

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



**Análisis del comportamiento de un tsunami al momento
de ingresar a una bahía desde distintos ángulos de
incidencia**

Iván Constanzo Valdebenito

Habilitación profesional
Para optar al Título de Geofísico

Octubre 2016

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

**Análisis del comportamiento de un tsunami al momento
de ingresar a una bahía desde distintos ángulos de
incidencia**

Iván Constanzo Valdebenito

Habilitación profesional
Para optar al Título de Geofísico

Profesora guía:
Dra. Ignacia Calisto Burgos

Comisión:
Dr. Elías Ovalle Miranda
Dr. Dante Figueroa Martínez



Octubre 2016

Agradecimientos.

En primer lugar quiero agradecer a mi familia por el apoyo incondicional que me han dado. A mi padre por hablarme acerca de la carrera de geofísica y por decirme que estudiara lo que a mí me interesara. A mi madre por darme apoyo cada día y enseñarme a enfrentar la adversidad con valentía. A mis hermanas, Claudia y Karen, por creer en mí y siempre brindar momentos de diversión en mi vida.

Agradezco a mis viejos amigos, Claudio, Felipe y Juan Pablo, por juntarnos una vez al año para divertirnos como lo hacen los viejos amigos.

Agradezco a mis nuevos amigos, Elizabeth, Francisco y tantos otros, que me han acompañado a lo largo de la carrera, con los que he podido reír de buena gana.

Agradezco a mis profesores. A mi profesora guía Ignacia Calisto por tenerme paciencia y siempre orientarme a hacer un mejor trabajo. A los profesores Elías Ovalle y Dante Figueroa por aceptar formar parte de mi comisión y leer este trabajo. Y a los demás profesores de la universidad por ayudarme en mi formación profesional.

Finalmente, agradezco al servicio hidrográfico y oceanográfico de la armada de Chile (SHOA) por proporcionarme los datos con los que realice este trabajo.

*Este trabajo está dedicado a mi familia
por darme apoyo cuando lo necesitaba.*

Resumen

Este trabajo está enfocado en el estudio y análisis de un tsunami al momento de ingresar a una bahía. Para ello se modeló un tsunami de origen sísmológico a partir de una falla homogénea que simula una magnitud sísmica de momento $M_w=8.5$, magnitud basada en el terremoto de Vallenar de 1922. Las bahías en donde se efectuó el análisis corresponden a una bahía ideal, que comprueba la teoría del comportamiento de un tsunami; y dos bahías reales, Chañaral y Caldera, las cuales tienen distinta geometría y orientación, siendo Chañaral una bahía de geometría abierta con orientación hacia el oeste, y Caldera es una bahía con geometría más cerrada y orientada hacia el noroeste. Estas bahías son las que registran el comportamiento de un tsunami más real.

El análisis consideró que un tsunami se comporta como un frente de onda plana, y por ello los efectos de reflexión, refracción, difracción e interferencia son los que se observan en los mareógrafos virtuales, campos de velocidad y mapas de inundación generados por la modelación. Particularmente, se consideró que la difracción presente en el análisis del comportamiento del tsunami corresponde a la difracción de Fraunhofer, la cual considera que el frente de onda se comporta como una fuente esférica al momento de impactar con un obstáculo. Esto se debe a que la longitud de onda del tsunami es muy grande en comparación con las dimensiones de la bahía y por lo tanto se ajusta mejor la difracción antes mencionada. Las modelaciones se efectuaron en el software TUNAMI2 (Imamura, 2006), y el tsunami generado se aproxima a las bahías desde el frente, el norte y el sur para comprobar la influencia del ángulo de incidencia del tsunami.

La modelación en la bahía ideal muestra que el tsunami que se aproxima desde el frente converge hacia el punto central de la costa al fondo de la bahía, mientras que para un tsunami que incide desde el norte o el sur de la bahía, el frente de onda converge entre el punto central en la costa de la bahía y la costa perpendicular a su dirección de propagación. Las costas adyacentes a la dirección de propagación del tsunami se ven más afectadas por frentes de onda secundarios que surgen por la difracción de Fraunhofer.

En la modelación en la bahía de Chañaral, se muestra que el tsunami que se aproxima desde el frente y desde el norte converge hacia la costa sureste de la bahía, mientras que el tsunami que viene desde el sur converge entre el punto central en la costa y la costa sureste de la bahía. Para los tres casos de modelación (frente, norte y sur) se ve la curvatura producto de la difracción de Fraunhofer en la entrada de la bahía.

Similarmente, en la bahía de Caldera se puede ver que el frente de onda del tsunami converge principalmente hacia un punto en la costa, aunque en este caso la convergencia no depende del ángulo de incidencia del tsunami. En este caso también se puede ver la curvatura esférica que genera la difracción de Fraunhofer en la entrada de la bahía.

Índice de contenidos

1. Introducción	8
1.1 Antecedentes sísmicos de la zona de Atacama	9
2. Marco Teórico	13
2.1 Frente de onda plana ingresando en una bahía	13
2.2 Tsunami	19
2.2.1 Teoría de aguas superficiales	19
2.2.1.1 Fricción con el fondo	20
2.2.1.2 Ecuaciones gobernantes	21
2.2.2 Tsunami en bahías	21
2.3 TUNAMI2	24
3. Construcción de Grillas	25
3.1 Grillas para la bahía idealizada	25
3.2 Grillas para la zona de Chañaral	26
3.3 Grillas para la zona de Caldera	28
4. Modelación de tsunami y análisis de mareógrafos para una bahía ideal	31
4.1 Tsunami incidiendo desde el frente de la bahía	32
4.2 Tsunami incidiendo desde el norte de la bahía	35
4.3 Tsunami incidiendo desde el sur de la bahía	37
5. Modelación de tsunami y análisis de mareógrafos para la bahía de Chañaral	42
5.1 Localización de los mareógrafos virtuales para Chañaral	43
5.2 Tsunami incidiendo desde el frente de la bahía	44
5.2.1 Mareógrafos en la entrada de la bahía	45
5.2.2 Mareógrafos en el fondo de la bahía	46
5.3 Tsunami incidiendo desde el norte de la bahía	49
5.3.1 Mareógrafos en la entrada de la bahía	50
5.3.2 Mareógrafos en el fondo de la bahía	52
5.4 Tsunami incidiendo desde el sur de la bahía	54
5.4.1 Mareógrafos en la entrada de la bahía	55
5.4.2 Mareógrafos en el fondo de la bahía	57

6. Modelación de tsunami y análisis de mareógrafos para la zona de Caldera	61
6.1 Localización de los mareógrafos virtuales para la zona de Caldera	62
6.2 Tsunami incidiendo desde el frente de la bahía	63
6.2.1 Mareógrafos en Caldera con efecto de la península	64
6.2.2 Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península	66
6.2.3 Comparación entre las modelaciones en Caldera	68
6.2.4 Mareógrafos en Calderilla	69
6.2.5 Mareógrafos en Bahía Inglesa	71
6.3 Tsunami incidiendo desde el norte de la bahía	73
6.3.1 Mareógrafos en Caldera con efecto de la península	74
6.3.2 Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península	75
6.3.3 Comparación entre las modelaciones en Caldera	77
6.3.4 Mareógrafos en Calderilla	78
6.3.5 Mareógrafos en Bahía Inglesa	80
6.4 Tsunami incidiendo desde el sur de la bahía	81
6.4.1 Mareógrafos en Caldera con efecto de la península	82
6.4.2 Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península	84
6.4.3 Comparación entre las modelaciones en Caldera	86
6.4.4 Mareógrafos en Calderilla	87
6.4.5 Mareógrafos en Bahía Inglesa	89
7. Conclusión	91
Anexo 1: Teoría de Ondas	94
Anexo 2: Manual TUNAMI2	101
Bibliografía	119

Capítulo I

Introducción.

Los tsunamis son fenómenos naturales que afectan fuertemente las costas y consisten en un frente de onda producido por el desplazamiento vertical de una columna de agua en un corto periodo de tiempo. El inicio del desplazamiento de esta columna de agua tiene diversos tipos de orígenes, siendo los más comunes: sísmológico, donde es la deformación vertical del fondo marino lo que desplaza la columna de agua; volcánológico, donde un volcán submarino entra en proceso eruptivo y es la columna de flujo piroclástico la que desplaza la columna de agua; remoción en masa, donde un volumen de algún material desplaza abruptamente un volumen de agua, este material puede ser tierra, un flujo de lodo, rocas, e incluso glaciares; y meteorológico, que es causado por la no homogeneidad de la presión atmosférica sobre la superficie oceánica y la tensión generada por la fricción del viento, en este caso la resonancia de las costas tiene mayor influencia en la generación del frente de onda. Existe, además, otro método de generación de tsunamis, la caída de un meteoro, sin embargo este evento es más raro que los eventos mencionados anteriormente y se estima que el tsunami se comporta similar al caso de una generación por remoción en masa. A pesar de los diversos orígenes, la mayor cantidad de tsunamis registrados son de origen sísmológico, en especial en las zonas de subducción (ITSU, 1999; Levin & Nosov, 2009).

Sea cual sea el origen de un tsunami, el frente de onda generado se puede analizar según la teoría de aguas someras debido a que la longitud de onda de un tsunami es muy grande en comparación con la profundidad del océano (Imamura, 2006). Esto es relevante ya que de esta manera se puede realizar un análisis acerca del comportamiento del frente de onda del tsunami al momento de interactuar con la costa. Se han realizado varios trabajos que demuestran que las condiciones costeras y geometría de las bahías tienen un rol importante en el comportamiento de un tsunami (Yamazaki & Cheung, 2011; Roeber et al., 2010; Horrillo et al., 2008), y también existen trabajos que analizan los espectros de densidad de energía de las bahías y han encontrado que los peaks de los tsunamis corresponden a los modos naturales de la bahía (Bressan & Tinti, 2011), sin embargo, dichos trabajos se centran solamente en un tsunami en específico. Es por lo anterior que este trabajo propone un análisis general del comportamiento de un tsunami al momento de ingresar a una bahía desde distintos ángulos de incidencia.

Este análisis del comportamiento de un tsunami tendrá tres condiciones: primero, el frente de onda del tsunami se considerará una onda plana al momento de ingresar a las bahías debido a que una onda plana viaja en una sola dirección; segundo, se consideraran tres tipos de bahías para realizar el análisis, una bahía idealizada que compruebe la teoría de ondas planas y dos bahías reales con distinta geometría localizadas en una zona de subducción; y tercero, se considerará un tsunami de origen sísmológico para el frente de onda basado en una zona de subducción.

De esta forma, el trabajo desarrolla la teoría de las ondas planas y revisa los efectos que ocurren cuando aparecen obstáculos, y que están relacionados con la reflexión, la refracción y la difracción de las ondas. En cuanto a las dos bahías reales elegidas para realizar el análisis, estas corresponden a las bahías de Chañaral (26.33°S, 70.64°W) y Caldera (27.05°S, 70.82°W), ubicadas en el norte de Chile. Estas bahías están separadas por una distancia de 81.8 km y ambas se han visto afectadas por múltiples tsunamis a lo largo de la historia (Lomnitz, 1971). La bahía de Chañaral se caracteriza por tener una geometría abierta con una abertura de 6 km que se abre perpendicular a la línea de costa. Por otro lado, la zona de Caldera está compuesta por tres bahías, Caldera, que tiene una geometría cerrada con una abertura de 3 km, Calderilla, que tiene una geometría más cerrada con una abertura de 0.8 km, y Bahía Inglesa, que tiene una geometría más abierta con una abertura de 6.3 km. Las tres bahías localizadas en la zona de Caldera están orientadas hacia el noroeste con respecto a la línea de costa.

Finalmente, para realizar la modelación de los diversos tsunamis en las tres bahías se utilizara el software TUNAMI2 (Imamura, 2006), que utiliza parámetros de fuente sísmica para crear una falla homogénea a partir de la cual se crea el tsunami. Los resultados son archivos de elevación y series de tiempo, los cuales serán analizados.

1.1 Antecedentes sísmicos de la zona de Atacama.

Las bahías de Chañaral y Caldera están localizadas en la región de Atacama, que es parte de la zona de subducción a lo largo de la costa central de Chile. Esta zona es conocida por la ocurrencia de varios terremotos de magnitud considerable producto de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. Esta subducción ocurre a una velocidad de $\sim 68 \text{ mm/yr}$ (milímetros/año) (Angermann, 1999; Vigny, 2009).

Considerando que el slab es la placa oceánica incrustada bajo la placa continental con un cierto ángulo (USGS, 2016), tenemos que esta zona de Chile también posee un inusual comportamiento en la subducción debido a que los valores Slab se aplanan a los 100 km de profundidad entre los 26°S y los 32°S (Tassara et al., 2006; Pardo et al., 2012) y no existe actividad volcánica en dicha zona. Además, existen tres dorsales y una zona de fractura que subducen con esta área, y que podrían tener algún efecto en la zona de subducción, estas estructuras ordenadas de sur a norte son: la dorsal de Juan-Fernández, la zona de fractura de Challenger, la dorsal de Copiapó, y la dorsal de Salas y Gómez. El terremoto de Copiapó de 1819 y el terremoto de Vallenar de 1922 ocurrieron entre la dorsal de Salas y Gómez, y la zona de fractura de Challenger, cruzando sobre la dorsal de Copiapó (Metois, 2014).

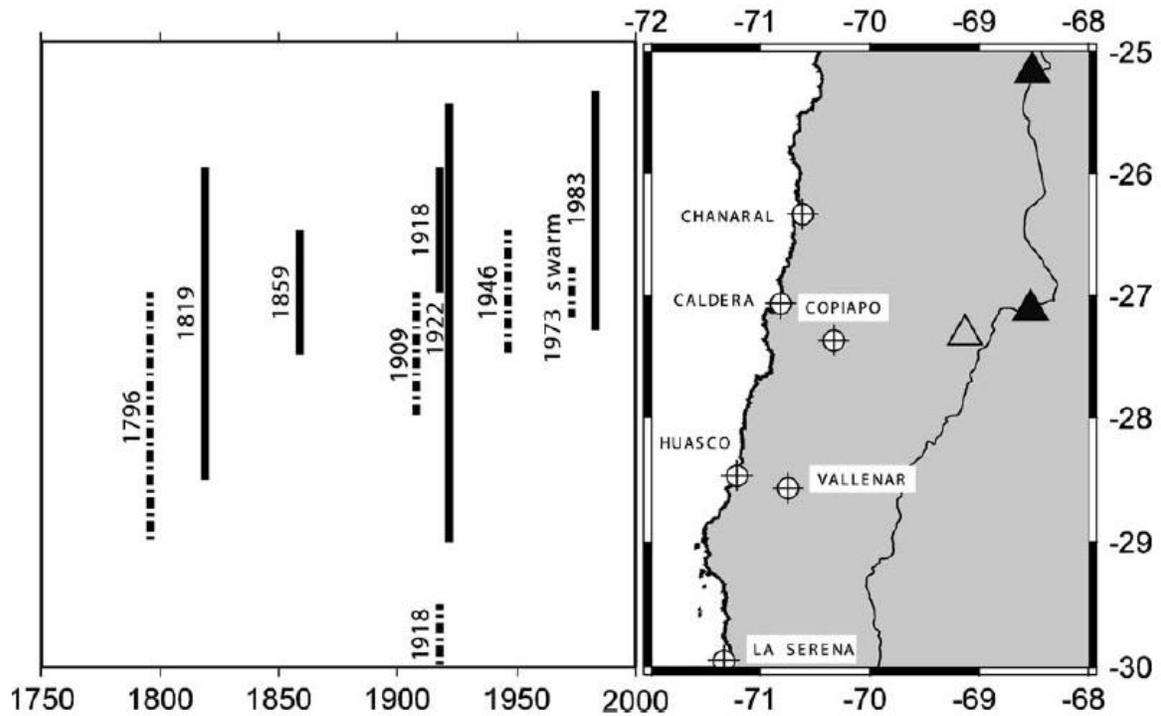


Figura 1.1. Largos de ruptura de los terremotos ocurridos en la zona de interés. Las líneas achuradas corresponden a eventos asociados a tsunamis de información poco fiable. En el mapa de la derecha se muestran las ciudades principales de la zona y los triángulos vacíos y negros corresponden a volcanes cuaternarios activos e inactivos respectivamente (Comte, 2002).

La Figura 1.1 muestra los eventos ocurridos en la zona de estudio, sin embargo, no todos generaron un tsunami (Lomnitz, 1971). La Tabla 1.1 presenta los terremotos más importantes de la zona indicando: fecha y zona del epicentro (Lomnitz, 1971), latitud, longitud, profundidad y magnitud del terremoto (Centro Sismológico Nacional (CSN); Engdahl & Villaseñor, 2002), y el registro de ocurrencia de tsunami (CSN).

Fecha	Zona del epicentro	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Magnitud sísmica	Observación
1796	Copiapó	27.35°S	70.35°W	-	Ms=7.7	No tsunami
1819	Copiapó	27.35°S	70.35°W	-	Ms=8.3	Tsunami destructor
1859	Copiapó	27.35°S	70.35°W	-	Ms=7.6	Tsunami Moderado
1909	Caldera	26.50°S	70.50°W	-	Mw=7.2	No tsunami
1918	Copiapó	26.00°S	71.00°W	25	Mw=7.5	Tsunami moderado
1922	Vallenar	28.55°S	70.75°W	25-35	Mw=8.7	Tsunami destructor
1946	Chañaral	26.50°S	70.50°W	50	Ms=7.1	No tsunami
1983	Chañaral	26.54°S	70.50°W	24	Mw=7.7	No tsunami

Tabla 1.1. Terremotos importantes ocurridos en la zona de Atacama en el norte de Chile. Ms: magnitud local. Mw: Magnitud momento.

De los grandes terremotos registrados en la región de Atacama, los ocurridos en los años 1796, 1909, 1946 y 1983 no registran un tsunami, mientras que los terremotos ocurridos en 1819, 1859, 1918 y 1922 si registran tsunami. Estos últimos eventos nombrados sirven como antecedentes para futuros tsunami que pueden ocurrir en la zona.

El terremoto de Copiapó de 1819 es descrito como un evento triple, ya que ese año ocurrieron eventos sísmicos los días 3, 4 y 11 de abril, siendo el más fuerte este último puesto que destruyó la ciudad de Copiapó. Este terremoto generó un tsunami muy destructivo que golpeó la ciudad de Caldera y pudo ser registrado a 800 km de distancia (Lomnitz, 1971).

El terremoto de Copiapó de 1859 ocurrió el día 5 de octubre a las ocho de la mañana hora local. Se registraron graves daños en las ciudades de Copiapó y Caldera, donde se reportaron más de cien viviendas destruidas y daños de consideración a la línea férrea. Se registró también un tsunami que golpeó severamente la ciudad de Caldera (Lomnitz, 1971).

Para el año 1918 ocurrieron dos terremotos en Copiapó, el primero ocurrió el día 20 de mayo con magnitud sísmica Ms=7.9 (Ms: magnitud local), y el segundo ocurrió el día 4 de Diciembre con magnitud sísmica Mw=7.5 (Engdahl & Villaseñor, 2002). Este último terremoto causó grandes daños en Copiapó y daños menores en Vallenar y Caldera. Se registró un tsunami en la bahía de Caldera con olas de 5 m.

En el año 1922 ocurrieron dos eventos sísmicos importantes en la zona, el primero fue el día 7 de noviembre con una magnitud $M_s=7$ que no generó tsunami, y el segundo ocurrió el día 11 de noviembre con una magnitud de $M_w=8.7$ (Engdahl & Villaseñor, 2002) cuyo epicentro se localizó cerca de Huasco, este último evento es conocido como el terremoto de Vallenar de 1922. La destrucción generada por este terremoto fue muy importante en Copiapó y otras ciudades de la región, además se registraron altas aceleraciones verticales. Este terremoto también fue percibido en Buenos Aires y la Isla de San Félix. La localización del terremoto de Vallenar de 1922 no está muy bien definida, dos posibles localizaciones pueden ser 28.5°S y 70.0°W (Beck, 1998), y 28.55°S y 70.75°W (Engdahl & Villaseñor, 2002), no obstante la profundidad de este evento es de aproximadamente 25-35 km por lo que su localización es suficientemente cercana a la costa para haber generado un tsunami de consideración. Es por ello que el tsunami registrado provocó olas de 9 m en Chañaral, 7 m en Caldera y 7 m en Coquimbo, además de registrar daños en Hilo, Hawái (Lomnitz, 1971).

Son estos antecedentes sísmicos los que hacen que Chañaral y Caldera sean zonas interesantes para el estudio del comportamiento de un tsunami, ya que han registrado varios eventos en el pasado. Otro punto interesante es el terremoto de Vallenar de 1922, ya que se utilizarán algunas de sus características sísmicas, como las dimensiones de la falla y magnitud sísmica, para la creación de una fuente sísmica homogénea generadora de tsunami.

Capítulo II

Marco Teórico.

Para poder realizar un completo y correcto análisis de las ondas de un tsunami en interacción con una bahía, se debe establecer el concepto de la onda plana, su relación con la óptica geométrica y el efecto de la difracción. No obstante, la formulación física de estos conceptos es muy básica y por ello se encuentra desarrollada en el anexo 1. Esta sección está orientada en la descripción física de un frente de onda ingresando a una bahía y las ecuaciones que gobiernan un tsunami al momento de llegar a la costa.

2.1 Frente de onda plana ingresando en una bahía.

El frente de onda más sencillo de analizar es el frente de onda plana paralelo a la costa con dirección de propagación perpendicular a una bahía (Figura 2.1). Este frente se refractará a medida que se acerque a la costa, y se difractará generando ondas secundarias de Huygens-Fresnel (Klein, 1986), la difracción dependerá de la relación entre la longitud de onda del frente y el ancho de la abertura de la bahía.

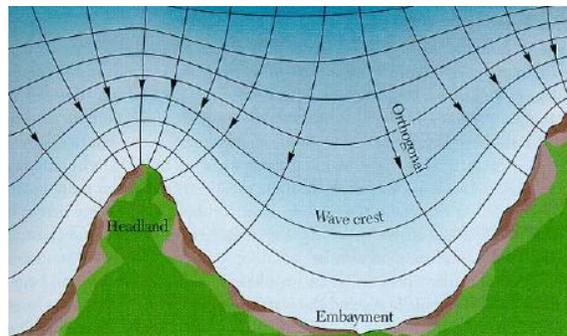


Figura 2.1. Frente de onda plana paralelo a la línea de costa con dirección de propagación perpendicular a una bahía (UPC, 2011).

Lo primero que hay que señalar es el hecho de que si existen desfiladeros adyacentes a las bahías, estos recibirán una mayor cantidad de energía en sus extremos, contraponiéndose a las zonas aledañas las cuales recibirán menos energía (UPC, 2011). Esto ocurre debido a que el extremo del desfiladero es impactado inmediatamente por el frente de onda, mientras que las zonas aledañas se ven afectadas debido a la aparición de ondas secundarias de Huygens-Fresnel que se propagan a lo largo de costa a la misma velocidad que el frente de onda principal.

La difracción que ocurre puede ser de dos tipos: de campo lejano, llamada difracción de Fraunhofer, donde el lugar que registra las ondas difractadas se encuentra lejos de la zona en donde ocurrió la difracción; y de campo cercano, llamada difracción de Fresnel, donde el lugar que registra las ondas difractadas se encuentra cerca de la zona en donde ocurrió la difracción (Serway, 1999; Klein, 1986). Para determinar qué tipo de difracción ocurre en un fenómeno puntual se utiliza el número de Fresnel, si este número es menor que 1, entonces se aplica a difracción de Fraunhofer, en caso contrario se aplica la difracción de Fresnel. Ambos tipos de difracciones y el número de Fresnel están descritos en el anexo 1.

La Figura 2.2 muestra el proceso de difracción de un frente de onda plana al impactar un obstáculo.

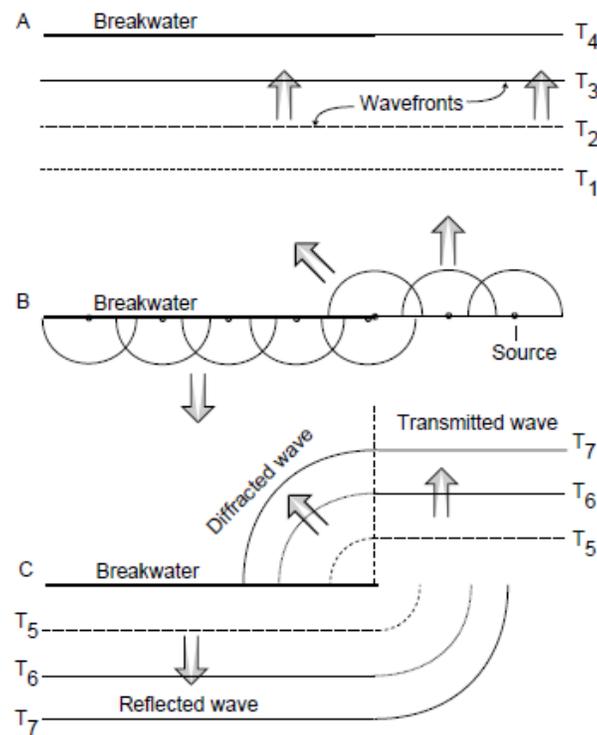


Figura 2.2. Esquemización de un frente de onda plana impactando un obstáculo. A) El frente de onda se acerca al obstáculo de forma perpendicular. B) Producto del impacto aparecen las ondas secundarias de Huygens-Fresnel. C) Las ondas que no tocan el obstáculo pasan directamente sin mayor alteración, las ondas que impactaron totalmente el obstáculo se reflejan perpendicularmente pero con menor energía, las ondas que impactaron parcialmente el obstáculo forman un nuevo frente que rodea el obstáculo debido a que las ondas secundarias de Huygens-Fresnel son esféricas (SOEST, 2015).

Además de la difracción descrita, también ocurren fenómenos de reflexión, refracción e interferencia de ondas. Para el caso de un frente de onda plana ingresando a una bahía, si la longitud de onda del frente de onda es mayor a las variaciones de la costa, entonces la reflexión tendrá el mismo ángulo incidente y reflejado, es decir, será una reflexión especular. También hay que notar que la reflexión ocurre de mejor manera en obstáculos verticales, como desfiladeros, que en zonas de poca pendiente, como una playa, esto quiere decir que la reflexión cambiará si el frente de onda impacta contra una superficie “sólida” como un desfiladero o una superficie “blanda” como una playa. Esto se ve reflejado en el hecho de que la polaridad de la onda se invierte si la superficie en donde impacto la onda es “sólida” (Figura 2.3, arriba), en cambio, la polaridad de la onda se mantiene si el impacto es contra una superficie “blanda” (Figura 2.3, abajo) (SOEST, 2015).

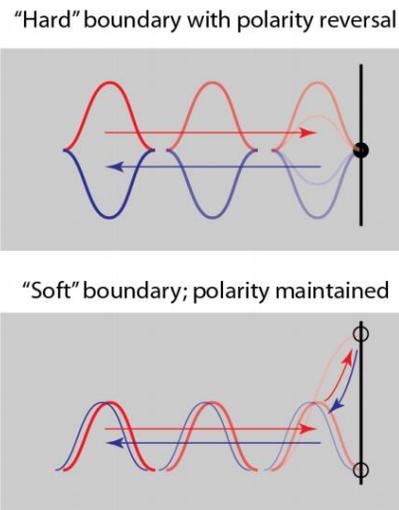


Figura 2.3. Polaridad de una onda al impactar una barrera. (Arriba) Si la onda impacta una barrera sólida, la polaridad se invierte. (Abajo) Si la onda impacta una barrera blanda, la polaridad se mantiene (SOEST, 2015).

En cuanto a la refracción, esta ocurre debido al cambio de profundidad en el océano a medida que se acerca a la costa. Cuando la costa es plana, el frente de onda se refracta para quedar paralelo a la costa, sin embargo, la refracción varía si la costa tiene bahías o penínsulas. En caso de existir penínsulas, cuando se pasa de aguas profundas a aguas poco profundas, el frente de onda converge (Figura 2.4, arriba). Por otro lado, en caso de existir una bahía, el frente de onda diverge (Figura 2.4, abajo). En ambos casos, la refracción permite que el frente de onda llegue de manera perpendicular a las costas (SOEST, 2015).

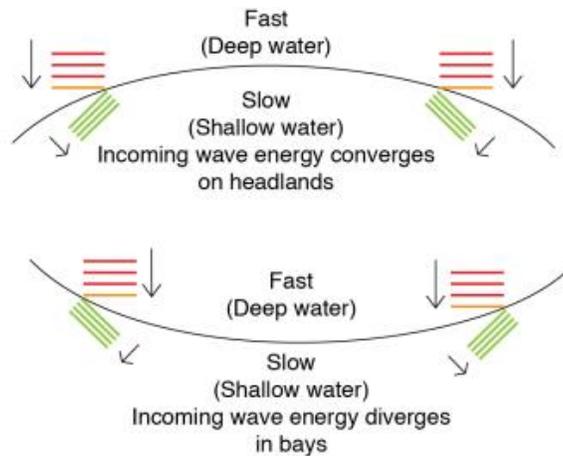


Figura 2.4. Refracción de un frente de onda plana. (Arriba) En una península, el frente de onda rojo converge al pasar de aguas profundas a aguas someras para quedar paralelo a la costa como indica el frente de onda verde. (Abajo) En una bahía el frente de onda rojo diverge al pasar de aguas profundas a aguas someras para quedar paralelo a la costa como indica el frente de onda verde, (SOEST, 2015).

Por último, hay que notar que existe un fenómeno de interferencia de ondas en el momento que se crucen el frente de onda principal con los frentes de onda secundarios generados por la difracción y la reflexión. De manera sencilla, la interferencia de ondas se define como la superposición de dos o más ondas (Serway, 1999), en donde puede existir interferencia constructiva que aumenta las amplitudes y ocurre cuando coinciden dos crestas o dos valles, o puede existir interferencia destructiva que anula las amplitudes, la cual ocurre cuando coincide una cresta con un valle.

Para una interferencia de ondas debido a la reflexión del frente de onda, la superposición ocurre en ciertos puntos dependiendo del ángulo de incidencia del frente, estos puntos de interferencia forman un patrón en línea recta paralelo a la superficie en donde ocurrió la reflexión (SOEST, 2015). Esto se puede ver en la Figura 2.5.

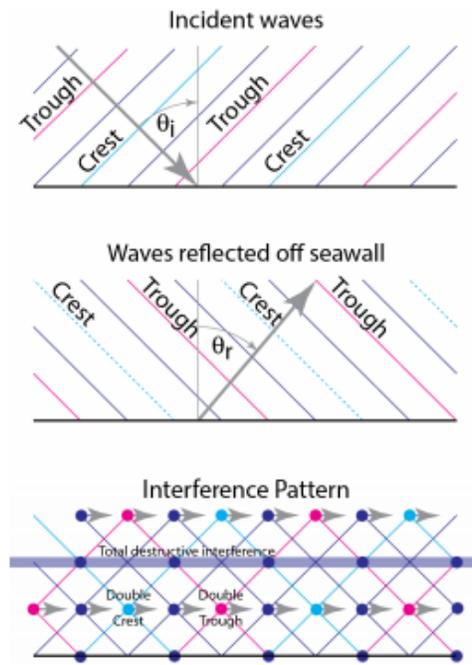


Figura 2.5. Puntos en donde ocurre la interferencia de ondas para una reflexión (SOEST, 2015).

Paralelamente, una interferencia por ondas secundarias de Huygens-Fresnel sigue el mismo principio básico, es decir, la coincidencia de crestas con crestas, y valles con valles genera interferencia constructiva, mientras que la coincidencia de crestas con valles genera interferencia destructiva. Y al igual que con la interferencia por reflexión, los puntos en donde ocurre la interferencia forman un patrón en línea recta (Figura 2.6) (SOEST, 2015).

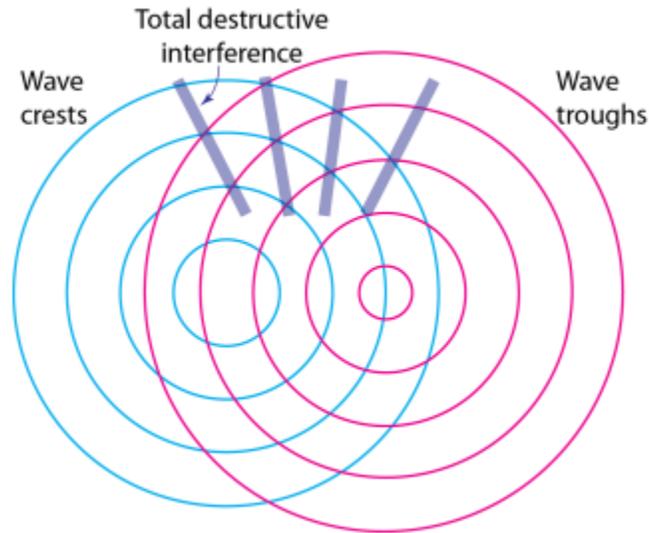


Figura 2.6. Zonas de interferencia para ondas secundarias de Huygens-Fresnel (SOEST, 2015).

Con lo expuesto anteriormente, se puede establecer que en el fondo de una bahía, la energía registrada debido a un frente de onda plana dependerá enormemente de las interferencias generadas entre el frente de onda principal, que viaja en línea recta perpendicular al fondo de la bahía, los frentes de onda secundarios generados por las ondas secundarias de Huygens-Fresnel al momento de ocurrir difracción, que viajan a lo largo de la costa a la misma velocidad que el frente principal, y los frentes de ondas reflejados, que pueden tener la polaridad cambiada dependiendo de las zonas de la costa en donde se hayan reflejado.

Las variaciones del ángulo de incidencia del frente de onda principal al aproximarse a una bahía hacen variar las zonas en donde ocurre difracción y reflexión, sin embargo, como se expresó anteriormente, la refracción que ocurre debido al cambio de profundidad, hace que el frente de onda siempre trate de llegar de manera perpendicular a la costa.

2.2 Tsunami

Anteriormente se ha establecido el comportamiento de un frente de onda plana al momento de ingresar a una bahía, y dado el caso de que un tsunami se comporta similar a un frente de onda plana, se establecerá el comportamiento de un tsunami al momento de ingresar a una bahía. Primero hay que establecer la forma en que se propaga un tsunami basados en la teoría de aguas superficiales (Imamura, 2006).

2.2.1 Teoría de aguas superficiales.

Los tsunamis se generan principalmente por el desplazamiento vertical del fondo marino el cual genera ondas con longitudes de onda muy grandes. En las ondas generadas, la aceleración vertical de las partículas de agua es despreciable comparada con la aceleración de gravedad, en consecuencia, el movimiento vertical de las partículas no tiene efecto en la distribución de la presión, por lo que es buena aproximación considerar que la presión es hidrostática. Con estas consideraciones, las ecuaciones para la conservación de la masa y la conservación del momentum para un problema tridimensional quedan expresadas como:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\
 \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) &= 0 \\
 \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) &= 0 \\
 g + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= 0
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

Donde x e y representan los ejes horizontales, z representa el eje vertical, t representa el tiempo, η representa el desplazamiento vertical del agua sobre la superficie, u , v y w representan la velocidad de las partículas en los ejes x , y , z respectivamente, g representa la aceleración de gravedad, y τ_{ij} representa los esfuerzos de corte en la dirección i sobre el plano j .

La ecuación de momentum en la dirección z con la condición de superficie dinámica de $p = 0$, queda como la presión hidrostática $P = \rho g(\eta - z)$. Considerando h como la profundidad del agua, las condiciones dinámicas y cinéticas para la superficie y el fondo están dadas por:

$$\begin{aligned}
 P &= 0, & z &= \eta \\
 w &= \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y}, & z &= \eta \\
 w &= -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y}, & z &= -h
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

Aplicando las condiciones mostradas en las ecuaciones (2.2), obtenemos las ecuaciones bidimensionales denominadas “Teoría de aguas someras”, las cuales tienen la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} &= A \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} &= A \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.3)$$

Donde D es la profundidad total del agua, dada por $h + \eta$, τ_x y τ_y corresponden a la fricción con el fondo en las direcciones x e y , A corresponde a la viscosidad horizontal Eddy, que se asume constante, además, los esfuerzos de corte en la superficie son despreciados.

Los flujos de descarga en las direcciones x e y están representados por M y N , los cuales están definidos por las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} M &= \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \\ N &= \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \end{aligned} \quad (2.4)$$

2.2.1.1 Fricción con el fondo.

La fricción existente con el fondo marino puede ser representada por las ecuaciones:

$$\begin{aligned} \frac{\tau_x}{\rho} &= \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} M \sqrt{M^2 + N^2} \\ \frac{\tau_y}{\rho} &= \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} N \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned} \quad (2.5)$$

donde f es el coeficiente de fricción con el fondo, pero para este caso utilizaremos el parámetro de Manning (n), por lo que se establece una relación entre este y el coeficiente de fricción definida de la siguiente manera:

$$n = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}} \quad (2.6)$$

de esta manera, la fricción con el fondo queda representada por las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}\frac{\tau_x}{\rho} &= \frac{n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \\ \frac{\tau_y}{\rho} &= \frac{n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2}\end{aligned}\quad (2.7)$$

2.2.1.2 Ecuaciones gobernantes.

Finalmente, hay que considerar que la turbulencia Eddy es despreciable comparada con la fricción del suelo, lo que significa que las ecuaciones fundamentales que representan la propagación de un tsunami en aguas superficiales son:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} &= 0 \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} &= 0\end{aligned}\quad (2.8)$$

2.2.2 Tsunami en bahías.

Las ecuaciones anteriores son la base para el estudio de una ola de tsunami ingresando a bahías con distinta geometría desde distintos ángulos de incidencia. Como se estableció con anterioridad, existen dos teorías de difracción, Fraunhofer y Fresnel (Serway, 1999; Klein, 1986), y para el caso puntual de un tsunami ingresando en una bahía se debe elegir la teoría que mejor ajuste la realidad, para ello utilizaremos el número de Fresnel definido como:

$$F = \frac{d^2}{L\lambda}\quad (2.9)$$

donde d es la longitud de la abertura, lo que en este caso es el ancho de la abertura de la bahía; L es la distancia entre la abertura y la pantalla, que correspondería a la distancia entre la entrada y el fondo de la bahía; y λ es la longitud de onda del frente de onda, para este caso es la longitud de onda del tsunami. En este estudio las bahías elegidas para el análisis corresponden a las bahías de Chañaral (bahía abierta) y Caldera (bahía cerrada), por lo que hay que considerar las longitudes de estas bahías para realizar el cálculo del número de Fresnel.

En la entrada de la bahía de Chañaral la profundidad promedio es de 40.5 m, lo que significa que un tsunami ingresando a esta bahía tiene una velocidad (C) aproximada de:

$$C_{Chañaral} = \sqrt{gh_{Chañaral}} = 20 \text{ m/s}\quad (2.10)$$

asumiendo que el periodo típico (T) de un tsunami es de 15 minutos (Gutenberg, 1939), la longitud de onda en la bahía de Chañaral es:

$$\lambda_{Chañaral} = C_{Chañaral} * T = 18 \text{ km} \quad (2.11)$$

en adición, la abertura de la bahía tiene una longitud $d_{Chañaral} = 6 \text{ km}$ con una distancia entre la entrada y la playa de $L_{Chañaral} = 2.9 \text{ km}$. La Figura 2.7(a) ilustra las dimensiones de la bahía de Chañaral.

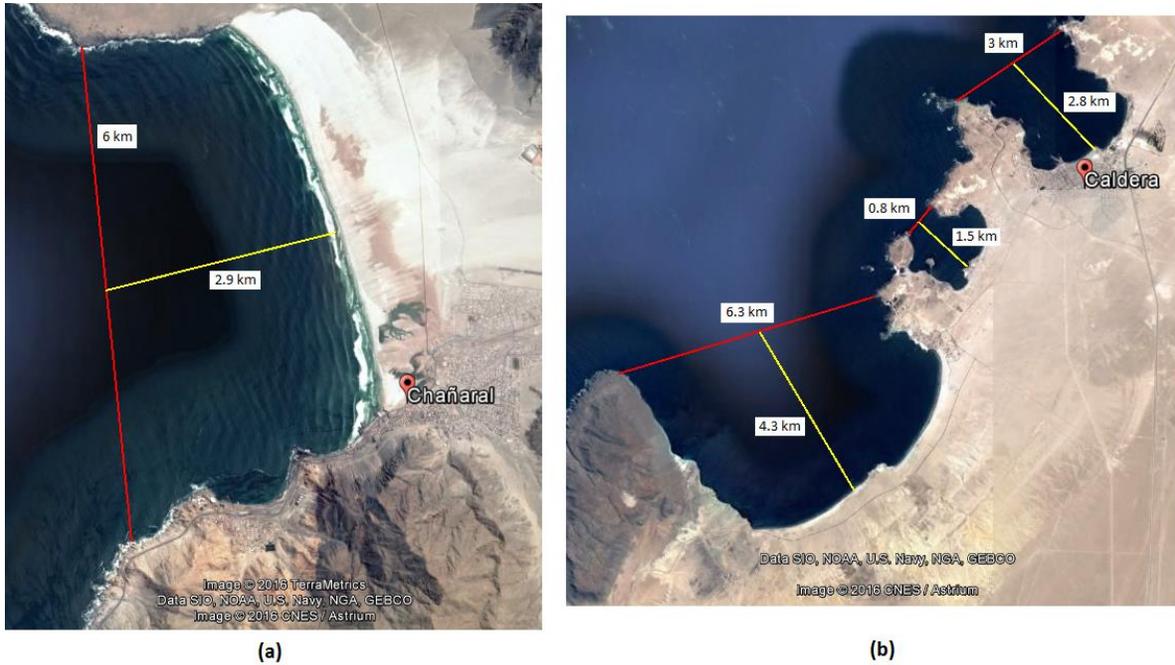


Figura 2.7. (a) Dimensiones de la bahía de Chañaral. (b) Dimensiones de las bahías de Caldera, Calderilla y Bahía Inglesa ordenadas de norte a sur respectivamente. (Google Earth, 2016; Google Earth, 2013).

Por otro lado, la bahía de Caldera tiene, en la entrada, una profundidad promedio de 63.5 m, lo que significa que un tsunami alcanza una velocidad (C) de:

$$C_{caldera} = \sqrt{gh_{caldera}} = 25 \text{ m/s} \quad (2.12)$$

usando el mismo periodo del caso anterior, tenemos que la longitud de onda en la bahía de Caldera es:

$$\lambda_{caldera} = C_{caldera} * T = 22.5 \text{ km} \quad (2.13)$$

la longitud de la abertura es $d_{Caldera} = 3$ km, y la distancia entre la entrada y la playa es de $L_{Caldera} = 2.8$ km. La bahía de Calderilla es más pequeña que Caldera, con una abertura $d_{Calderilla} = 0.8$ km de ancho y con una distancia $L_{Calderilla} = 1.5$ km, y por ello su difracción será del mismo tipo a la que ocurra en Caldera. Bahía Inglesa, por otro lado, es similar a Chañaral, ya que su abertura tiene $d_{BInglesa} = 6.3$ km de ancho con una distancia $L_{BInglesa} = 4.3$ km, y por ello su difracción será similar a la que ocurra en esta bahía. La Figura 2.7 (b) ilustra las dimensiones de las bahías en la zona de Caldera.

Considerando que las tres bahías en la zona de Caldera están muy próximas entre sí, longitud de onda del tsunami es igual para las tres bahías. Con lo anterior tenemos que el número de Fresnel para todas las bahías está dado por.

$$F_{Chañaral} = \frac{d_{Chañaral}^2}{L_{Chañaral}\lambda_{Chañaral}} = 0.6897 \quad (2.14a)$$

$$F_{Caldera} = \frac{d_{Caldera}^2}{L_{Caldera}\lambda_{Caldera}} = 0.1429 \quad (2.14b)$$

$$F_{Calderilla} = \frac{d_{Calderilla}^2}{L_{Calderilla}\lambda_{Caldera}} = 0.0190 \quad (2.14c)$$

$$F_{BInglesa} = \frac{d_{BInglesa}^2}{L_{BInglesa}\lambda_{Caldera}} = 0.4102 \quad (2.14d)$$

Por las ecuaciones (2.14a), (2.14b), (2.14c) y (2.14d) podemos ver que el número de Fresnel es menor que 1 para todos los casos, lo que implica que la teoría de difracción que mejor se ajusta a este problema es la difracción de Fraunhofer (Klein, 1986). Esto quiere decir que el efecto de la difracción se registra de mejor manera en la “pantalla” posterior a la abertura, para este caso, el efecto de la difracción se registra mejor en la costa de la bahía.

Con lo anteriormente establecido, para las zonas aledañas a la boca de las bahías, si el tsunami llega frontalmente, ocurrirá un fuerte efecto de ondas secundarias de Huygens-Fresnel generando mucha interferencia. Esto será potenciado por la propia refracción del tsunami que es divergente debido al cambio de profundidad del mar en las bahías. Por otro lado, si el tsunami impacta desde otro ángulo, la zona de la bahía que esté más cerca del lugar de impacto tendrá mayores efectos de difracción por las ondas secundarias, mientras que las zonas más alejadas recibirán una onda parcial influenciada mayormente por la interferencia de ondas, ya sea constructiva o destructiva.

Finalmente, para las zonas que se encuentran en el fondo de la bahía. Si el impacto del tsunami es frontal, las mayores energías se registrarán en el centro e irán disminuyendo a medida que se alejen del mismo. Para los casos en donde la llegada del tsunami sea con distinto ángulo al de la llegada frontal, la primera llegada está totalmente condicionada a las ondas secundarias de Huygens-Fresnel, y las sucesivas olas que lleguen producto de la reflexión. Hay que recordar que las ondas secundarias tienen la misma velocidad que la onda principal, por lo que la zona afectada por un tsunami depende de su localización respecto al lugar en donde impacta la primera ola.

2.3 TUNAMI2

La modelación de los tsunamis fue realizada con el software Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-field tsunami No.2 (TUNAMI-N2 o TUNAMI2) del Dr. Fumihiko Imamura. Este software está basado en la simulación numérica de un tsunami con el esquema del salto de rana y diferencias finitas para resolver las ecuaciones de aguas superficiales de forma lineal para aguas profundas lejos de la costa y de forma no lineal para aguas cercanas a la costa, además de cálculos de run-up con grillas constantes (Imamura, 2006). Este software forma parte del código TUNAMI que además incluye los software: TUNAMI-N1, que utiliza ecuaciones lineales con grillas constantes; TUNAMI-N3, que utiliza ecuaciones lineales pero con grillas variables; TUNAMI-F1, que aplica ecuaciones lineales para la propagación en el océano en coordenadas esféricas; y TUNAMI-F2 que utiliza ecuaciones lineales para la propagación en el océano y aguas territoriales (Imamura, 2006).

El software TUNAMI2 está restringido solamente para modelar un tsunami, es decir, no incluye olas de gravedad ni efectos del viento, por lo que el nivel del agua es constante durante la modelación. El tsunami modelado es necesariamente de origen sísmico, y se obtiene a partir de una sola falla sísmica que rompe uniformemente, sin embargo, se requiere de un programa que calcule la deformación inicial a partir de los siguientes parámetros sísmicos: coordenadas del punto en donde inicia la falla sísmica; largo y ancho de la falla; ángulos de strike, dip y rake; el desplazamiento de la superficie y la profundidad focal.

TUNAMI2 utiliza el método de grillas anidadas a medida que se aproxima a la costa para reducir costos computacionales. Para las modelaciones en este trabajo se utilizaron cuatro grillas anidadas para modelar una hora de tsunami con paso de tiempo de 30 segundos y un coeficiente de fricción de fondo de 0.025 que representa arena comprimida de 2 cm de diámetro, y es muy utilizado en la modelación de tsunamis (Masamura *et al.*, 2000). Un aspecto a considerar acerca de TUNAMI2 es que en el esquema de salto de rana, los puntos de las grillas son sucesivamente cambiados por valores de velocidad y altura del tsunami asumiendo que el nivel de agua es fijo, si el nivel del agua es más alto que lo anterior, puede ocurrir que el agua inunde zonas en donde existe tierra. El uso detallado del software TUNAMI2 se encuentra especificado en el anexo 2.

Una vez establecida la teoría de un tsunami interactuando con la costa, hay que comprobar la veracidad de ésta y además, revisar lo que ocurre en un caso real. Para ello este trabajo propone tres tipos de modelaciones de tsunamis, la primera es una modelación en una bahía idealizada que verifique la teoría, la segunda es una modelación en una bahía real de geometría abierta (Chañaral), y la tercera es una modelación en una zona real (Caldera) con dos bahías geometría cerrada y una de geometría abierta. En este último caso, para una bahía en particular, se efectuó dos veces la modelación con el objetivo de ver el efecto de una pequeña península sobre las alturas de ola de un tsunami en la bahía.

Capítulo III

Construcción de grillas.

Como se ha descrito anteriormente, TUNAMI2 utiliza grillas anidadas para realizar la modelación del tsunami. La construcción de dichas grillas para las distintas modelaciones que propone este estudio está descrita en este capítulo.

3.1 Grillas para la bahía idealizada.

La modelación de tsunami en una bahía idealizada se realizó en dos grillas anidadas de 2.16 minutos y 0.108 minutos de resolución. La construcción de dichas grillas se realizó utilizando los software MatLab, versión 7.8.0.347 (R2009a) y Paint, versión 6.3 (compilación 9600), a partir de una grilla real del norte de Chile. Esta grilla fue modificada para poder trabajar con una costa completamente plana con una única bahía y, además, se creó un efecto de asomeramiento del agua a medida que se aproximaba a la costa. Las grillas están ilustradas en la Figura 3.1.

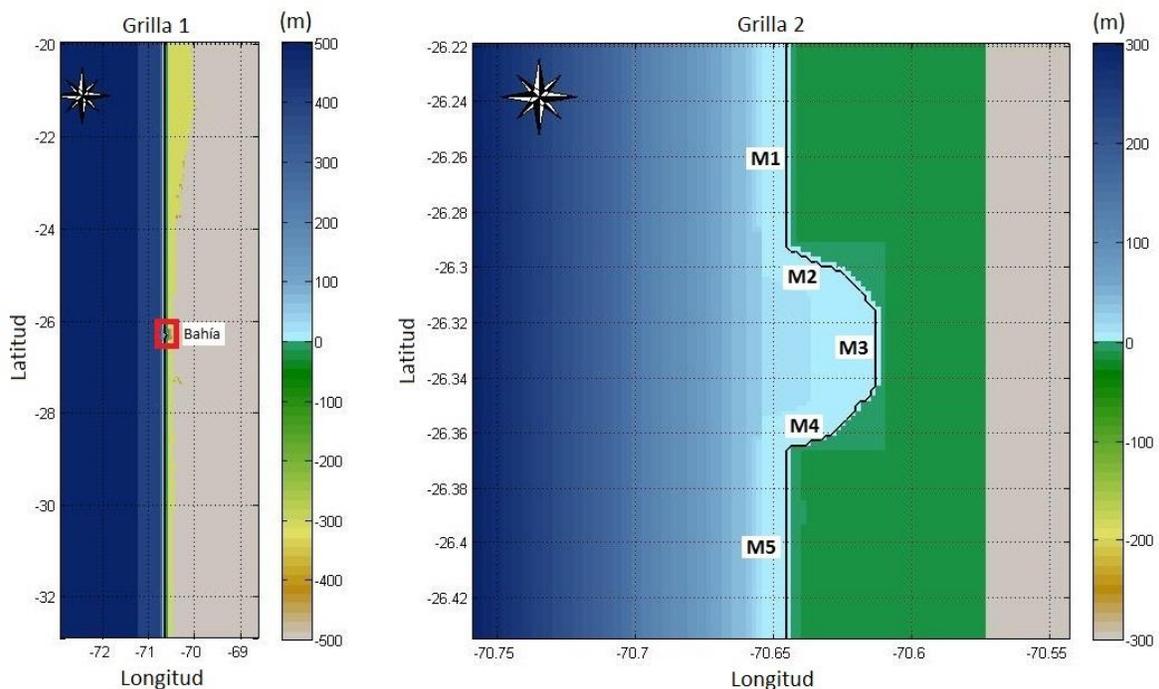


Figura 3.1. Grillas utilizadas para las bahías idealizadas. M1, M2, M3, M4 y M5 indican las posiciones de los mareógrafos virtuales. Topobatemetría en metros.

3.2 Grillas para la zona de Chañaral.

Para poder realizar una correcta modelación de un tsunami para la zona de Chañaral, se utilizaron cuatro grillas en el formato de grillas anidadas. La construcción y anidamiento de estas grillas se realizó con Generic Mapping Tools (GMT) versión 5.2.1 (Wessel et al., 2013). La grilla mayor (grilla 1) tiene una resolución de 2.16 minutos y fue elaborada con interpolación de puntos obtenidos de ETOPO2 (Amante & Eakins, 2009). Las dos grillas intermedias (grilla 2 y grilla 3) tienen 0.54 minutos y 0.108 minutos de resolución y fueron construidas con la interpolación de puntos obtenidos de ASTER (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>) y SRTM30 de la NASA (Becker et al., 2009). Finalmente, la grilla menor (grilla 4) fue elaborada de la misma manera con puntos entregados por el servicio hidrográfico y oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) que tenían una resolución de 30 m (<http://www.shoa.cl/tramites-e-informaciones/tramite-facil>) y puntos obtenidos de ASTER (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>), esta grilla tiene una resolución de 0.018 minutos. En la Figura 3.2 se pueden ver las grillas uno y dos, y en la Figura 3.3 se pueden ver las grillas tres y cuatro. En la figura 3.4 se pueden ver los puntos de grilla dentro de la bahía de Chañaral.

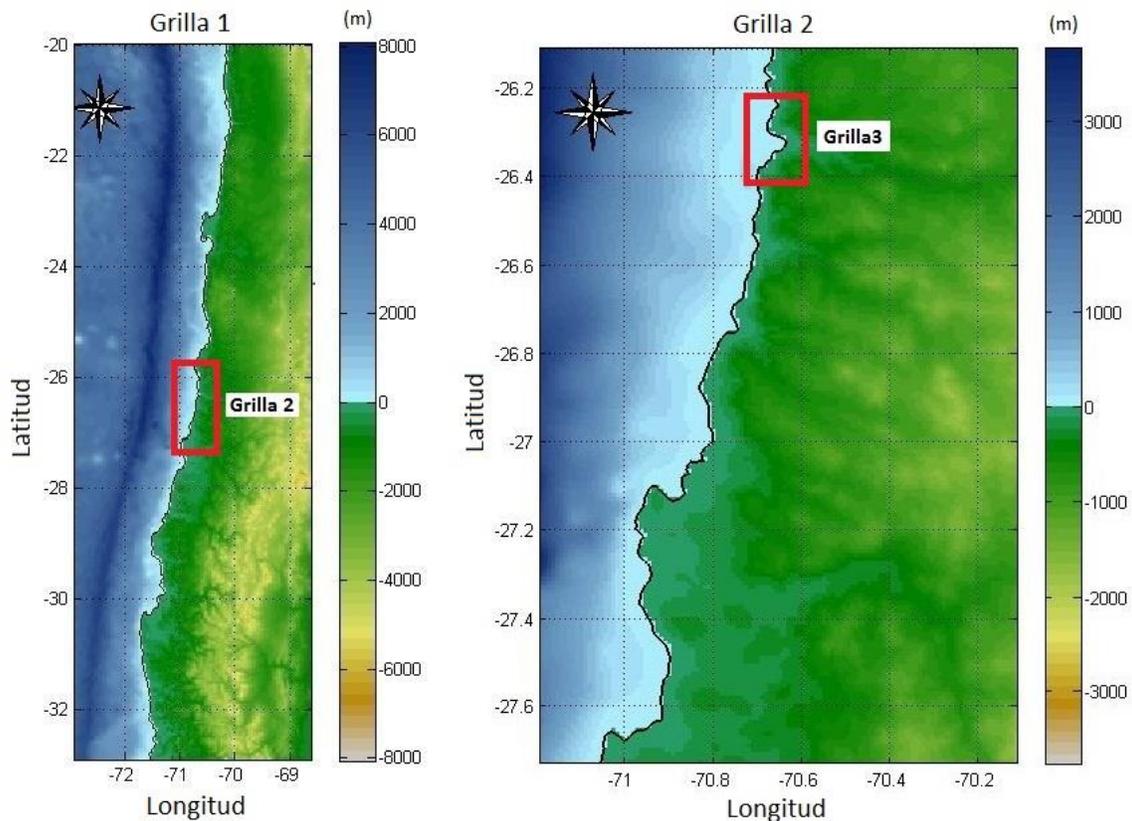


Figura 3.2. Grillas mayores para Chañaral.

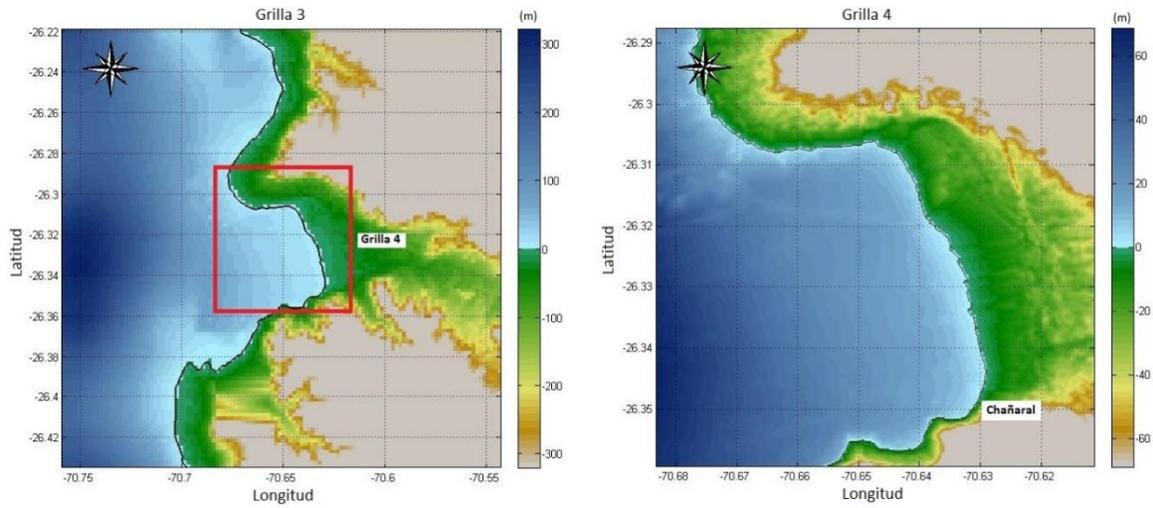


Figura 3.3. Grillas menores para Chañaral.

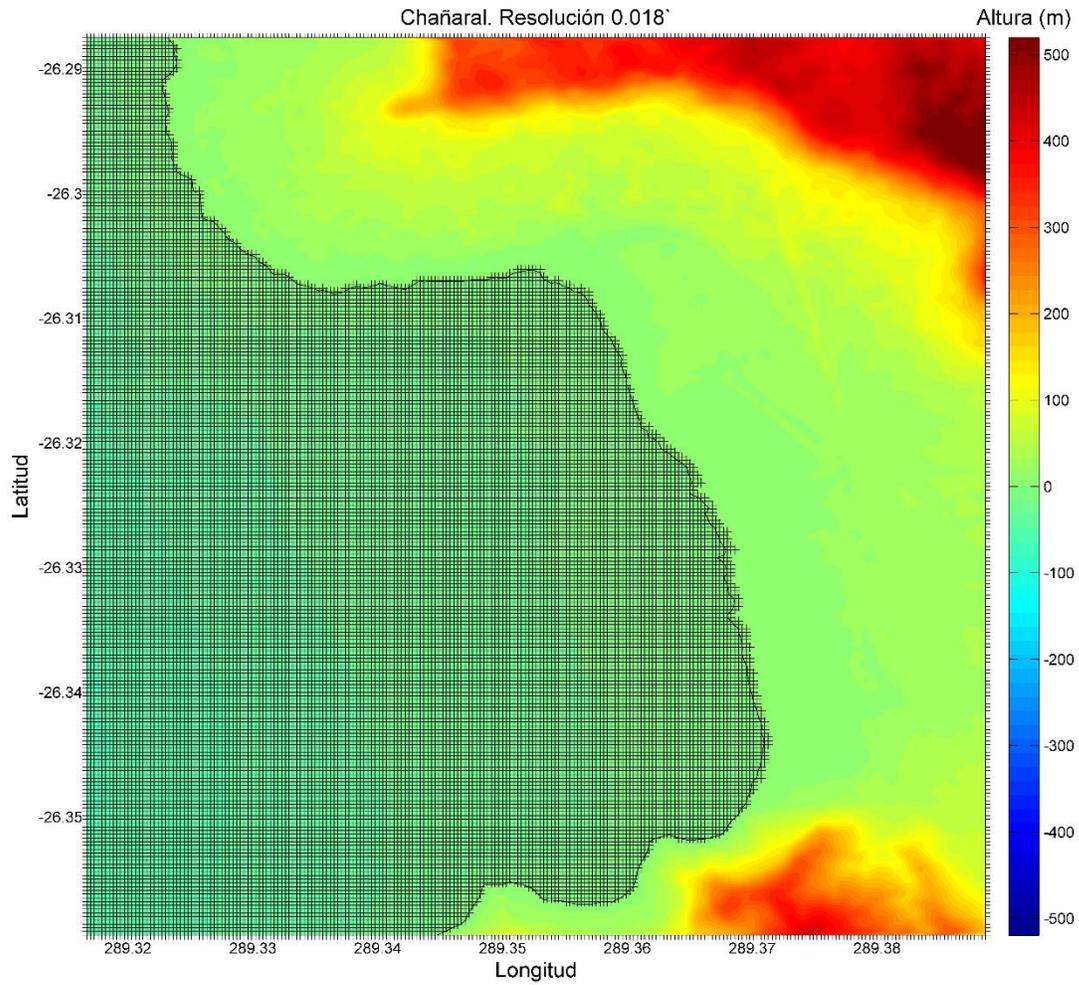


Figura 3.4. Puntos de grilla en la bahía de Chañaral para la grilla de mayor resolución.

3.3 Grillas para la zona de Caldera.

Similarmente, en la zona de Caldera se utilizaron cuatro grillas en el formato de grillas anidadas y la construcción y anidamiento de estas grillas se realizó con GMT versión 5.2.1. Las grillas 1, 2 y 3 tienen 2.16, 0.54 y 0.108 minutos de resolución respectivamente, y al igual que en Chañaral, se utilizaron puntos ETOPO2, ASTER y SRTM30 para su construcción.

Debido a que la zona de Caldera es muy amplia, se crearon tres grillas menores distintas para poder analizar las distintas bahías y los efectos de una pequeña península que se localiza en la parte norte, de esta forma se crearon dos versiones de la bahía de Caldera y una grilla que contiene a Calderilla y Bahía Inglesa.

La primera versión de la bahía de Caldera fue construida con puntos obtenidos del SHOA y puntos ASTER, sin embargo, los puntos entregados por el SHOA terminan justo en la pequeña península al norte de la bahía de Caldera, y por ello se utilizaron puntos de la grilla mayor (grilla 3) para interpolar y poder observar los efectos de esta península sobre la bahía. La segunda versión de la grilla menor fue construida solamente con los puntos SHOA y ASTER, y no incluye a la pequeña península en el norte, por lo que la bahía de Caldera no registrara los efectos de esta península. Y por último, se utilizaron nuevamente solo los puntos SHOA y ASTER para crear la grilla que contiene a Calderilla y Bahía Inglesa. Todas las grillas menores tienen 0.018 minutos o 30 m de resolución.

La Figura 3.5 ilustra las dos grillas mayores, la Figura 3.6 ilustra la grilla 3, y la grilla de Calderilla y Bahía Inglesa, y la Figura 3.7 ilustra las dos versiones de la grilla de Caldera. La Figura 3.8 muestra los puntos de grilla dentro de la bahía de Caldera.

De la Figura 3.7 se puede apreciar que la península al sur de Caldera tiene una irregularidad en su costa que asemeja la forma de un cuadrado, esta irregularidad es más notoria en los mapas de campo de velocidad que se obtienen más adelante. Lo mismo ocurre con la costa al fondo de la bahía de Caldera (que corresponde a la zona de un muelle). Estas irregularidades surgen de la interpolación entre los puntos SHOA y ASTER ya que algunos puntos SHOA pasan por sobre los puntos ASTER en la línea de costa, y estos no tienen mucha resolución en bordes muy accidentados.

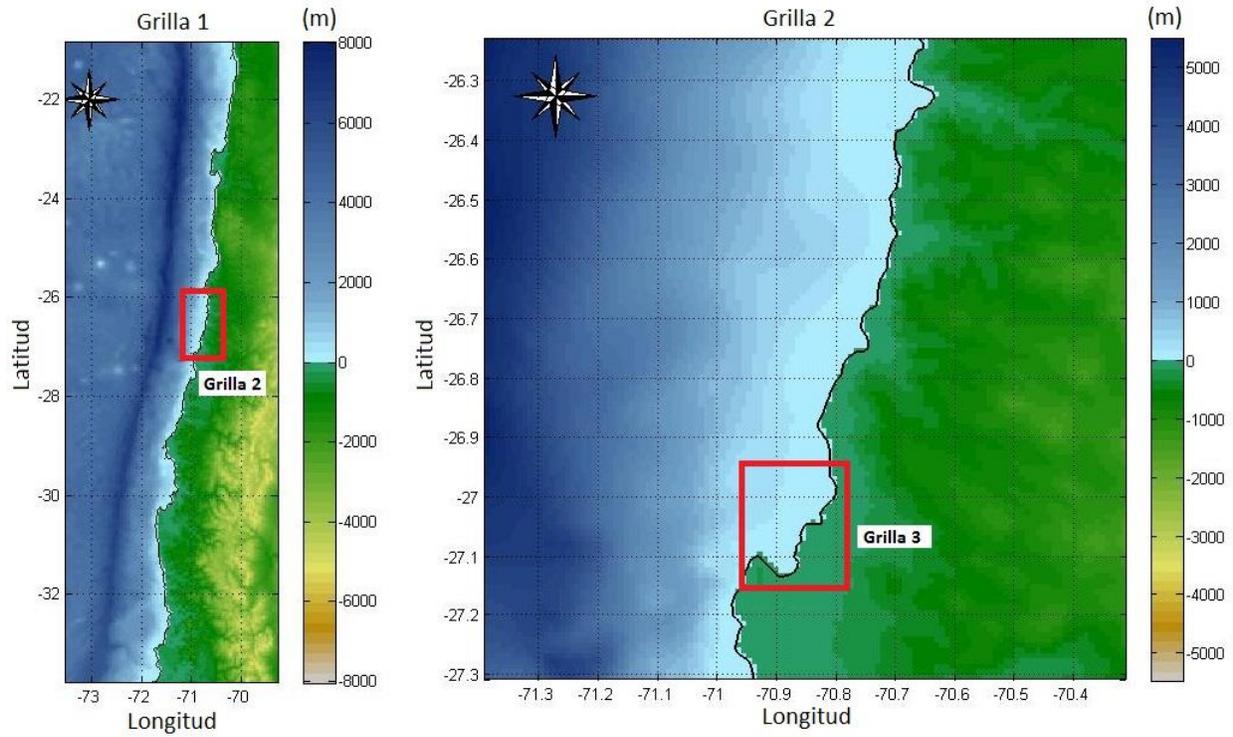


Figura 3.5. Grillas mayores para la zona de Caldera.

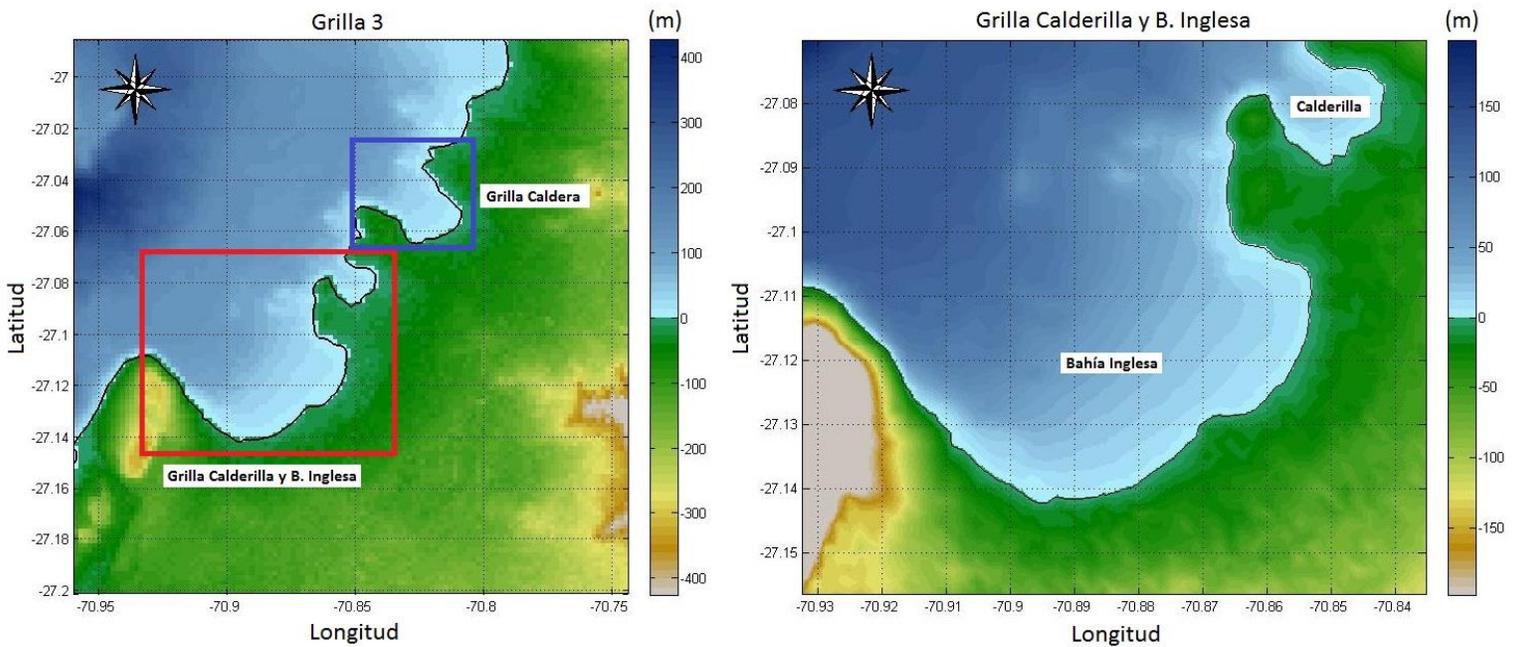


Figura 3.6. Grilla 3 y grilla de Calderilla y B. Inglesa.

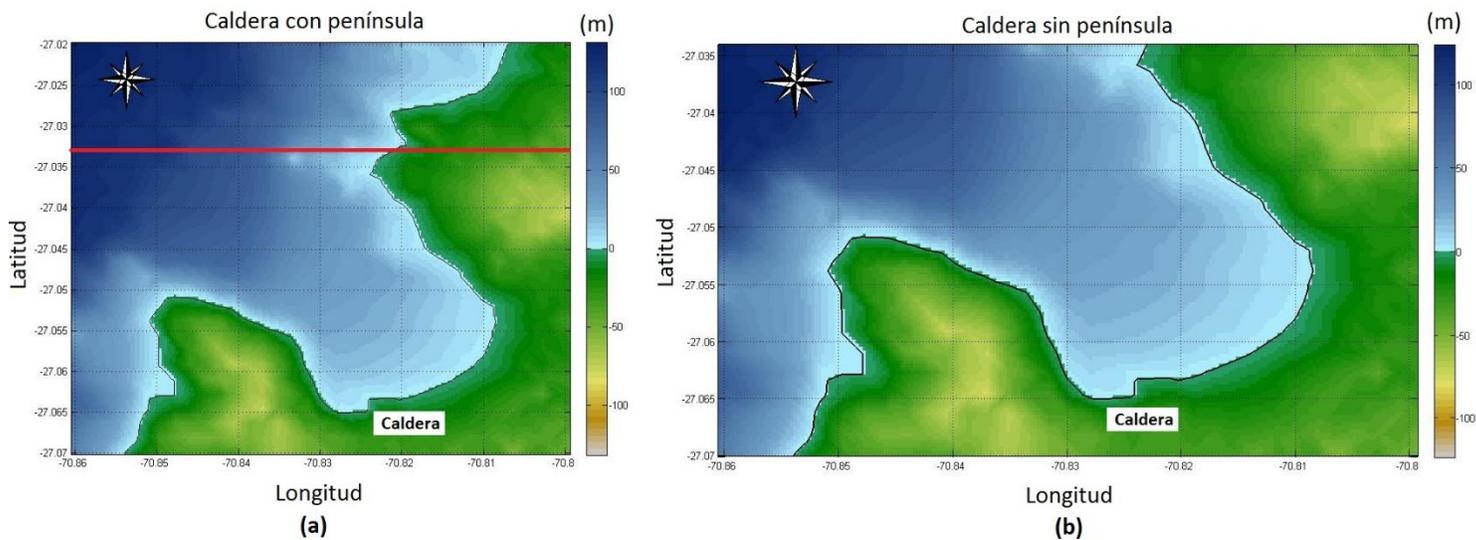


Figura 3.7. Grillas para Caldera, (a) con la península, (b) sin península. La línea roja marca la diferencia entre las dos versiones de la grilla 4.

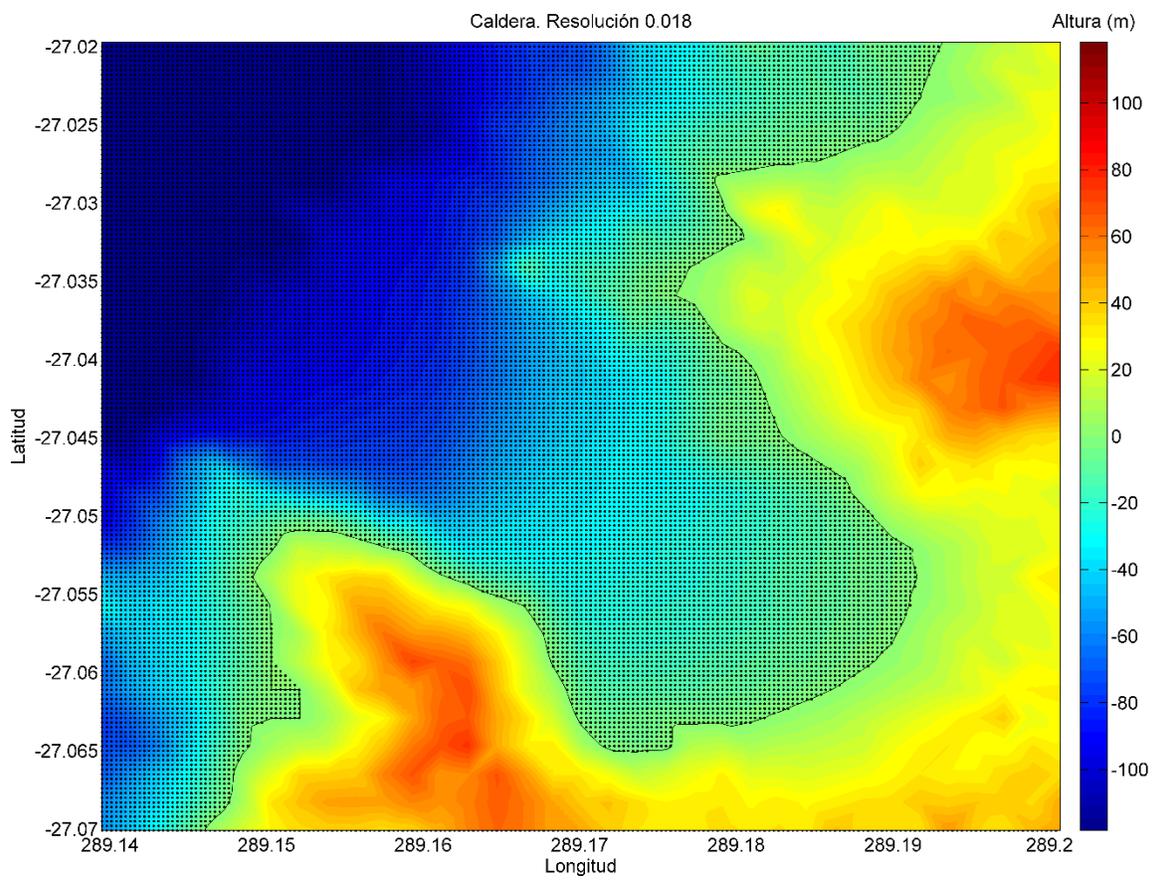


Figura 3.8. Puntos de grilla en la bahía de Caldera para la grilla de mayor resolución.

Capítulo IV

Modelación de tsunami y análisis de mareógrafos para una bahía ideal.

Las modelaciones de tsunami que se realizaron en TUNAMI2 (Imamura, 2006) consideran tres casos: el primero considera un tsunami que se aproxima desde el frente de la bahía, es decir, el centro del área de ruptura que genera el tsunami se encuentra frente a la bahía; el segundo, un tsunami que viene desde el norte de la bahía, esto se refiere a que el centro del área de ruptura se encuentra al norte de la bahía; y el tercero trata de un tsunami que viene desde el sur de la bahía, lo que quiere decir que el centro del área de ruptura se localiza al sur de la bahía.

Para los tres casos se utilizó la misma fuente sísmica pero en distintas posiciones. Los parámetros de la fuente sísmica elegidos son: Largo=390 km, Ancho=90 km, Slip=5.78 m, Profundidad=13 km, Ángulo dip=9° y Ángulo de deslizamiento=90°. Estos parámetros generan un terremoto de magnitud Mw=8.5 el cual es similar al terremoto de Vallenar de 1922. La elección del Strike cambia para los tres casos, de esta forma tenemos que Strike=0 para el caso de un tsunami aproximándose desde el frente, Strike=5 para un tsunami que se aproxima desde el norte, y Strike=355 para un tsunami que se aproxima desde el sur. Esta variación del Strike permite la mejor apreciación de la llegada del frente de onda del tsunami a la bahía.

Las modelaciones se efectuaron con el método de grillas anidadas con ecuaciones lineales para las grillas de menor resolución, y ecuaciones no lineales para la grilla de mayor resolución. El análisis de mareógrafos se efectuará en base a mareógrafos virtuales y llegadas de olas, los mareógrafos están localizados en diversos puntos de las bahías de tal manera que registran las variaciones de las ondas del tsunami al momento de impactar con la costa. Además se tiene un mapa de vectores de velocidad que indican la velocidad y dirección del frente de onda del tsunami.

Para los tres casos de modelación de tsunami (frente, norte y sur), la totalidad de la fuente sísmica se encuentra en el océano para poder ver la llegada de las olas más limpiamente. Idealmente las posiciones de las fuentes sísmicas para el caso del norte y el sur deben ser equidistantes, de tal manera que lo que se registre en la costa norte de un caso se vea reflejado en la costa sur del otro, sin embargo la gran diferencia entre las resoluciones de las grillas utilizadas y su método de construcción generan un ruido computacional que interfiere con el registro de mareógrafos. Este error es particularmente notorio para el caso de un tsunami aproximándose desde el sur, y es por este error que las fuentes sísmicas no se encuentran a la misma distancia de la bahía. Por lo anterior, tenemos que la sección inferior de la fuente sísmica del norte se encuentra a 77.7 km de distancia de la bahía, mientras que la sección superior de la fuente sísmica del sur se encuentra frente a la bahía. La Figura 4.1 ilustra la posición de la fuente sísmica.

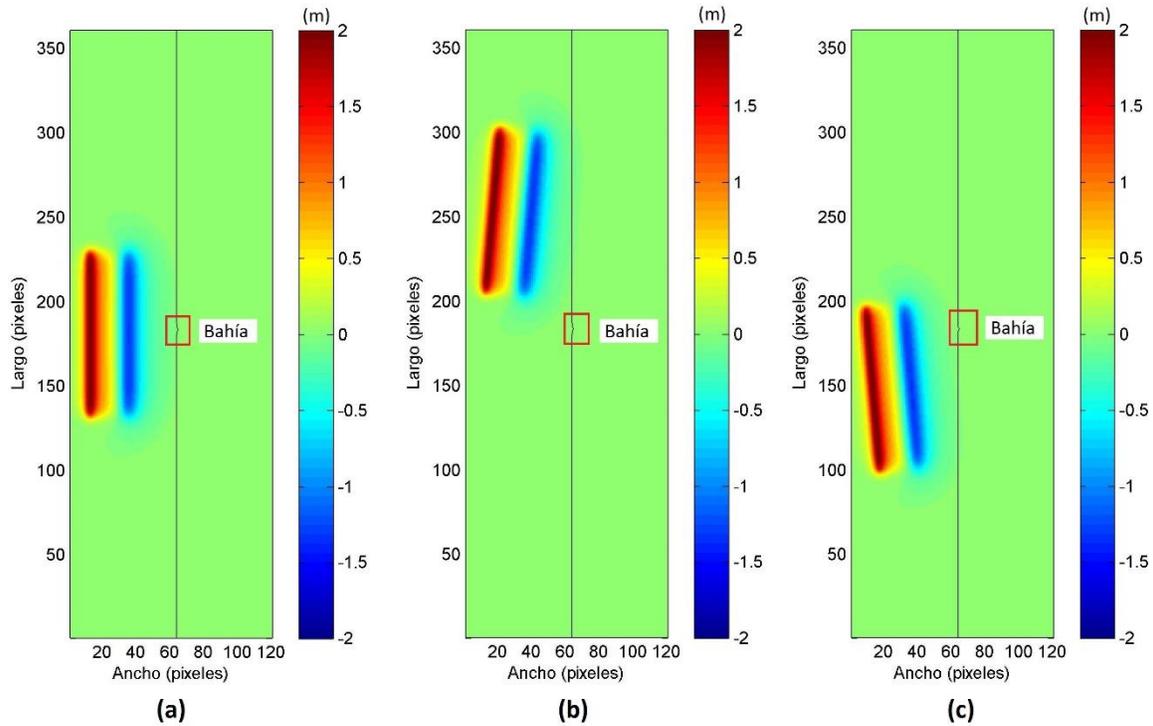


Figura 4.1. Fuente sísmica generadora de tsunami para los tres casos, (a) frente, (b) norte y (c) sur. Dimensiones en número de pixeles, altura en metros.

4.1. Tsunami incidiendo desde el frente de la bahía.

La fuente del terremoto generador de tsunami tiene el inicio de la ruptura en las coordenadas 28.1°S y 72.5°W , lo que implica que la dirección de propagación del tsunami es perpendicular al centro de la bahía. La Figura 4.2a ilustra el registro de los mareógrafos, y la Figura 4.2b ilustra los vectores de velocidad.

El primer registro en todos los mareógrafos corresponde al recogimiento del mar, los primeros mareógrafos en registrar este recogimiento son los mareógrafos M1 y M5 que se localizan en la costa fuera de la bahía como indica la Figura 3.1, el mareógrafo M1 registra un mínimo de -1.58 m a los 32 minutos, mientras el mareógrafo M5 registra -1.65 m al mismo tiempo. Luego, el mareógrafo M1 registra su primer peak de 1.1 m a los 41 minutos, por otro lado, el mareógrafo M5 registra su primer peak de 1.16 m unos pocos segundos después. Ambos mareógrafos registran una disminución en la altura del tsunami debido a la interferencia destructiva entre la onda reflejada en la costa y el frente de onda principal que continua avanzando por un periodo de 5 minutos, es en este tiempo donde los frentes de ondas secundarios que se formaron en el impacto del frente principal con los bordes de la bahía interfieren con el registro de los mareógrafos M1 y M5. Debido a que los bordes de la bahía no son perfectamente simétricos debido a su método de construcción, los frentes secundarios generados interfieren con distinta magnitud, es por ello que el mareógrafo M1 registra un peak de 2.99 m a los 54 minutos, mientras que el mareógrafo M5 registra un peak de 3.21 m a los mismos 54 minutos.

Posteriormente son los mareógrafos M2 y M4 localizados en la entrada de la bahía, según la Figura 3.1, los que registran el frente de onda del tsunami. A diferencia de los mareógrafos anteriores, el registro de M2 y M4 es casi simultáneo con unos pocos segundos de diferencia en algunos intervalos de tiempo debido a los bordes no simétricos de la bahía. Ambos mareógrafos registran un mínimo de -1.92 m a los 34 minutos, y posteriormente, M4 registra un peak de 3.38 m y M2 registra un peak de 3.45 m, ambos registros ocurren a los 49 minutos. Estos máximos son producto de la interferencia constructiva entre el frente principal y el frente secundario que se genera por difracción en los respectivos bordes.

Finalmente, el mareógrafo M3 localizado en el fondo de la bahía (Figura 3.1) es el último en registrar el tsunami. El mínimo registrado por este mareógrafo es de -2.42 m a los 36 minutos, y la amplitud máxima es de 3.94 m a los 49 minutos. El registro del mareógrafo M3 es mayor al de los mareógrafos M2 y M4 debido al impacto directo del frente de onda del tsunami y los dos frentes secundarios, generados por difracción en la entrada, que generan interferencia constructiva.

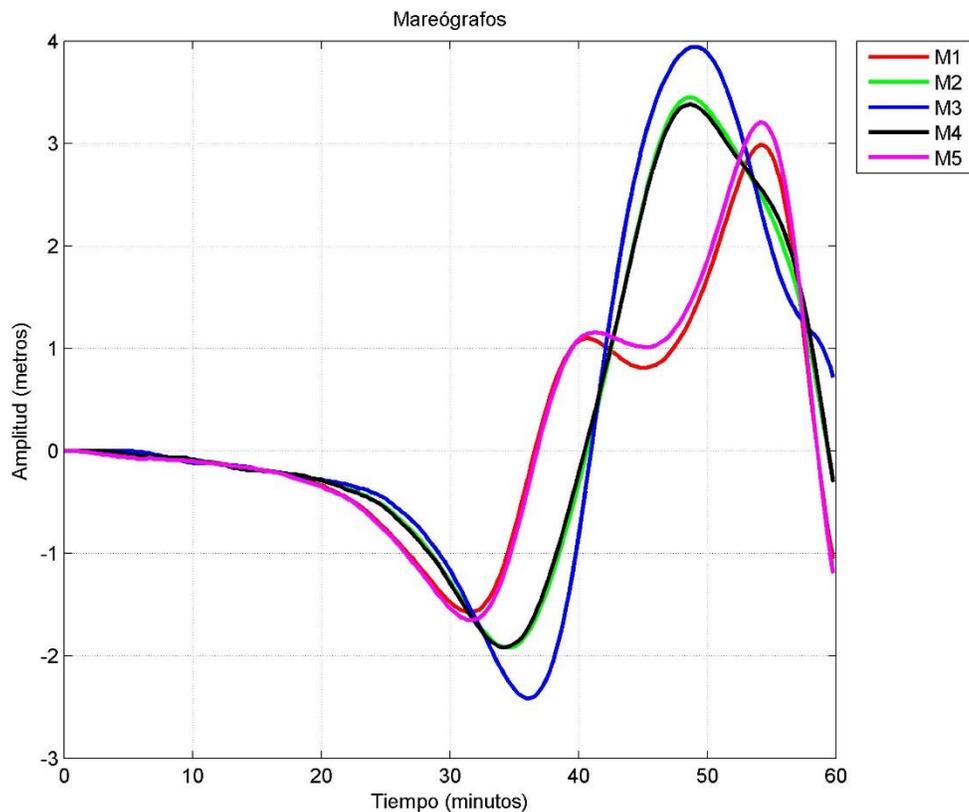


Figura 4.2a. Mareógrafos para un tsunami que se aproxima desde el frente de la bahía.

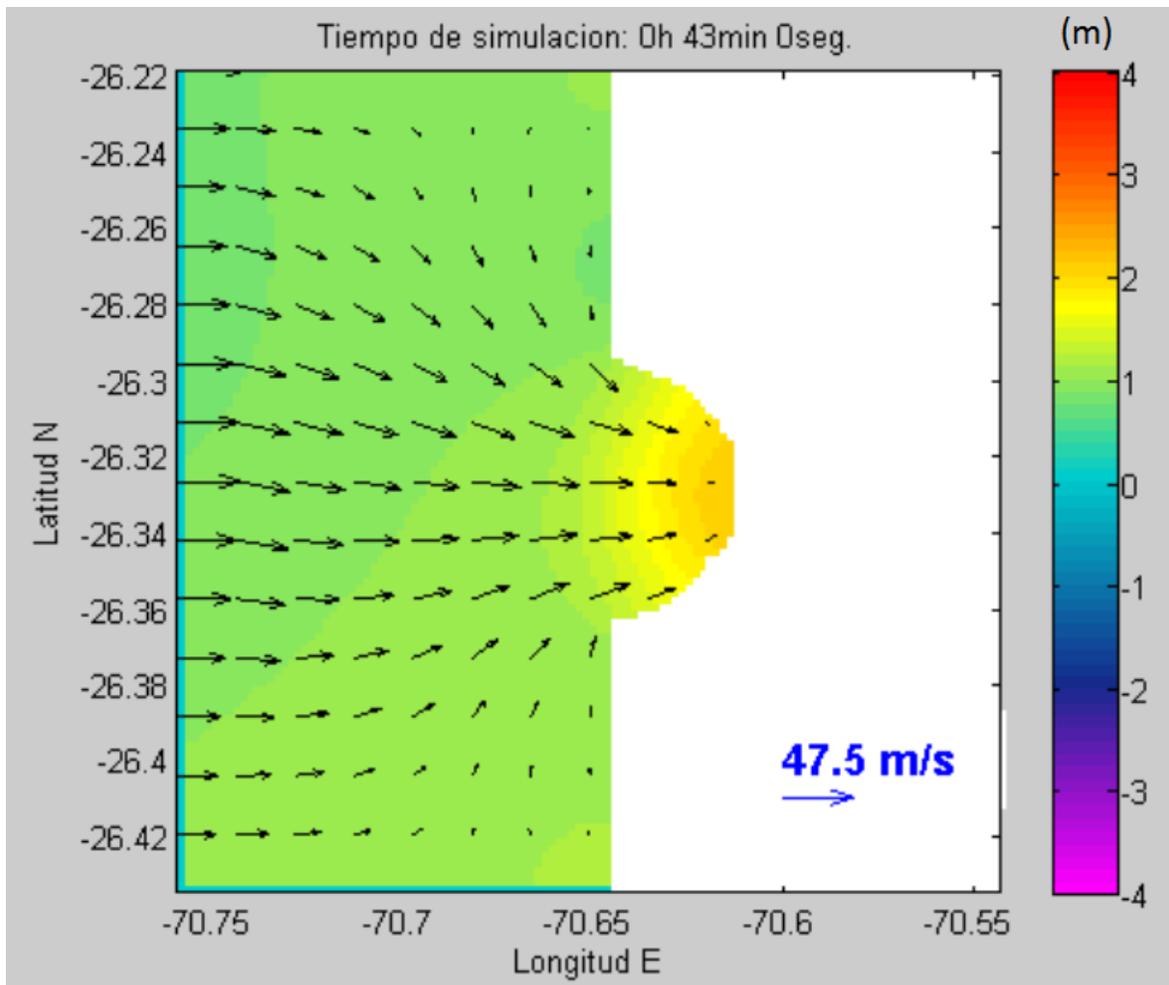


Figura 4.2b. Vectores de velocidad para un tsunami que se aproxima desde el frente de la bahía.

En la Figura 4.2b se registra la dirección y velocidad del frente de onda del tsunami antes que el mareógrafo M3 registra su peak máximo al minuto 49, ya que se aprecia de mejor manera la llegada del frente de onda. Es fácil notar que el frente de onda converge hacia el centro de la bahía debido a la refracción por el cambio de profundidad, y esto es lo que finalmente genera el peak máximo de M3 que se ve en la Figura 4.2a a los 49 minutos. La velocidad de 47.5 m/s que aparece en el Figura 4.2b, corresponde a la velocidad de las flechas de mayor tamaño que se localizan lejos de la bahía, es por ello que también se puede apreciar el hecho de que la velocidad del tsunami disminuye a medida que se acerca a la costa. Debido a las dimensiones de la bahía, el efecto de la difracción no es muy notorio en este caso.

4.2 Tsunami incidiendo desde el norte de la bahía.

La fuente del terremoto generador de tsunami tiene el inicio de la ruptura en las coordenadas 25.5°S y 72.5°W, lo que implica que el frente principal de ondas se registra en los mareógrafos inferiores M4 y M5, como se ve en la Figura 4.3a, la cual ilustra el registro de los mareógrafos. Para este caso, el centro de la fuente sísmica se encuentra a una distancia de 209 km para que la mayor parte de la energía provenga del norte, además se estableció Strike=5° para que el frente de onda del tsunami llegue más directamente. La Figura 4.3b ilustra los vectores de velocidad.

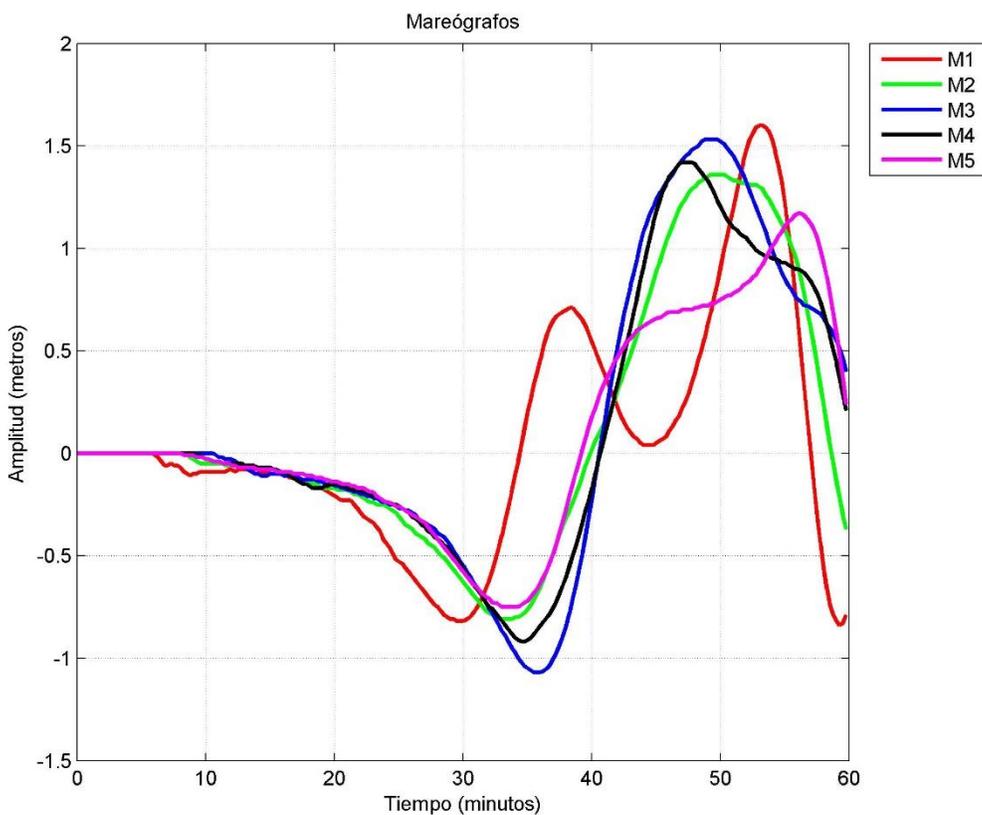


Figura 4.3a. Mareógrafos para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

El primer mareógrafo en registrar el tsunami es M1, el cual registra un mínimo de -0.8 m a los 30 minutos. Luego, este mareógrafo registra un primer peak de 0.7 m a los 39 minutos siendo este el registro de la llegada del frente de onda principal. Sin embargo, la caída del registro se interrumpe a los 44 minutos y aumenta hasta que se llega a un nuevo peak de 1.6 m a los 53 minutos. La razón de este segundo peak se debe a que el frente de onda reflejado en la costa sur de la bahía y el frente secundario producto de la difracción en el borde norte, generan interferencia constructiva en la zona donde se encuentra el mareógrafo M1.

El mareógrafo M2 localizado en la esquina norte a la entrada de la bahía (Figura 3.1) registra un mínimo de -0.81 m a los 34 minutos y posteriormente registra un aumento de manera constante hasta que llega a un peak de 1.36 m a los 49 minutos, este valor máximo se mantiene por casi un minuto y después disminuye lentamente. M2 tiene este tipo de registro debido a que se ve afectado casi en su totalidad por frentes de onda secundarios, ya que su posición le impide registrar el frente de onda principal.

M3 registra un mínimo de -1.07 m a los 35 minutos, luego el registro aumenta progresivamente hasta llegar a un peak de 1.53 m a los 49 minutos y, al igual que lo sucedido con M2, la caída del registro es muy lenta. El registro de M3 puede explicarse por las ondas que quedan atrapadas dentro de la bahía producto de la difracción en el borde norte y la reflexión en la costa sur.

El último mareógrafo dentro de la bahía, M4, registra un mínimo de -0.92 m a los 34 minutos y su registro aumenta rápidamente hasta llegar a un peak de 1.42 m a los 47 minutos. A diferencia del registro del aumento, la caída del registro en este mareógrafo es muy lenta, esto se debe a que el aumento del registro y el peak de M4 es producto del impacto directo del frente principal y la lenta caída se debe a la interferencia de las ondas que quedaron atrapadas producto de la difracción y la reflexión.

Finalmente, M5 registra un mínimo de -0.75 m a los 33 minutos, el aumento del registro en este mareógrafo es regular hasta los 43 minutos, donde el aumento es más lento hasta que finalmente llega a un peak de 1.17 m a los 56 minutos. Este tipo de registro se debe a que los frentes de onda secundarios que se forman en el borde sur de la bahía interfieren con el registro de M5, generando que el peak ocurra más tarde y, además, con menor amplitud.

En la Figura 4.3b se muestra la desviación del frente de onda debido a la refracción, ya que el cambio de profundidad implica que el frente de onda se “dobla” para poder quedar paralelo a la costa. Otro hecho interesante que aparece en la Figura 4.3b es que la velocidad disminuye en la costa sur debido a que el tsunami se acerca a su peak (registrado en M5), mientras que en la costa norte también existe una disminución de la velocidad debido a la interferencia constructiva entre el frente reflejado en la costa sur de la bahía y el frente secundario que surge en la costa norte (registrado en M1). La curvatura del frente de onda que se ve en la costa norte de la bahía se debe a la difracción del frente de onda al momento de impactar con dicha costa.

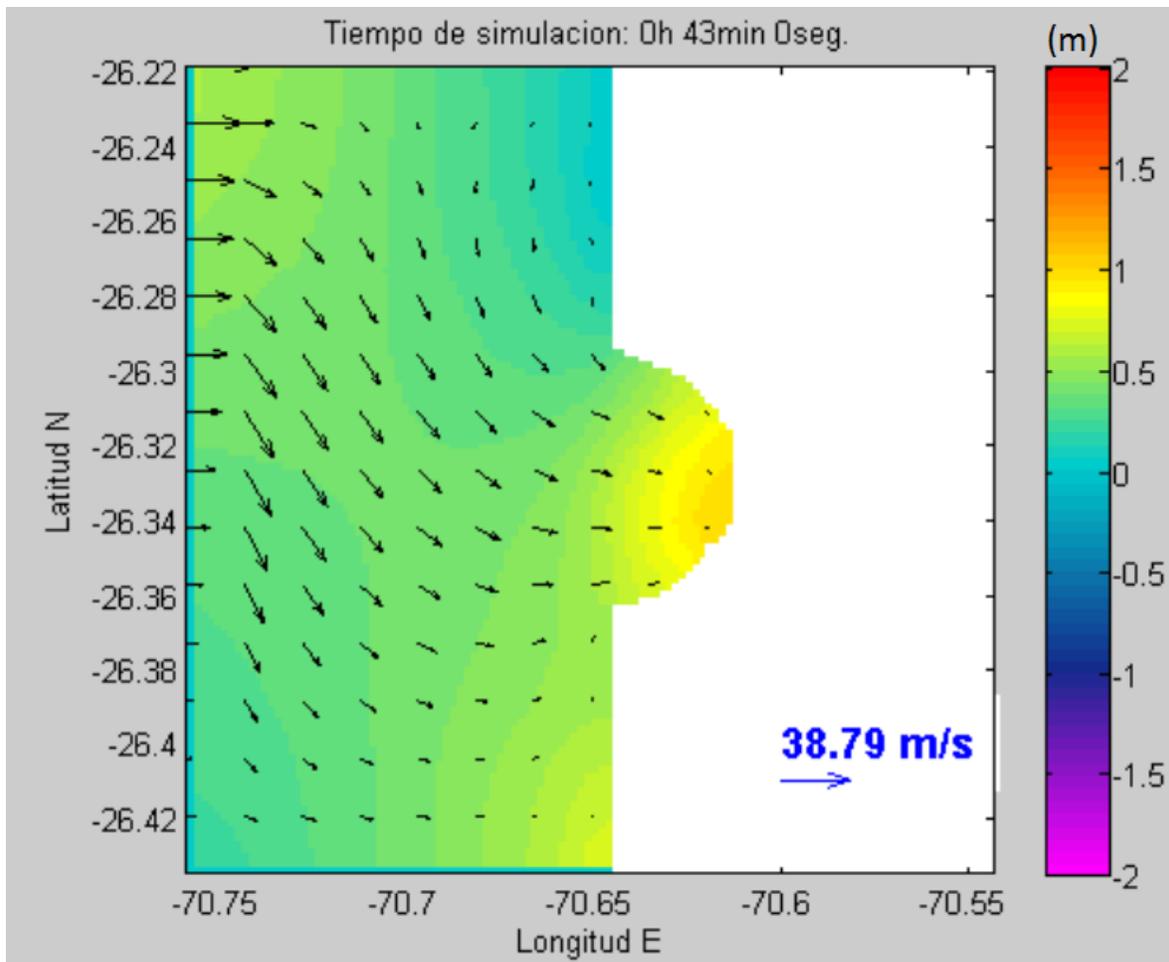


Figura 4.3b. Vectores de velocidad para un tsunami que se aproxima desde el norte de la bahía.

4.3 Tsunami incidiendo desde el sur de la bahía.

La fuente del terremoto generador de tsunami tiene el inicio de la ruptura en las coordenadas 28.6°S y 72.2°W, lo que implica que el frente principal de ondas se registra en los mareógrafos superiores M1 y M2 (Figura 4.4a). En este caso, la fuente sísmica se encuentra más cerca de la bahía, para reducir los problemas de ruido computacional, es por ello que existen 145 km de falla que se encuentran frente a la bahía. Para una mejor visualización se utiliza Strike=355.

En la Figura 4.4a vemos que M1 se comporta similar a como lo hacía M5 en el caso de un tsunami aproximándose desde el norte, esto es claro al ver que M1 registra un mínimo de -0.97 m a los 36 minutos y posteriormente registra un aumento regular hasta los 45 minutos, posteriormente, el registro de M1 es mucho más lento hasta llegar a un peak de 1.43 m a los 59 minutos. La forma de este registro, y al igual que lo sucedido con M5 en el caso anterior, se debe a que los frentes secundarios que se producen en la bahía interfieren con el registro de M1 haciéndolo más lento y con menor amplitud.

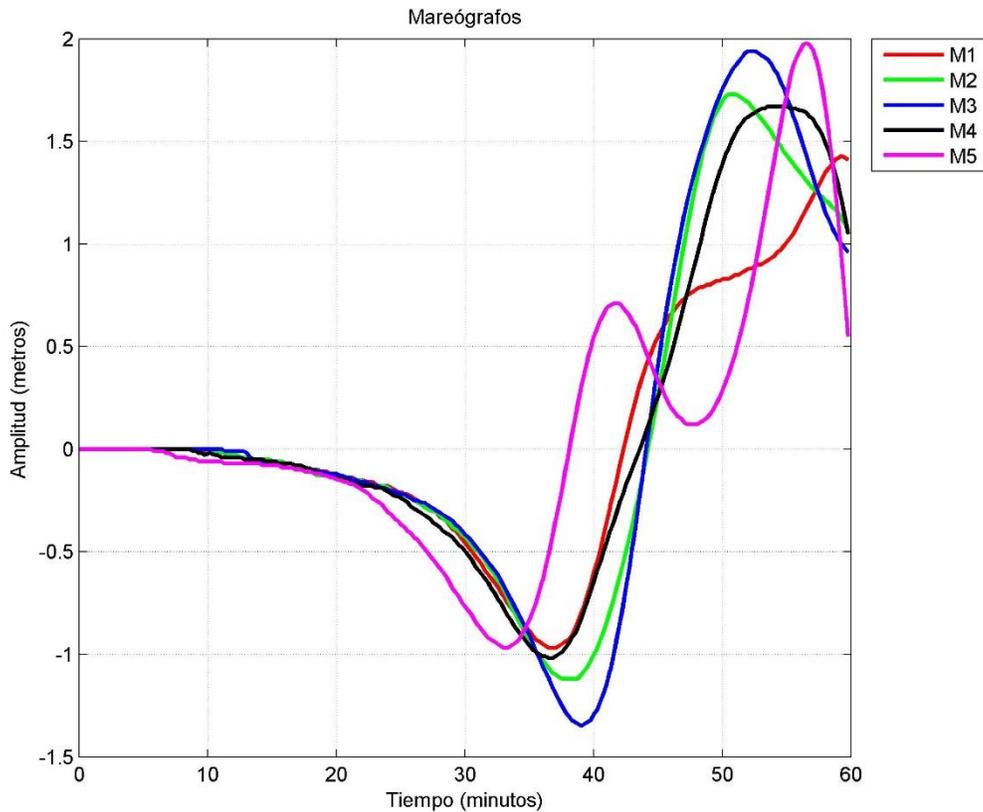


Figura 4.4a. Mareógrafos para un tsunami desde el sur de la bahía.

M2 registra un mínimo de -1.12 m a los 38 minutos, y rápidamente registra un incremento sin interrupciones hasta que llega a un peak de 1.73 m a los 50 minutos, no obstante, la caída del registro es más lenta. Esto es similar a lo ocurrido con M4 en el caso de un tsunami aproximándose desde el norte, es decir, el rápido incremento y el peak es el registro del frente de onda principal, mientras que la lenta caída se debe a la interferencia de frentes secundarios que surgen por difracción y reflexión.

El mareógrafo M3 registra un mínimo de -1.35 m a los 39 minutos y registra un aumento continuo hasta llegar a un peak de 1.94 m a los 52 minutos. Tanto el registro del incremento como la caída en este mareógrafo se ven más anchos debido a que el registro es afectado por el frente de onda secundario que surge con la difracción en el borde sur y las reflexiones en la costa norte. Se comporta similar a M3 para el caso de un tsunami desde el norte.

M4 registra un mínimo de -1.02 m a los 36 minutos y tiene un incremento lento hasta que llega a un peak de 1.67 m a los 54 minutos. Este mareógrafo registra principalmente la interferencia constructiva ocurrida entre los frentes secundarios surgidos por difracción y reflexión, lo que es similar a lo ocurrido con M2 para un tsunami que viene desde el norte, no obstante para este caso en particular es posible que también exista interferencia constructiva con el frente principal debido a la proximidad de la fuente.

M5 registra un mínimo de -0.97 m a los 33 minutos, y registra un primer peak de 0.71 m a los 41 minutos, luego el registro de la caída es interrumpido a los 47 minutos y nuevamente ocurre un incremento hasta llegar a un peak de 1.98 m a los 56 minutos. La razón de este registro se debe a que la caída se ve interrumpida por la interferencia constructiva ocurrida entre el frente de onda principal y los frentes secundarios que surgen desde la bahía.

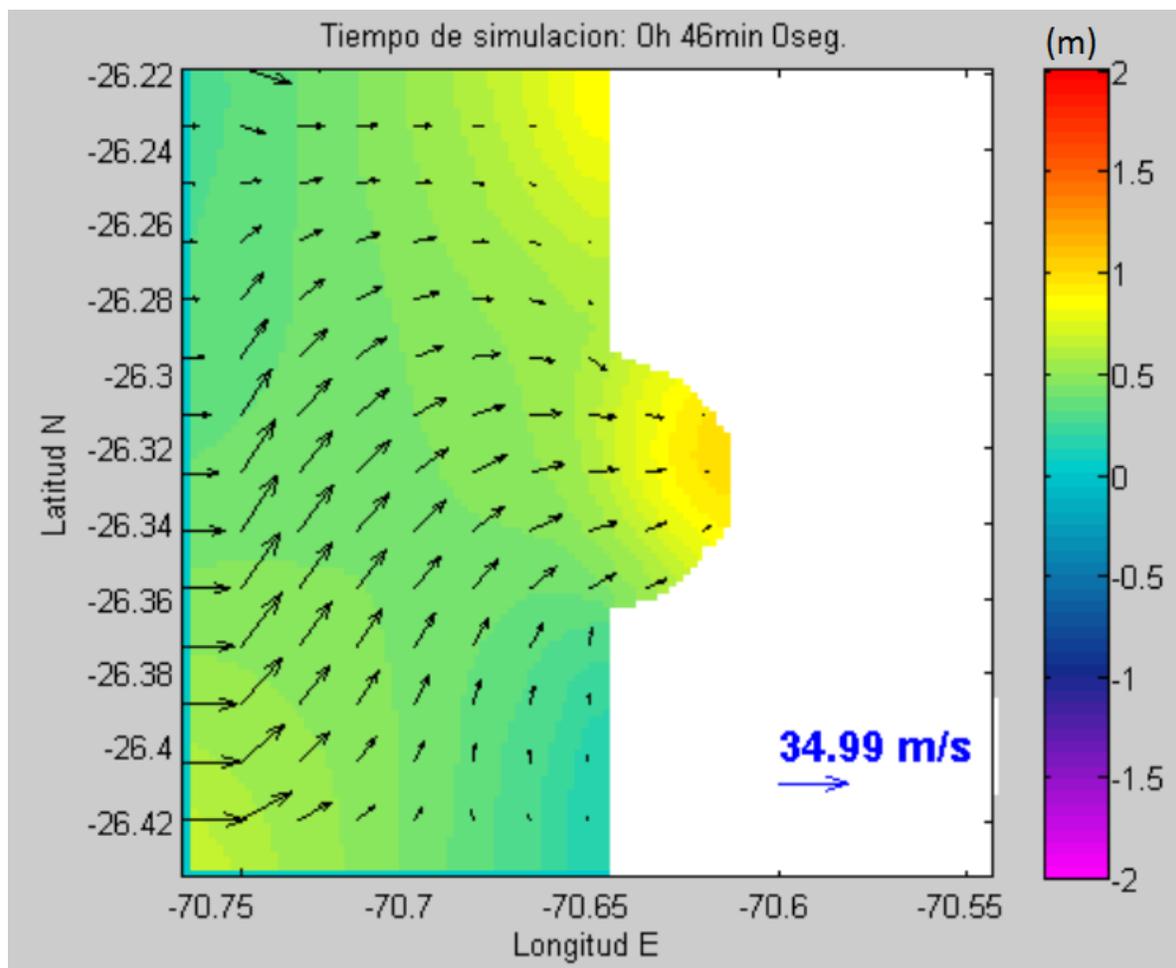
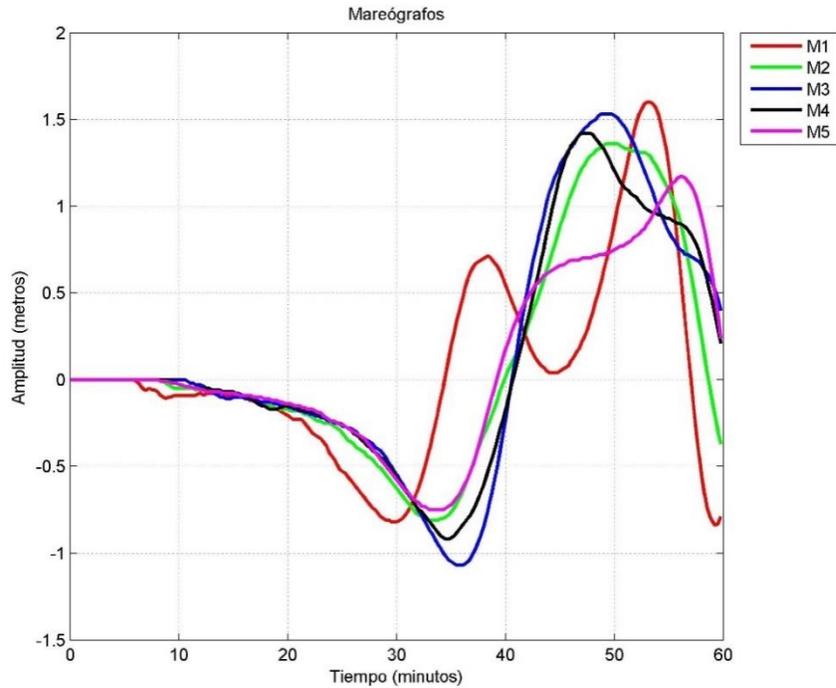


Figura 4.4b. Vectores de velocidad para un tsunami que se aproxima desde el sur de la bahía.

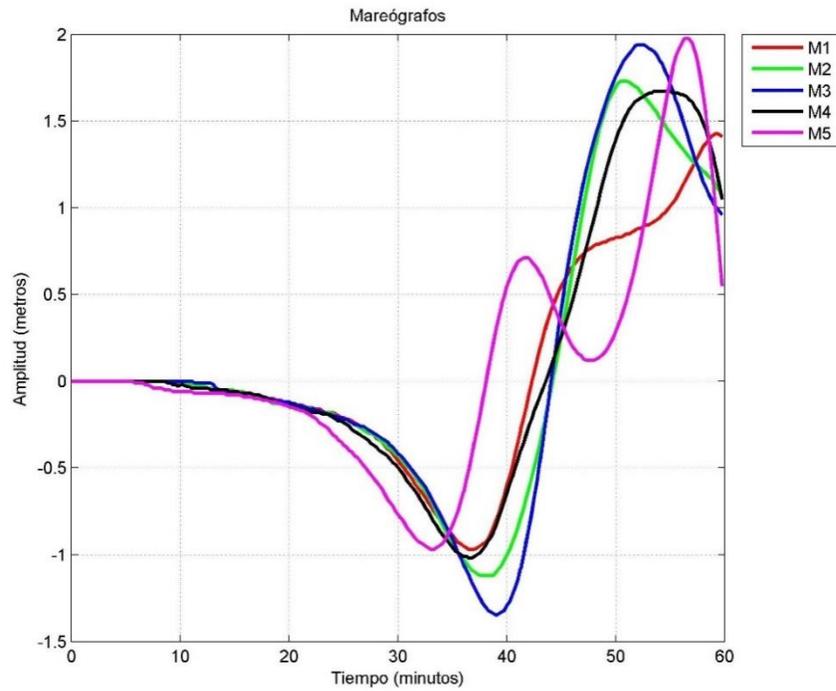
En la Figura 4.4b se puede apreciar el desvío por refracción que afecta al frente de onda del tsunami. Debido al cambio de posición de la fuente generadora de tsunami que se realizó para disminuir el ruido computacional, el tiempo registrado en la Figura 4.4b es distinto al tiempo en la Figura 4.3b. No obstante, en ambas figuras se aprecia el mismo efecto pero invertido de norte a sur, es decir, la desviación del frente de onda, la disminución de la velocidad y la difracción en la costa adyacente a la dirección de propagación del frente de onda. Las pequeñas diferencias, como la velocidad máxima que aparece en las figuras, existen debido a que las fuentes generadoras del norte y el sur no son equidistantes.

En la figura 4.5 se aprecia que todos los mareógrafos para el caso de un tsunami aproximándose desde el sur se comportan de manera similar al caso de un tsunami aproximándose desde el norte como si se tratara de un espejo, es decir, M1 es similar a M5 y M2 es similar a M4. El mareógrafo M3 se comporta similar en ambos casos debido a que las interferencias por difracción y reflexión se comportan de la misma forma al ser una bahía básicamente simétrica.

Las diferencias existentes de altura, tiempo (Figura 4.5) y velocidad (Figura 4.3b y Figura 4.4b), se deben a la no equidistancia de las fuentes con respecto a la bahía, sin embargo el comportamiento del frente de onda del tsunami es concordante con lo expuesto en la teoría, es decir, desvío por refracción, reflexión en la costa y difracción en la entrada de la bahía.



(a)



(b)

Figura 4.5. Comparación de mareógrafos de una misma bahía para un tsunami que se aproxima desde el norte de la bahía (a) y uno que se aproxima desde el sur de la bahía (b).

Capítulo V

Modelación de tsunami y análisis de mareógrafos para la bahía de Chañaral.

Al igual que para la bahía ideal, se considerarán tres casos para la modelación del tsunami: una aproximación desde el frente de la bahía, una aproximación desde el norte y una aproximación desde el sur. Similarmente, se utilizan los parámetros sísmicos: largo=390 km, ancho=156.65 km, slip=5.78 m, profundidad=12 km, strike=2°, ángulo dip=8° y ángulo de deslizamiento=90° que emulan el terremoto de Vallenar de 1922, aunque en este caso no existirá variación del Strike debido a que se trata de un caso más realista. La Figura 5.1 ilustra las posiciones de la deformación inicial para los tres casos, en donde destaca el hecho de que las deformaciones del norte y el sur son equidistantes con respecto a la bahía de Chañaral.

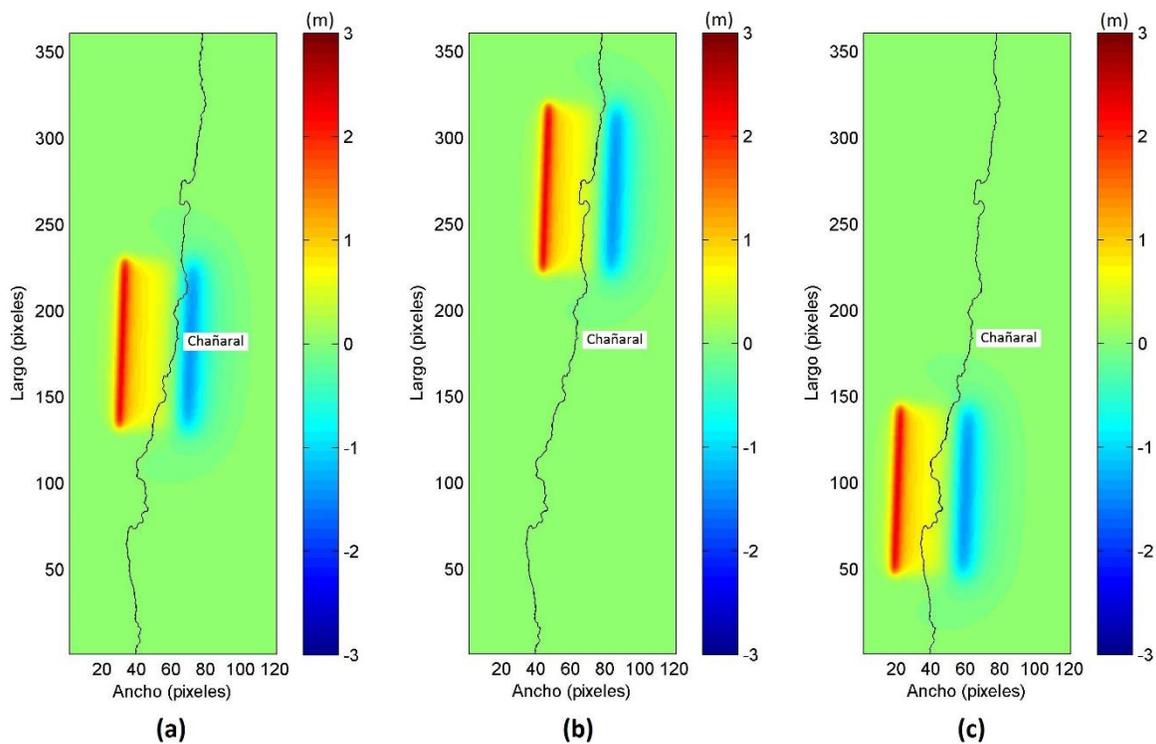


Figura 5.1. Deformación inicial para la zona de Chañaral, (a) desde el frente, (b) desde el norte y (c) desde el sur. Las deformaciones norte y sur están a 152 km de distancia.

5.1 Localización de los mareógrafos virtuales para Chañaral.

Considerando la distribución de mareógrafos en la bahía tal como se muestra en la Figura 5.2, el análisis considerara las similitudes y diferencias entre los mareógrafos M1, M2, M3, M9 y M10 localizados en la entrada de la bahía y los mareógrafos M4, M5, M6, M7 y M8 localizados en el fondo de la bahía. Los mareógrafos M5 y M6 son los que se encuentran más cercanos a la ciudad de Chañaral, siendo el mareógrafo M5 más cercano al puerto y el mareógrafo M6 más cercano a la playa.



Figura 5.2. Distribución de mareógrafos en la bahía de Chañaral (Google Earth, 2016).

5.2 Tsunami incidiendo desde el frente de la bahía.

La fuente sísmica que genera el tsunami se ubica frente a la bahía de Chañaral y el origen del área de ruptura tiene como coordenadas 28.15°S y 71.89°W, estas coordenadas corresponden a la esquina inferior izquierda del área de ruptura, lo cual implica que la máxima energía, que se origina en el centro del área de ruptura, impacta frontalmente a la bahía de Chañaral. La figura 5.1(a) ilustra la deformación inicial.

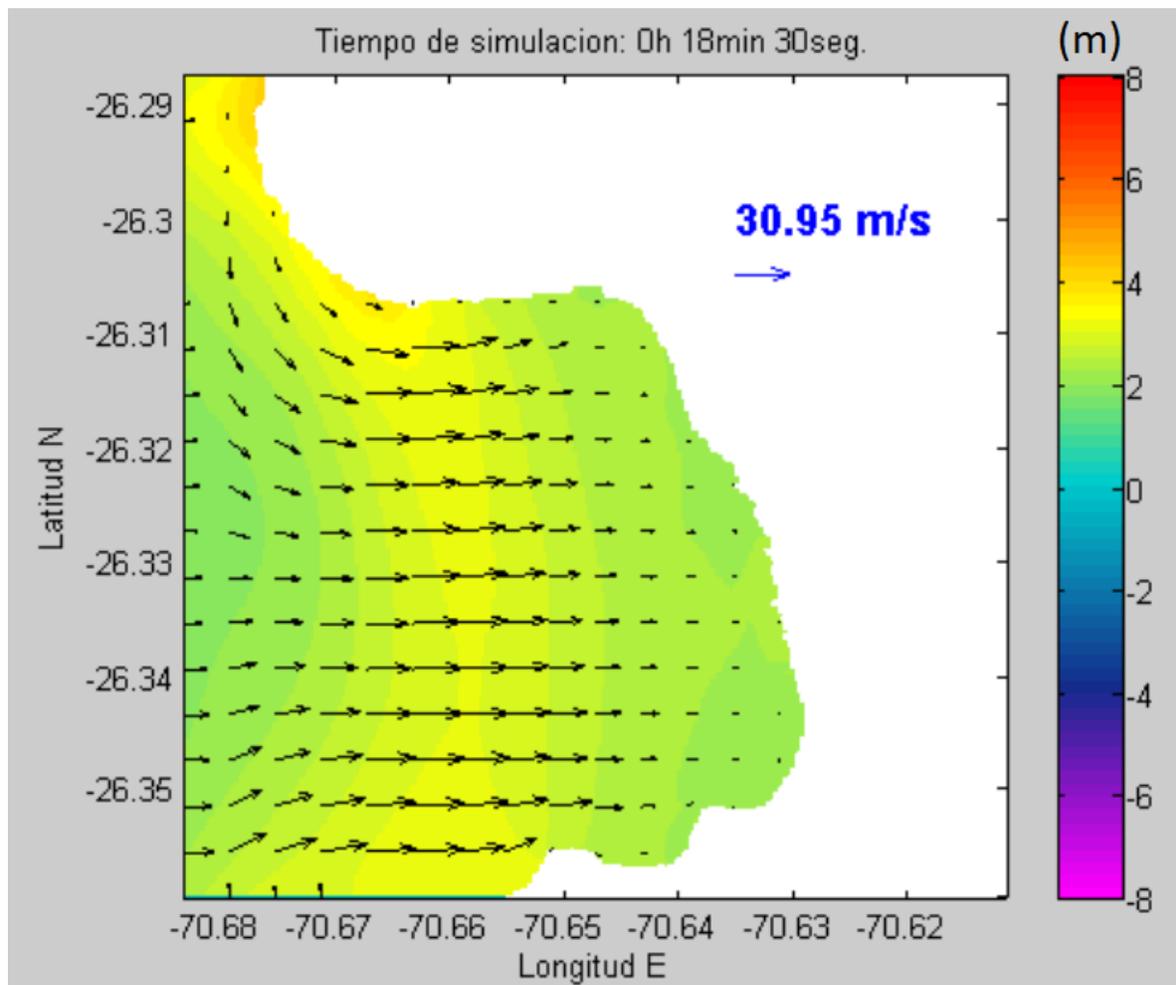


Figura 5.3. Registro del frente de onda y vectores de velocidad, cuando el tsunami incide desde el frente de la bahía, a los 18 minutos con 30 segundos.

La Figura 5.3 ilustra la dirección de propagación del frente de onda del tsunami al momento en que los mareógrafos de la entrada alcanzan su primer peak (Figura 5.4). Es aquí donde podemos notar la forma en la que el frente de onda principal rodea la costa norte debido a la difracción de Fraunhofer, esta curvatura se debe a los frentes secundarios esféricos que surgen después del impacto del frente principal con la costa. Además, la velocidad máxima de 30.95 m/s se alcanza en la zona central, lejos de los efectos de la difracción o alguna reflexión. La velocidad disminuye en las costas donde los mareógrafos registran aumento de amplitud (Figura 5.4 y Figura 5.5).

5.2.1 Mareógrafos en la entrada de la bahía.

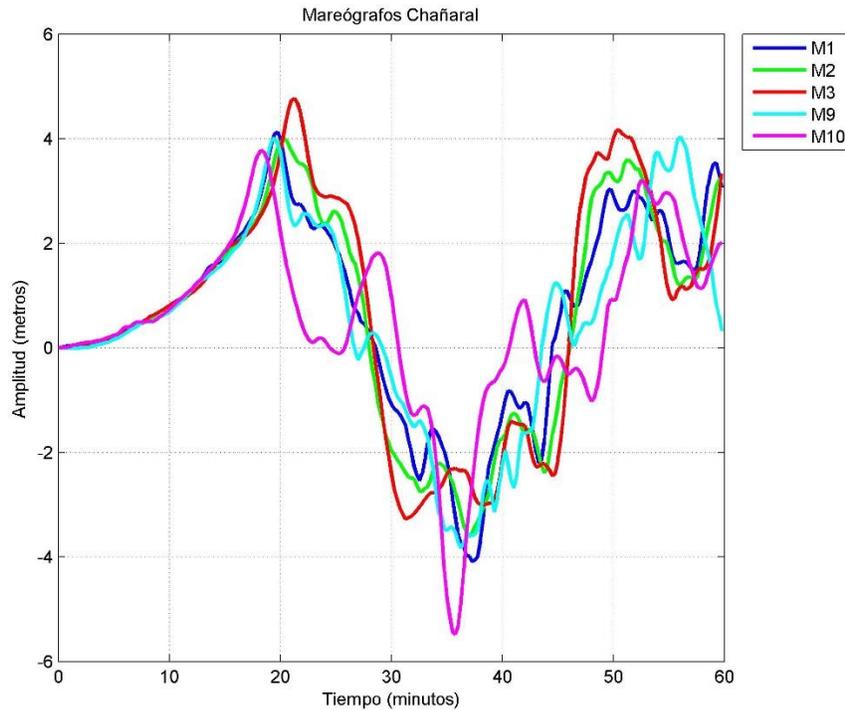


Figura 5.4. Mareógrafos en la entrada de la bahía de Chañaral para un tsunami que viene del frente de la bahía.

La Figura 5.4 ilustra el registro de los mareógrafos en la entrada de la bahía. El primer mareógrafo en registrar el tsunami es M10, que registra un primer peak de 3.78 m a los 18 minutos, este registro corresponde al impacto directo del frente de onda principal, posteriormente M10 registra una caída que es interrumpida en el minuto 22 por los frentes de onda secundarios generados por difracción que salen de la bahía. Producto de esto se genera un nuevo peak a los 28 minutos. El posterior registro de este mareógrafo se ve afectado por los frentes de onda secundarios que provienen de la difracción de la costa norte y las reflexiones en la costa sur, esto se puede ver en el minuto 33, y desde el minuto 40 en adelante.

En segundo lugar, M1 registra 4.13 m a los 19 minutos y M9 registra 4 m unos segundos antes. Al igual que lo sucedido con M10, el registro de la caída en M1 y M9 se ve interrumpido cerca de los 21 minutos, debido al frente secundario que genera interferencia destructiva, sin embargo, en este caso, no se alcanza a generar un nuevo peak y la caída continua hasta los 37 minutos. También hay que notar que después del peak, el registro de M1 y M9 se vuelve dispar, esto se debe a las localizaciones de los mareógrafos, ya que M1 se afecta más por difracciones ocurridas en las zonas aledañas, mientras que M9 es más susceptible a frentes secundarios reflejados.

M2 se localiza muy cerca de M1, sin embargo registra una altura de primera ola menor que la altura registrada por M1, siendo esta de 4 m. Esto ocurre debido a que el tsunami sufre una difracción después de impactar con la costa que se encuentra contigua a M1 lo que genera interferencia con el frente de onda principal refractado, esto disminuye su energía aunque no disminuye su velocidad ya que según el principio de Huygens-Fresnel las ondas secundarias que se generan con la difracción mantienen la velocidad del frente de onda principal. Después del peak, el registro de la caída se ve muy irregular debido a la interferencia de frentes secundarios, como sucede en el minuto 24, minuto 33, minuto 42 y el minuto 48 en adelante. Los registros de interferencia son similares con los de M1, esto se debe a la cercanía entre ambos mareógrafos.

Finalmente, M3, que se ubica en una pequeña bahía contigua a M2, es el que registra más tarde la primera ola del tsunami, sin embargo registra una mayor altura en comparación con los mareógrafos anteriores siendo esta de 4.77 m a los 21 minutos. Esto se debe a que en la zona en donde se ubica M2 el tsunami se difractó y formó un nuevo frente de onda secundario que generó interferencia con el frente de onda principal refractado que se desplaza para quedar paralelo a la costa. De esta forma se generaron dos frentes, un frente difractado de menor intensidad que se desplazaba por la costa y un frente refractado que movía para estar paralelo a la costa, la interferencia de ambos frentes resultó ser constructiva y es por ello este mareógrafo registro una mayor altura. Durante el registro de la caída, se forma una perturbación similar a la que sucedía en M1 y M2 pero de forma más prolongada, esto ocurre porque la localización de M3 favorece la aparición de múltiples interferencias. Entre en minuto 31 y el minuto 44, se puede apreciar mejor el efecto de la aparición de interferencias en un espacio reducido como en el que se encuentra M3.

5.2.2 Mareógrafos en el fondo de la bahía.

La Figura 5.5 ilustra los registros de los mareógrafos en el fondo de la bahía. Se puede apreciar que el primer mareógrafo en registrar un peak es M8, el cual se localiza en la esquina norte de la bahía (Figura 5.2), esto se debe a que en la costa norte de la bahía de Chañaral es menos irregular que la costa sur, es decir, la línea de costa es más recta, por lo que el frente de onda que llega a este mareógrafo no tiene mayores interferencias. Esto genera una altura máxima de 5.02 registrada a los 21 minutos. El registro de la caída es uniforme, sin embargo, entre los minutos 33 y 40, ocurre un pequeño peak que no alcanza a tener un valor positivo, esto evidencia que ocurrió una interferencia destructiva que retrasó el arribo del segundo máximo. La interferencia destructiva es registrada nuevamente por este mareógrafo en el minuto 49.

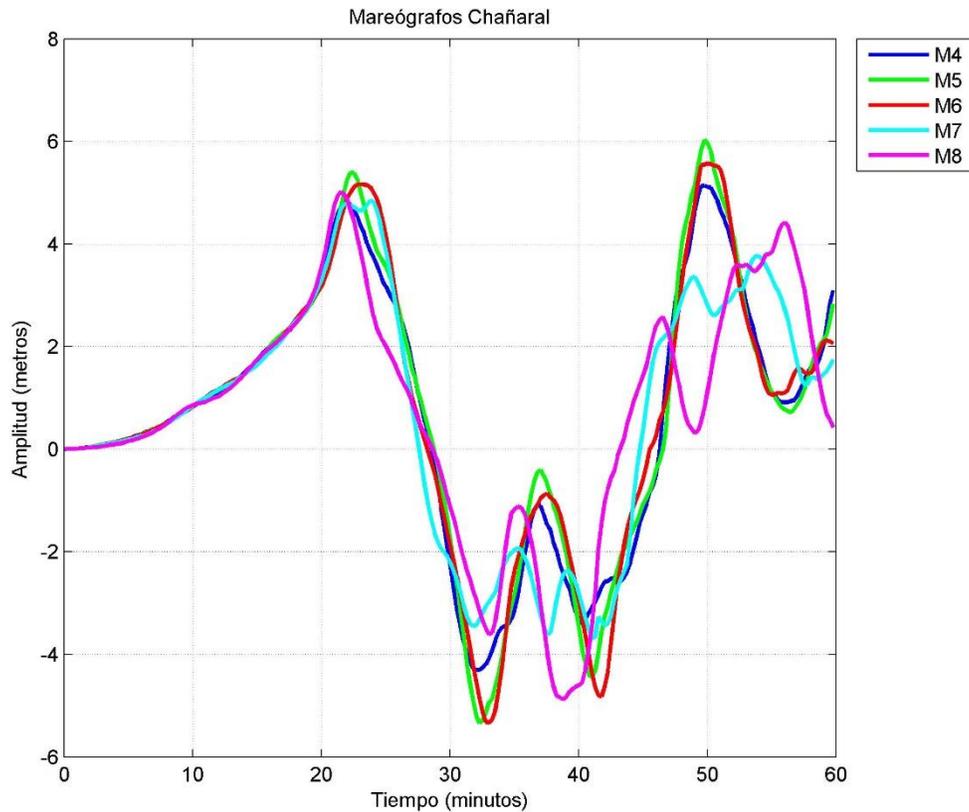


Figura 5.5. Mareógrafos en el fondo de la bahía de Chañaral para un tsunami que viene del frente de la bahía.

Los mareógrafos M4, M5 y M6, se comportan de manera muy similar, esto se debe a que estos mareógrafos se encuentran próximos entre sí (Figura 5.2). En primer lugar, M4 registra un peak de 4.83 m a los 21 minutos, mientras que M5 registra un peak de 5.4 m un minuto después, esto se debe a que M5 se encuentra en una zona más cerrada por lo que es más susceptible a múltiples interferencias, en este caso resultaron ser constructivas. M6 registró un máximo de 5.16 m a los 23 minutos, y este registro fue más amplio en comparación con M4 y M5, esto sucede por las interferencias constructivas que llegan libremente a la zona donde se encuentra este mareógrafo. A partir del minuto 31 y hasta el minuto 41, se registra el mismo fenómeno de interferencia destructiva que ocurría en M8, esto significa que la interferencia destructiva se da en el mismo periodo de tiempo en las dos costas de la bahía. La diferencia en el registro de M4, M5 y M6 de esta interferencia se debe principalmente a la localización de estos.

Finalmente el mareógrafo M7 que se ubica en el centro de la bahía registra dos peaks de 4.79 m y 4.85 m con sólo un minuto de diferencia. Esto evidencia que este mareógrafo registra tanto al frente principal de ondas como a los frentes secundarios que viajan a lo largo de la costa a la misma velocidad que el frente principal y que “chocan” en la zona en donde se encuentra este mareógrafo. Es la interferencia producida en este choque la que genera un registro como el del minuto 22 en la primera llegada, las ocurridas entre el minuto 30 y el minuto 43 durante la gran interferencia constructiva, y los pequeños peaks que ocurren después del minuto 46.

La Figura 5.6 ilustra la dirección del frente de onda momentos antes del registro de la segunda ola (Figura 5.5). Podemos notar que la velocidad máxima es mayor que la registrada antes de la primera ola (Figura 5.3) debido a las amplitudes menores que preceden a la segunda ola. Además, producto de las reflexiones ocurridas al interior de la bahía, es la zona de M5 y M6 (zona urbana) en donde se concentran las nuevas máximas amplitudes.

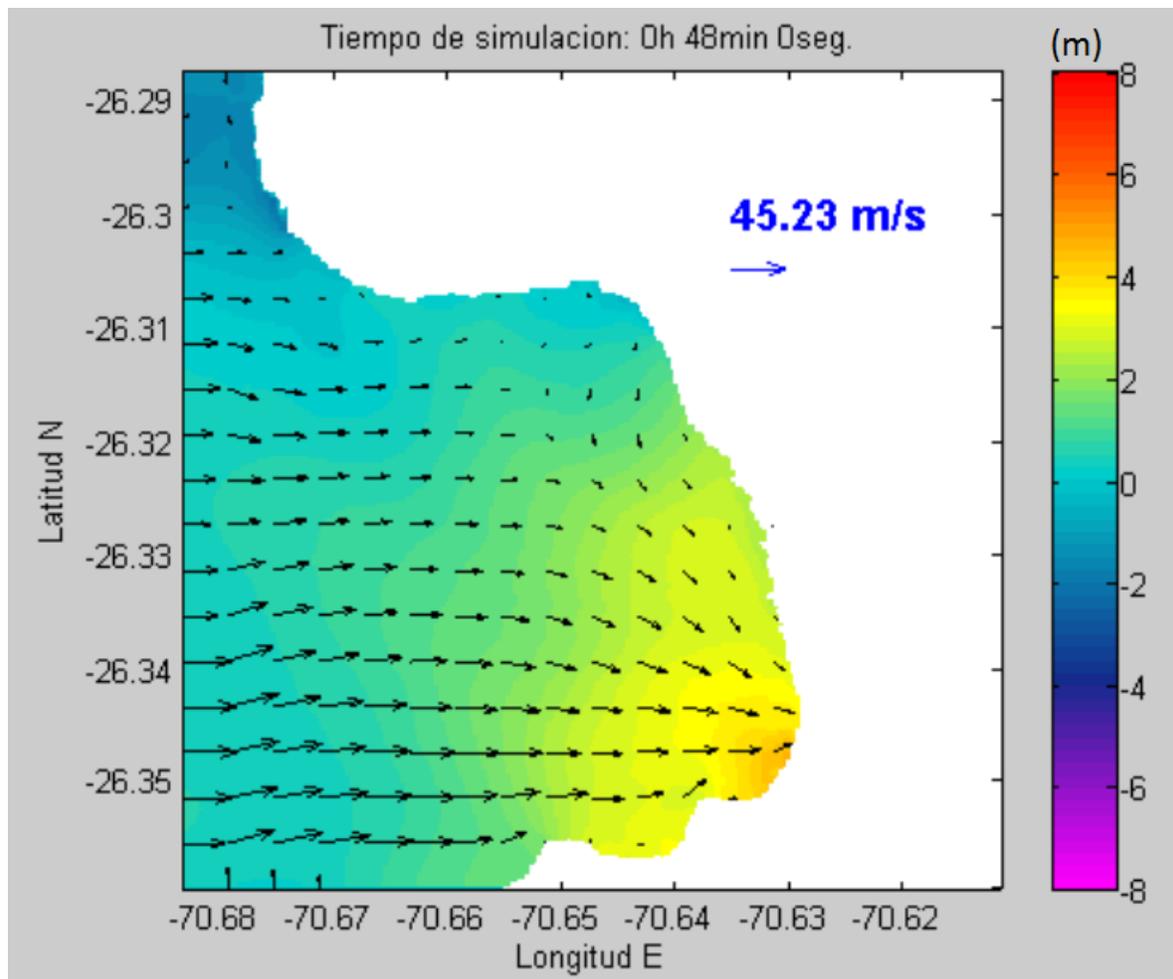


Figura 5.6. Registro del frente de onda y vectores de velocidad, cuando el tsunami incide desde el frente de la bahía, a los 48 minutos.

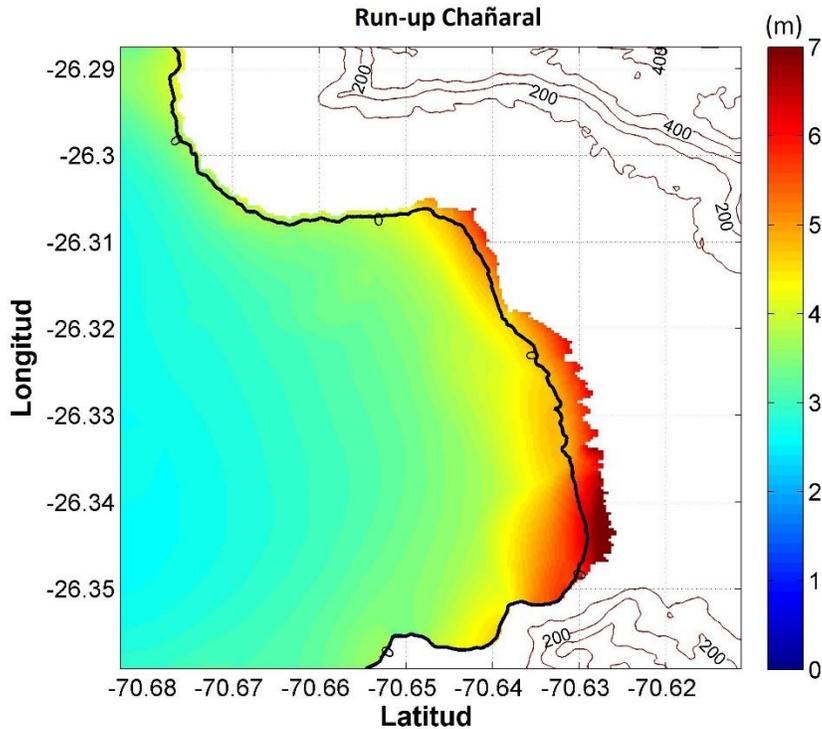


Figura 5.7. Zona de inundación para la bahía de Chañaral generada por un tsunami que se aproxima desde el frente de la bahía.

La Figura 5.7 ilustra la amplitud máxima del frente de onda registrada en una hora de modelación. Esta amplitud fue extrapolada sobre la topografía de tal manera que se marca la zona donde la topografía es menor a la amplitud máxima. Es por ello que el fondo de la bahía, que corresponde a una playa, se marca con alturas mínimas de 4 m. En la zona urbana (M5 y M6) se registran alturas de 7 m con una penetración aproximada de 330 m, lo que es esperable debido a que el frente de onda converge hacia esa zona durante la segunda ola (Figura 5.6).

5.3. Tsunami incidiendo desde el norte de la bahía.

La fuente del terremoto generador de tsunami se ubica al norte de la bahía de Chañaral, los parámetros sísmicos son los mismos que se utilizaron para el caso de un tsunami incidiendo desde el frente, no obstante las nuevas coordenadas del origen del área de ruptura son 24.92°S y 71.36°W, lo que significa que la fuente sísmica se encuentra a 152 km de Chañaral. Las disposiciones de los mareógrafos son las mismas indicadas en la Figura 5.2 y el análisis de estos se realizara de igual manera. La refracción del frente de onda toma un poco más de importancia debido a que provoca que el tsunami llegue más frontalmente al momento de ingresar a la bahía a pesar de que provenga desde el norte, la Figura 5.8 ilustra este hecho, no obstante, también se puede apreciar que la disminución de la velocidad (y aumento de amplitud) va de norte a sur. Por otro lado, la difracción de Fraunhofer ocurre de igual manera ya que el frente de onda se curva para ingresar a la bahía.

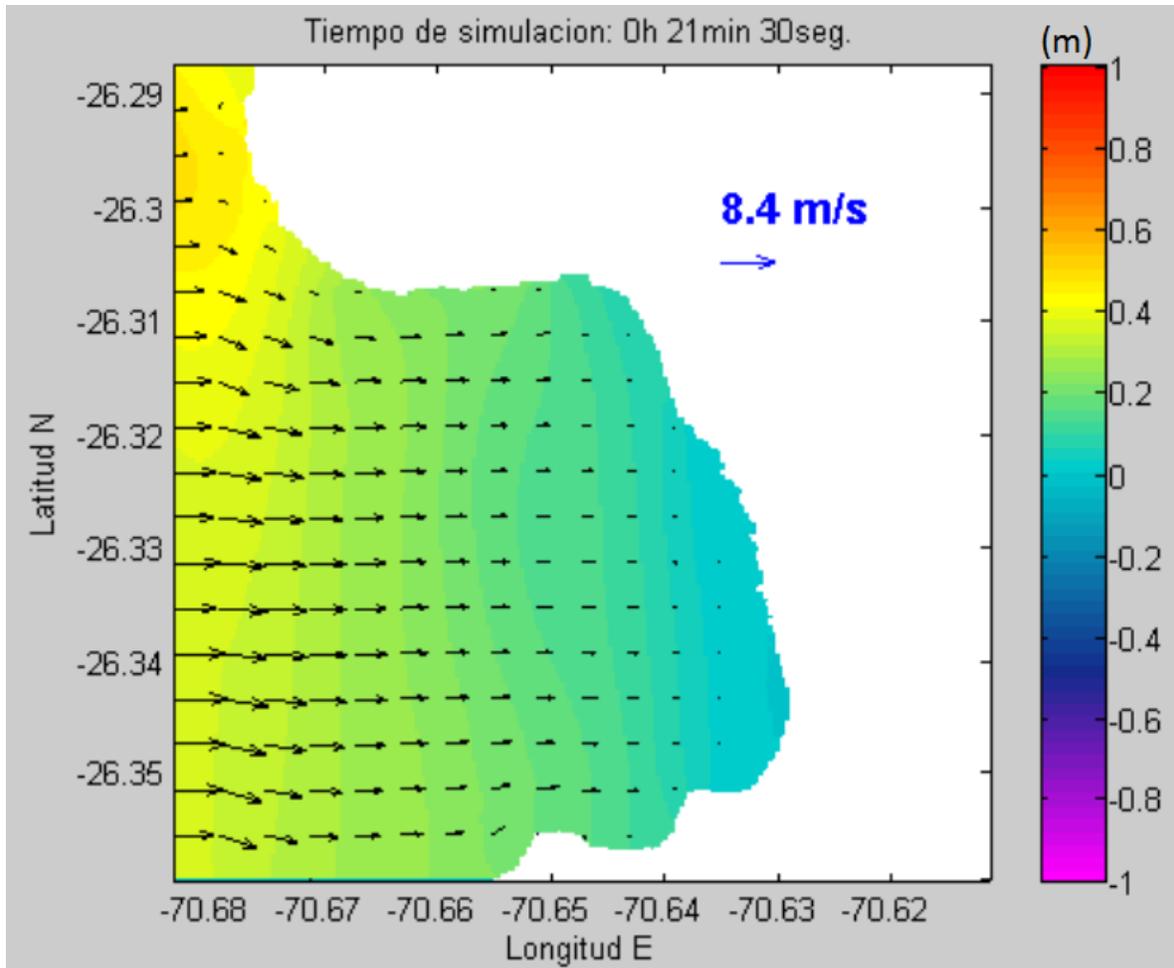


Figura 5.8. Registro del frente de onda, y vectores de velocidad a los 21 minutos con 30 segundos de simulación.

5.3.1 Mareógrafos en la entrada de la bahía.

La Figura 5.9 ilustra el registro de los mareógrafos en la entrada de Chañaral. M10 registra una primera altura de ola de 0.52 m a los 23 minutos y después registra una altura de 0.58 m a los 34 minutos. Esta primera llegada es coherente con la posición de la fuente del tsunami, que viene del norte, y la interferencia registrada entre los 23 minutos y los 34 minutos ocurre debido a las reflexiones ocurridas en el fondo de la bahía de Chañaral lo que genera una interferencia primeramente destructiva provocando el registro de un valle por parte del mareógrafo para posteriormente registrar un peak. Después del minuto 35, el registro de la caída en M10 posee mucha interferencia por las difracciones y refracciones nombradas anteriormente.

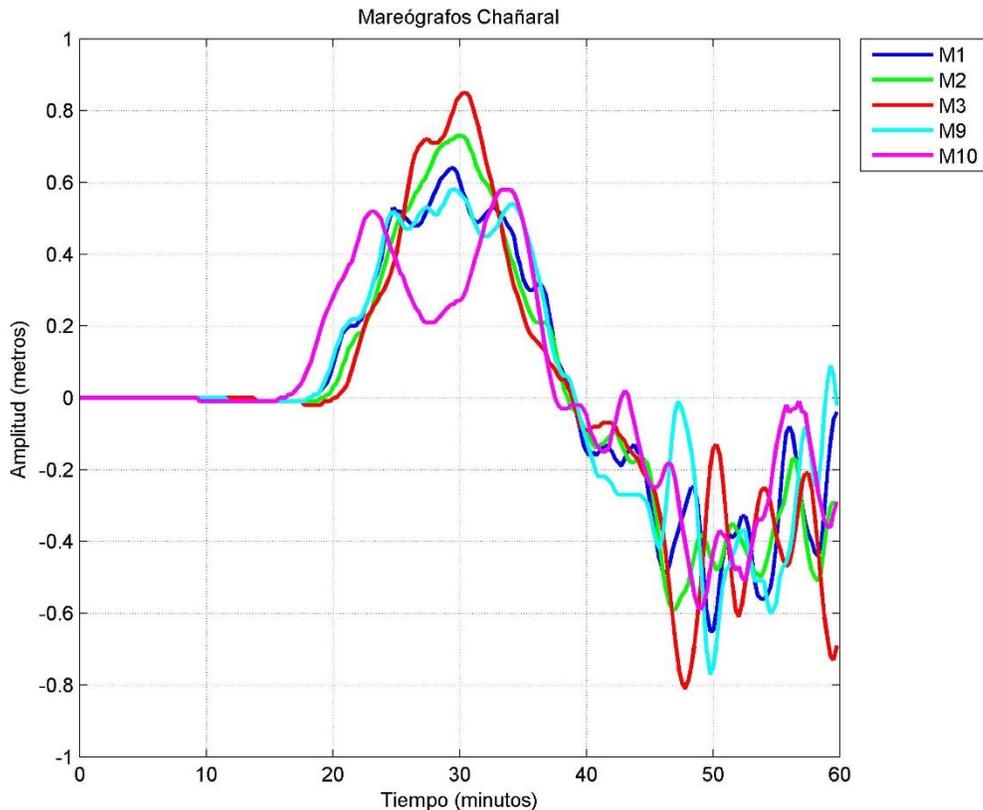


Figura 5.9. Mareógrafos en la entrada de la bahía de Chañaral para un tsunami que viene del norte de la bahía.

Después, y al igual que como pasaba cuando el tsunami llegaba por el centro, los siguientes mareógrafos en registrar el frente de onda son el mareógrafo M1 y el mareógrafo M9, los cuales registran alturas máximas de 0.64 m y 0.58 m respectivamente entre los 24 minutos y los 34 minutos. En esta ventana de tiempo se registra el hecho de que el tsunami ya viene compuesto por varios frentes de onda ya que las interferencias se comportan de forma similar en ambas costas de la bahía a pesar de las distintas locaciones de los mareógrafos.

El mareógrafo M2 registra una peak máximo de 0.73 m a los 30 minutos debido a las interferencias en el frente de onda principal, no obstante su registro es más lento y estable que el de M1 a pesar de la poca distancia entre ambos. Finalmente, M3 registra un peak de 0.85 m a los 30 minutos. El registro de este mareógrafo en particular es mayormente afectado por las interferencias constructivas debido a su localización. Esto se puede ver en el hecho de que el primer máximo registrado fue de 0.72 m a los 27 minutos, pero las interferencias generaron que el registro aumentara hasta el valor dicho en un principio.

Todos los mareógrafos registran una caída con muchas interferencias, y después del minuto 40 se hace muy difícil distinguir semejanzas entre mareógrafos cercanos o paralelos debido a la gran cantidad de interferencias.

5.3.2 Mareógrafos en el fondo de la bahía.

La Figura 5.10 ilustra el registro de los mareógrafos en el fondo, es aquí donde notamos que el primer mareógrafo en registrar un máximo es M8, que se localiza en la esquina noreste de la bahía de Chañaral (Figura 5.2). El registro es de 0.77 m a los 27 minutos. Después, el registro de la caída en M8 es muy lento llegando a un mínimo de -0.9 a los 52 minutos, esto se debe a que el frente de onda que llega hasta esa posición se le suman las nuevas interferencias provenientes de la difracción en la costa norte de Chañaral, son estas interferencias destructivas las que impiden el registro de una caída limpia.

Los mareógrafos M4, M5, M6 y M7 registran la primera ola con pocos segundos de diferencia, evidenciando que los frentes secundarios formados por difracción y refracción se mueven a la misma velocidad del el frente de onda principal. A pesar de lo anterior, los mareógrafos que están en la costa sur son los que registran las mayores alturas de ola. La Figura 5.11 ilustra los lugares en donde converge el frente de onda producto de la refracción del frente principal, además, se puede ver que la velocidad máxima de 3.87 m/s se registra en las zonas de menor amplitud en la costa sur.

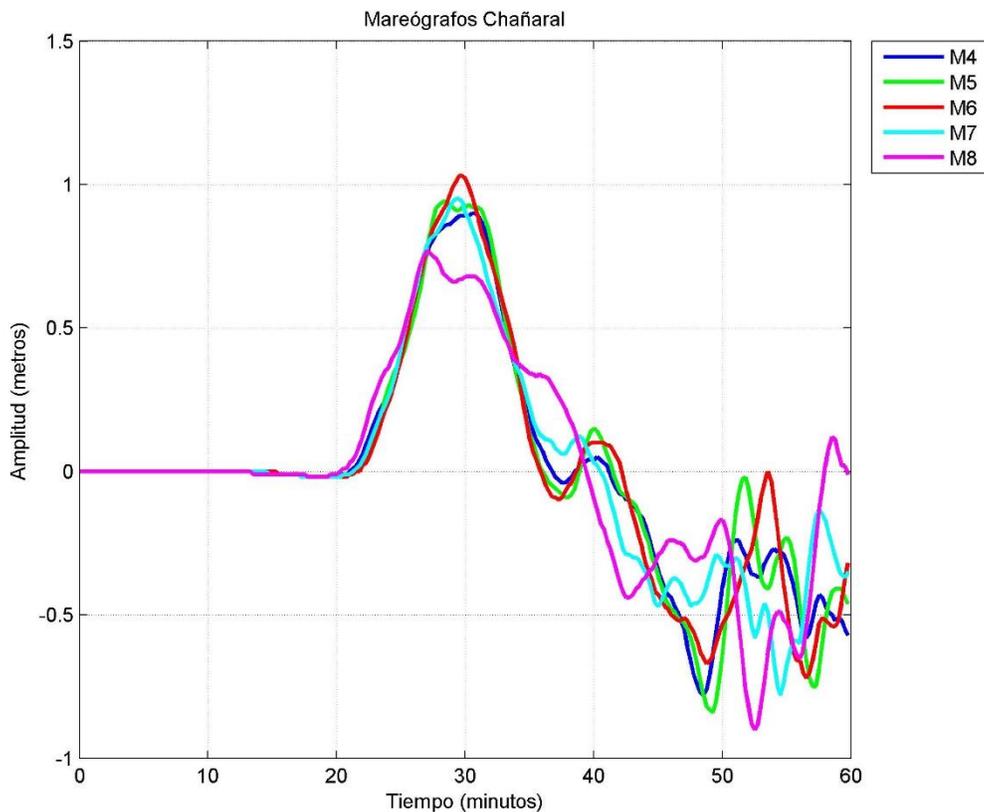


Figura 5.10. Mareógrafos en el fondo de la bahía de Chañaral para un tsunami que viene del norte de la bahía.

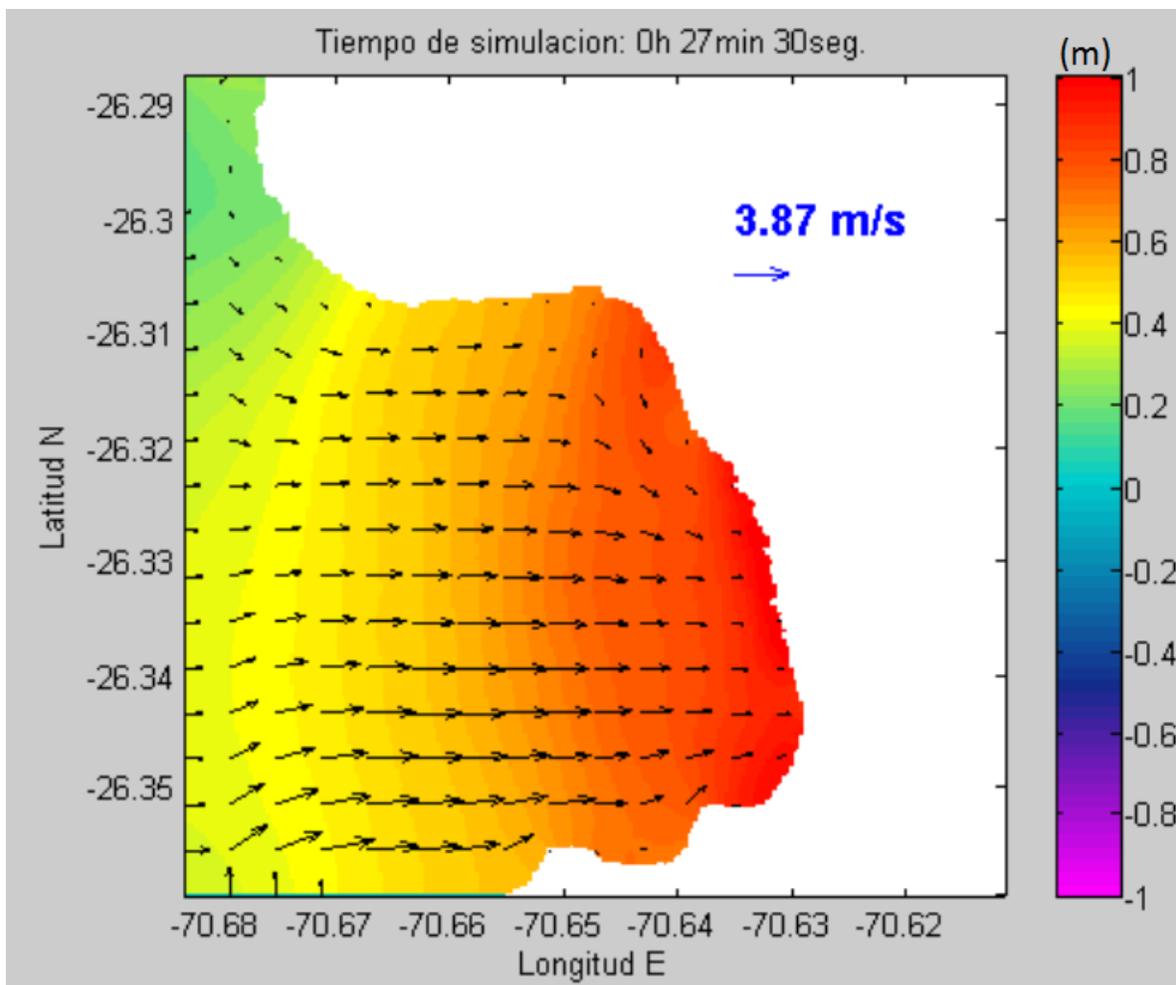


Figura 5.11. Registro de alturas de ola junto con vectores de velocidad en la bahía de Chañaral para un tsunami que viene desde el norte a los 27 minutos y 30 segundos de simulación.

M4 registra una primera altura de 0.9 m a los 30 minutos, y al igual que M8, el registro de este mareógrafo está afectado por las nuevas interferencias que surgen al entrar el frente en la bahía de Chañaral, para este caso en específico, en la costa sur. La caída de este mareógrafo es irregular desde el minuto 37. M7 registra un peak de 0.95 m a los 29 minutos. Este mareógrafo registra los frentes de onda que se aproximan desde la costa norte y la costa sur, y por ello el registro es influenciado por las interferencias que provienen desde ambas costas. Lo anterior se puede apreciar de mejor manera después del minuto 40.

M5 registra un máximo de 0.94 m a los 28 minutos, y lo mantiene casi constante hasta los 31 minutos. Este registro se debe a la localización de M5 en una pequeña bahía cercana al puerto de Chañaral (Figura 5.2), lo cual aumenta las alturas de ola, ya que la forma del registro es similar a M4 pero con mayores peaks al registrar interferencias de los frentes secundarios que se forman en dicha bahía. La influencia de estas interferencias se puede ver en el minuto 40, donde generan peaks durante el registro de caída.

Finalmente, M6 registra una altura de ola de 1.03 m a los 29 minutos. Este registro es mayormente influenciado por los frentes que provienen de la zona de M4 y M5, y como se muestra en la Figura 5.9, las mayores alturas de ola se concentran en esta zona de la costa sur para un tsunami que proviene desde el norte. La caída de este registro es muy ruidosa, tal como sucedía con los otros mareógrafos. La Figura 5.12 muestra la amplitud máxima del frente de onda en una hora de modelación extrapolada sobre la costa. A pesar de que la amplitud es mucho menor que en el caso de un tsunami incidiendo desde el frente, se puede notar que el tsunami se concentra principalmente en las zonas de los mareógrafos M6 y M7, donde M6 corresponde a la playa de la ciudad de Chañaral (Figura 5.2).

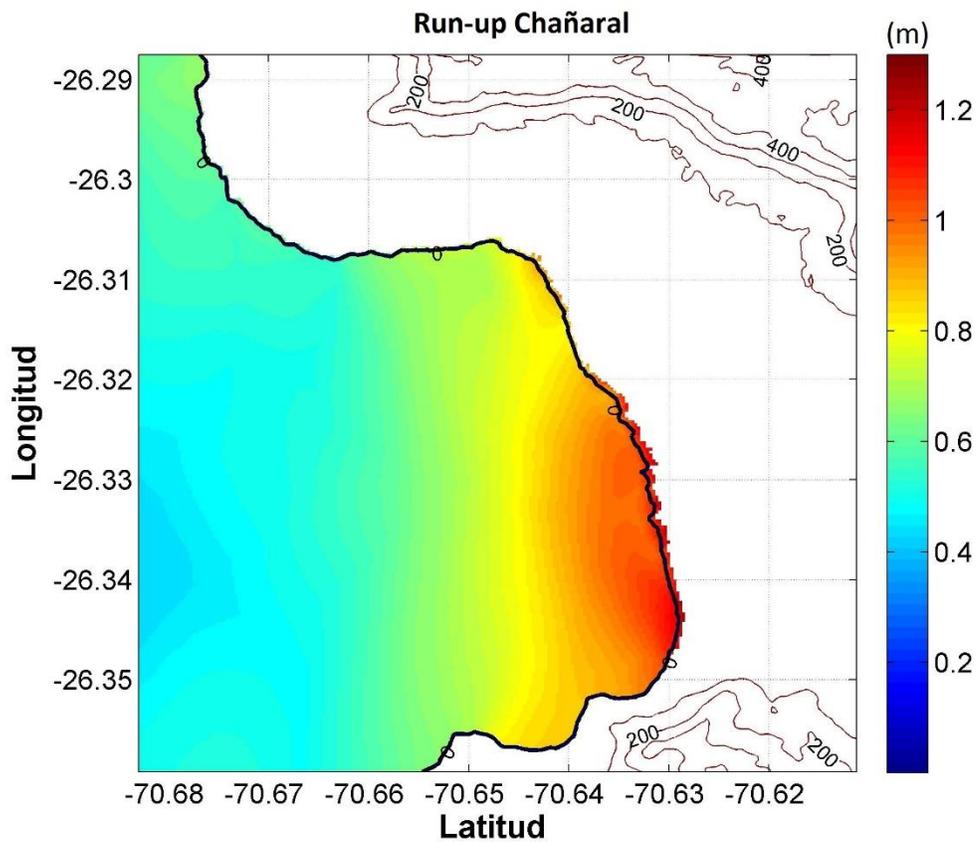


Figura 5.12. Zona de inundación en la bahía de Chañaral generada por un tsunami que se aproxima desde el norte de la bahía.

5.4 Tsunami incidiendo desde el sur de la bahía.

El último caso para el análisis del comportamiento de un tsunami en la bahía de Chañaral es para un tsunami generado por un terremoto al sur de la zona. La fuente de este terremoto tiene el origen del área de ruptura en las coordenadas 31.22°S y 72.27°W (equidistante con el caso del norte). La disposición de los mareógrafos es la utilizada anteriormente.

Al igual que en el caso del tsunami que se genera en el norte de la bahía, los frentes de ondas que llegan desde el sur están afectadas por difracciones y refracciones ocurridas en la costas al sur de la bahía, generando interferencia.

Además, la refracción del frente de onda provocara que el tsunami ingrese a la bahía de manera más frontal. La deformación inicial para este caso se puede ver en la Figura 5.1(c). En la Figura 5.13 se puede notar que la refracción del frente de onda genera que éste se aproxime desde el frente, sin embargo, a diferencia del caso de un tsunami desde el norte, se puede apreciar que existen mayores amplitudes en la costa sur. Lo anterior se ve de mejor manera si consideramos que la velocidad máxima de 11.16 m/s se registra en la zona central del frente y disminuye hacia los extremos. Para este caso, la difracción de Fraunhofer se puede ver en la costa norte, en la entrada de la bahía, y en la costa sur, específicamente en la zona donde existen unas pequeñas bahías.

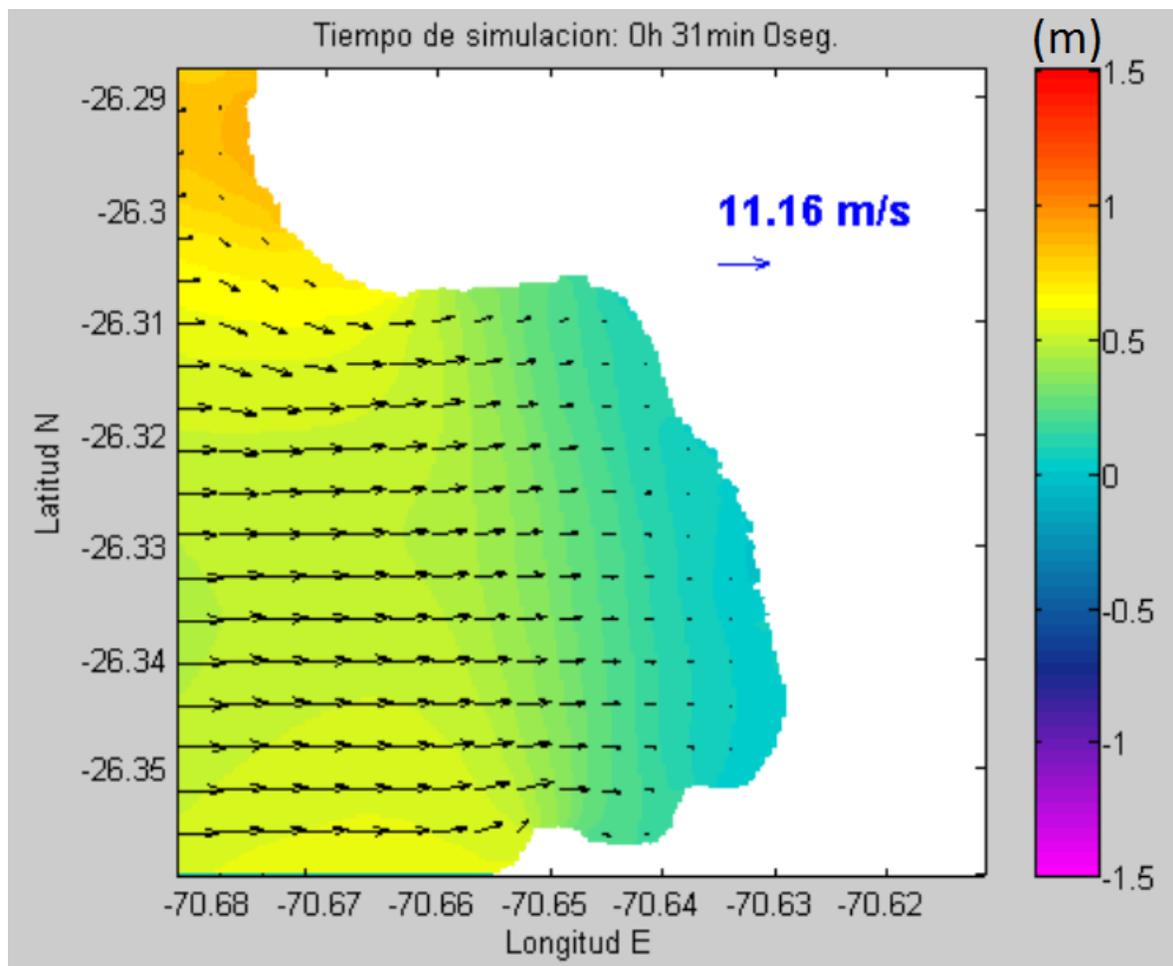


Figura 5.13. Registro del frente de onda, y vectores de velocidad, refractándose para ingresar a la bahía de Chañaral a los 31 minutos de simulación.

5.4.1 Mareógrafos en la entrada de la bahía.

La Figura 5.14 muestra que M1, localizado en el extremo inferior izquierdo de la bahía (Figura 5.2), registra primeramente una altura de 0.63 m a los 33 minutos, después registra una altura de 0.83 m a los 36 minutos y tiene un peak de 1 m a los 40 minutos.

Estos registros son producto de la interferencia entre los distintos frentes de onda secundarios que se aproximan hacia donde se encuentra el mareógrafo. Estos frentes secundarios surgen de la difracción del frente principal en la península que se encuentra al sur de Chañaral y que se puede ver en la Figura 3.3 del capítulo III, y la reflexión que ocurre en el fondo de la bahía. De esta forma, el primer peak registrado corresponde al frente de onda, difractado y refractado, que viaja directamente hacia dónde está M1, el segundo peak corresponde al frente de onda difractado que viaja a lo largo de la costa, y el tercer peak surge por la adición del frente reflejado en el fondo de la bahía.

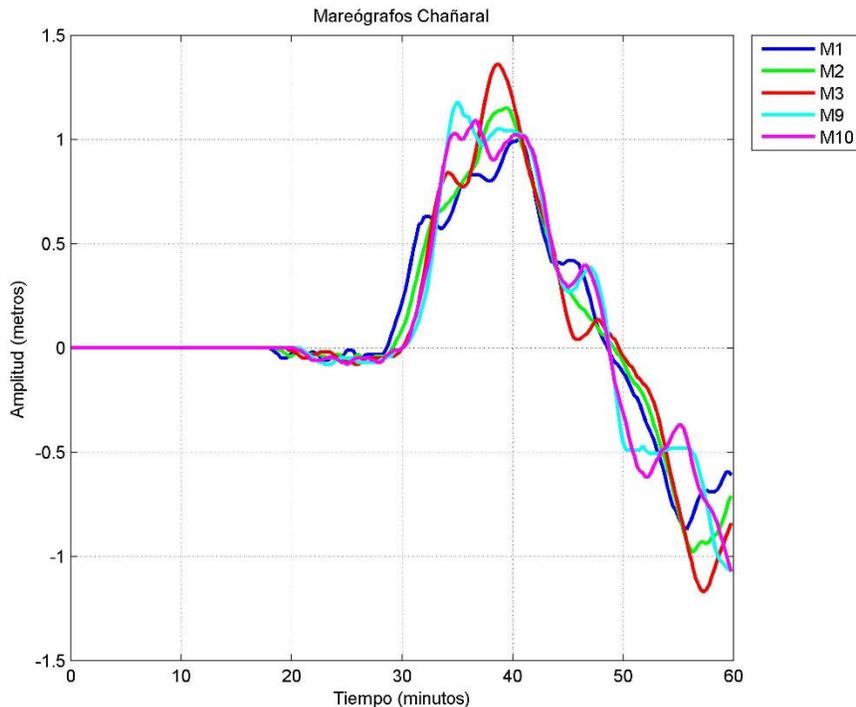


Figura 5.14. Mareógrafos en la entrada de la bahía de Chañaral para un tsunami que viene del sur de la bahía.

En segundo lugar, el mareógrafo M2 registra una altura de 1.15 m a los 39 minutos. Este mareógrafo tiene un cambio en el registro de su pendiente a los 33 minutos debido al frente secundario que viaja desde el sur a lo largo de la costa, y el peak se registra cuando el frente principal se refleja en el fondo de la bahía.

Por otro lado, M3 es similar a M1 al momento de registrar el tsunami, primero registró una altura de 0.84 m a los 34 minutos lo que corresponde al frente principal que ya paso por M1 y M2. Luego, este mareógrafo registra la interferencia entre el frente anteriormente nombrado y el frente reflejado en el fondo de la bahía, generando un peak de 1.36 m a los 38 minutos.

En la costa norte, el mareógrafo M10 registra una altura de 1.03 m a los 34 minutos, sin embargo, este mareógrafo registra muchos peaks entre los 33 y los 41 minutos debido a la interferencia entre varios frentes, es por ello que M10 también registra un peak de 1.09 m a los 36 minutos, y de 1.02 m a los 40 minutos. Las interferencias continúan durante la caída.

M9 registra el tsunami marcando una altura de 1.18 m a los 35 minutos. El registro de este mareógrafo es afectado por muchas interferencias hasta el minuto 41, pero sin alcanzar un nuevo peak. La caída de este mareógrafo es similar a la caída de M10.

Comparando con el caso de los mareógrafos en la entrada para un tsunami que viene desde el norte, podemos notar que el mareógrafo M3 siempre registró el peak máximo en ambos casos, por lo que es considerado como un punto de convergencia del frente de onda.

5.4.2 Mareógrafos en el fondo de la bahía.

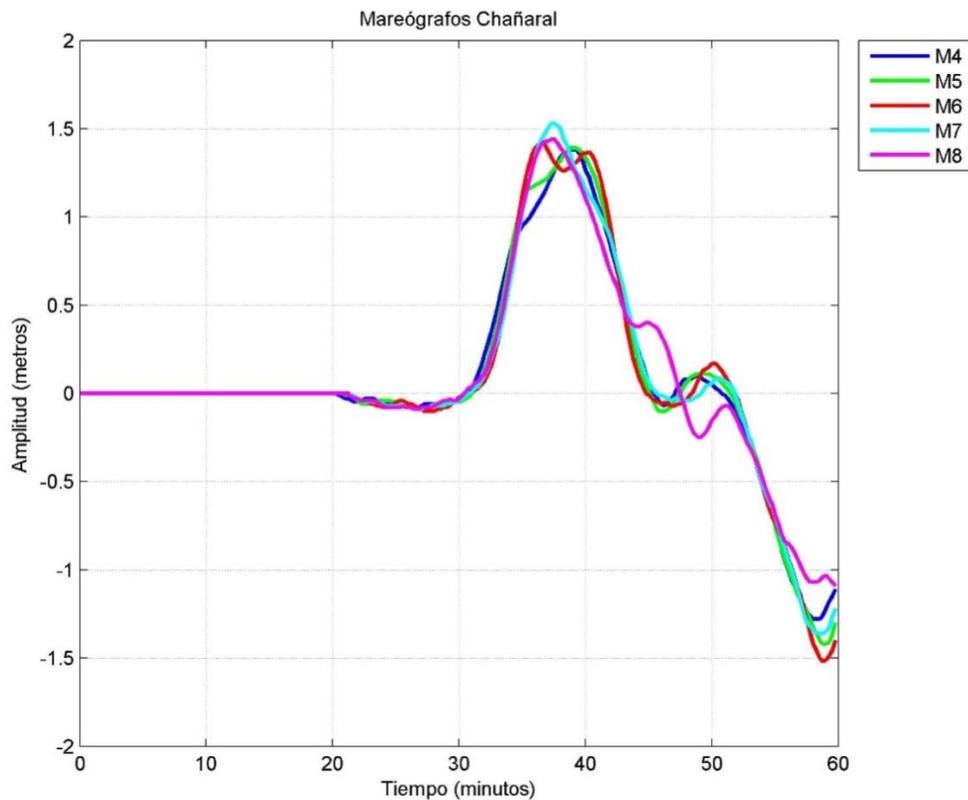


Figura 5.15. Mareógrafos en el fondo de la bahía de Chañaral para un tsunami que viene del sur de la bahía.

La Figura 5.15 muestra el registro de los mareógrafos para el fondo de la bahía. M4 percibe el frente de onda del tsunami registrando una altura de ola de 1.38 m a los 39 minutos, antes de este peak, se registra un cambio de pendiente a los 35 minutos debido a que M4 comienza a registrar el frente secundario que proviene de la costa norte de la bahía y el frente principal reflejado en el fondo. La caída de este mareógrafo tiene una interferencia destructiva entre los 45 y 51 minutos que retrasa el peak negativo.

M5 es similar a M4, ya que también registra un cambio de pendiente a los 35 minutos producto del frente reflejado en el fondo. Este mareógrafo registra una altura máxima de 1.39 m a los 39 minutos. La caída de este mareógrafo es muy similar a la de M4 entre los 45 y 51 minutos.

En la Figura 5.16 se puede ver los vectores de velocidad del tsunami en los 36 minutos de simulación y las zonas en donde converge antes del registro de la altura máxima en los mareógrafos. A diferencia del caso del norte, el frente de onda llega más tarde (a pesar de ser equidistantes) debido a que existen mayores interferencias en las costas al sur de la bahía de Chañaral. Es por ello que además existe mayor velocidad y menor altura en el frente de onda antes de converger. También se puede apreciar los efectos de la difracción de fraunhofer en la costa sur de la bahía.

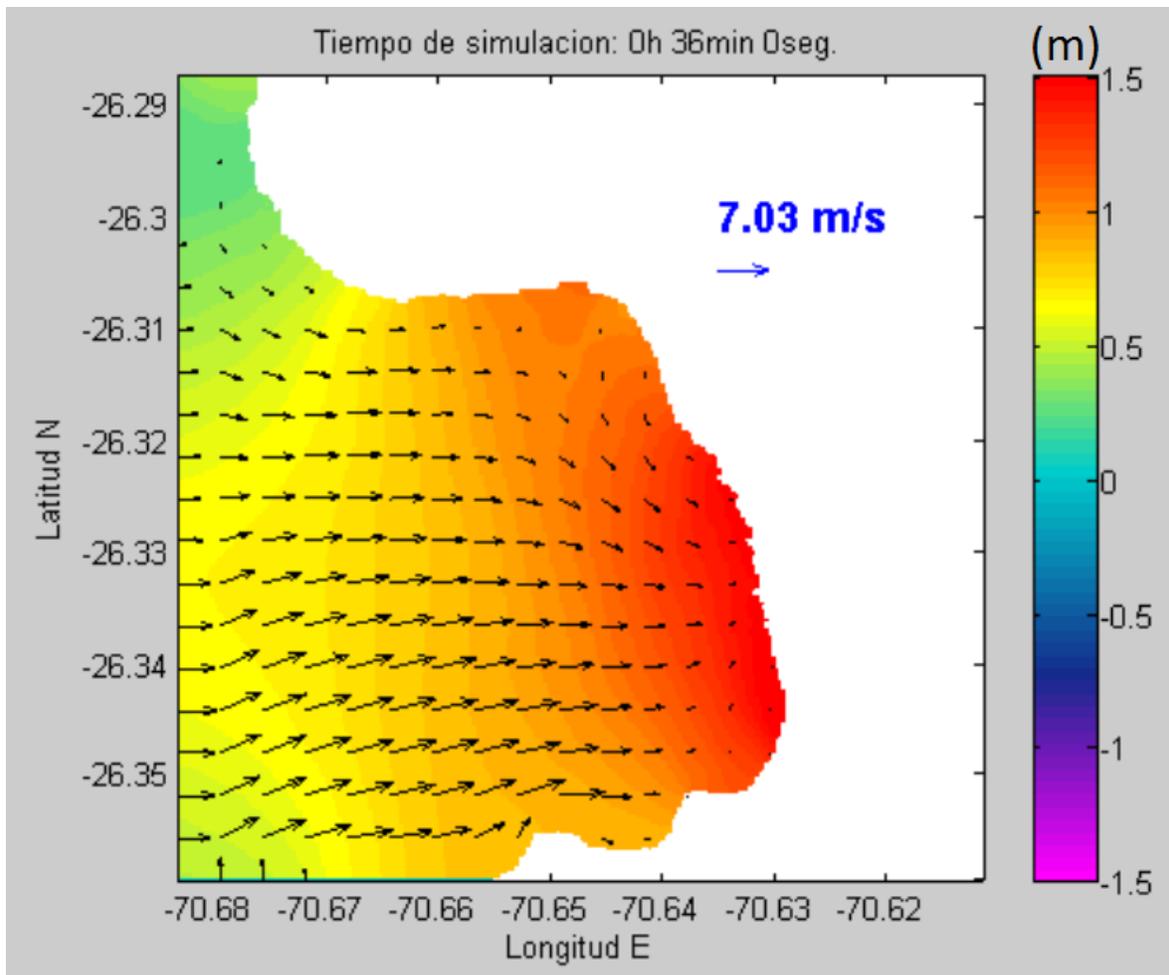


Figura 5.16. Registro del frente de onda, y vectores de velocidad, refractándose para ingresar a la bahía de Chañaral a los 36 minutos de simulación.

El mareógrafo M8 registra un peak de 1.44 m a los 37 minutos con un registro de primera ola bastante claro, sin embargo en la caída, el registro de M8 se ve afectado por las interferencias de la reflexión en el fondo del frente principal que generan una caída lenta y la aparición de pequeños peaks entre los 43 y los 52 minutos. Este es el único mareógrafo con una caída diferente.

M6 registra dos peaks, el primero es de 1.42 m a los 36 minutos, y el segundo es de 1.37 m a los 40 minutos. El primer peak corresponde al del frente principal que llega directamente hacia donde está el mareógrafo, y el segundo peak es producto del frente que se aproxima desde la costa norte. Por otro lado, M7 registra un peak de 1.53 m a los 37 minutos y su caída es más lenta que la de los otros mareógrafos por las interferencias entre los diversos frentes de onda que llegan a su posición. La caída de M6 y M7 es similar a la de M4 y M5 entre los minutos 45 y 51.

La Figura 5.17 muestra el mapa de inundación para la bahía de Chañaral.

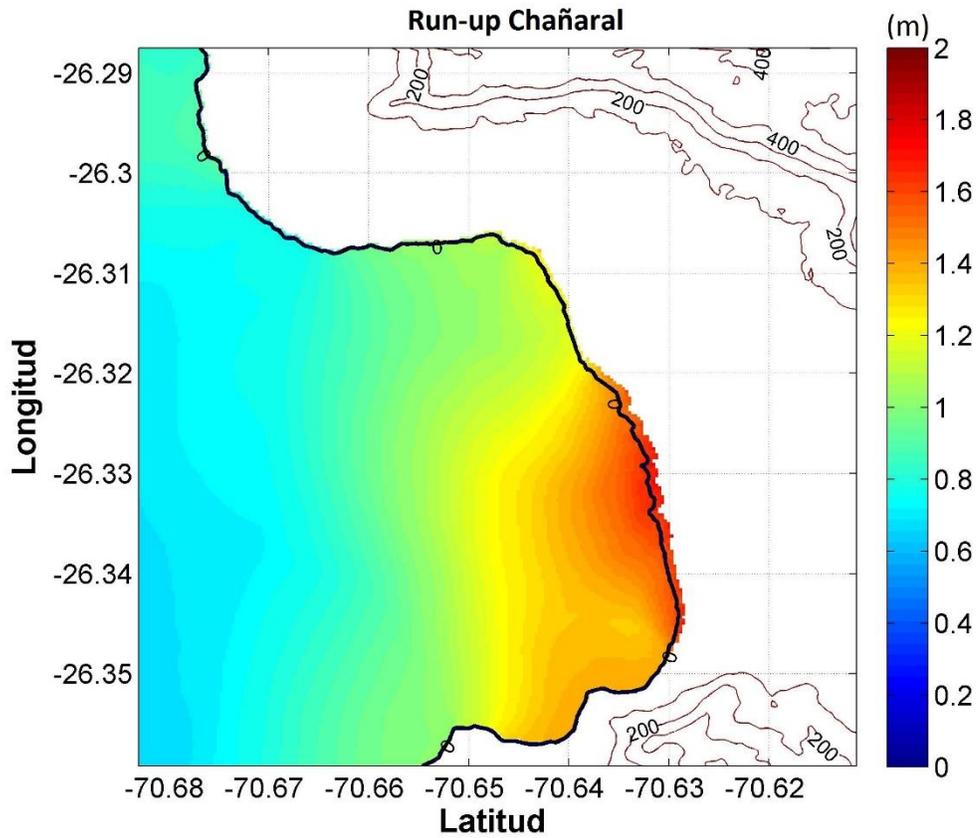


Figura 5.17. Zona de inundación para la bahía de Chañaral generada por un tsunami que se aproxima desde el sur de la bahía.

Al igual que lo ocurrido con el caso del norte, el tsunami tiene menor altura respecto del frente de onda incidiendo desde el frente, no obstante, las zonas de convergencia son las mismas para los tres casos de aproximaciones de tsunami. Es decir, independiente de la procedencia del tsunami, siempre habrá mayores registros en las playas cercanas a la ciudad de Chañaral.

Capítulo VI

Modelación de tsunami y análisis de mareógrafos para la zona de Caldera.

Similarmente a las zonas de estudio anteriores, se considerarán tres casos para la modelación del tsunami: una aproximación desde el frente de la bahía, una aproximación desde el norte y una aproximación desde el sur. Además, la fuente sísmica emulara el terremoto de Vallenar de 1922 utilizando los parámetros sísmicos: largo=390 km, ancho=156.65 km, slip=5.78 m, profundidad=12 km, strike=2°, ángulo dip=8° y ángulo de deslizamiento=90°. La Figura 6.1 ilustra las posiciones de la deformación inicial para los tres casos, en donde destaca el hecho de que las deformaciones del norte y el sur son equidistantes con respecto a la zona de Caldera.

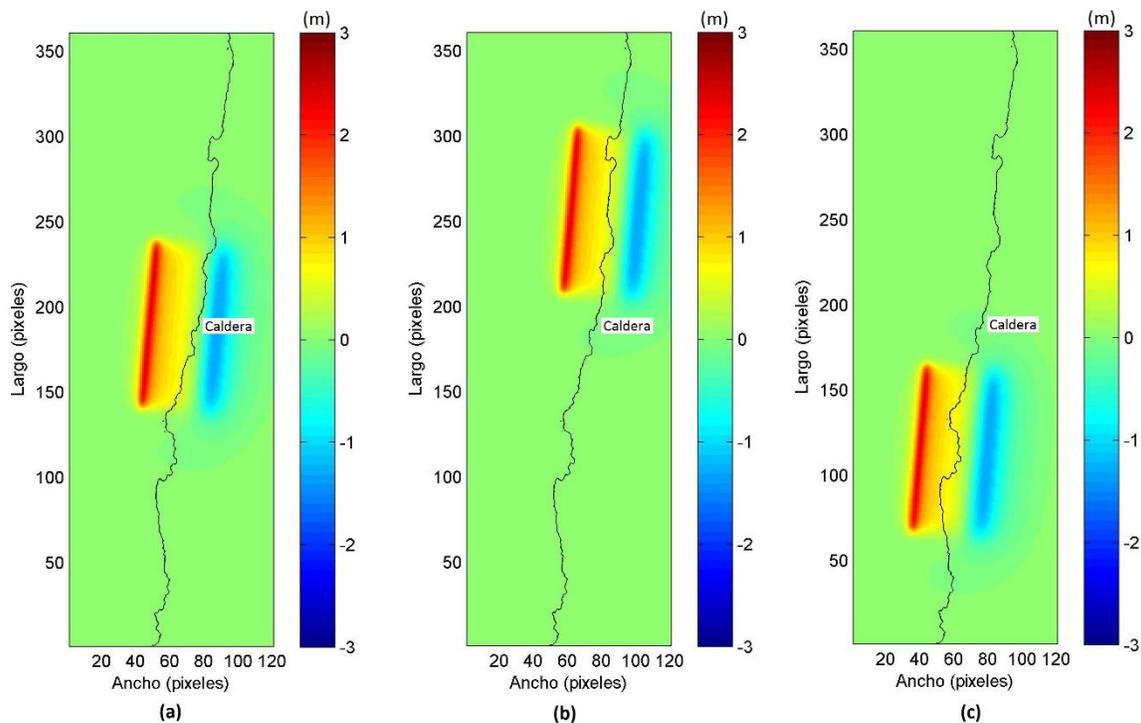


Figura 6.1. Deformación inicial para la zona de Caldera, (a) desde el frente, (b) desde el norte y (c) desde el sur. Las deformaciones norte y sur están a 80 km de distancia.

6.1 Localización de los mareógrafos virtuales para la zona de Caldera.

La Figura 6.2 indica las posiciones de los mareógrafos en la zona de Caldera. A diferencia de la bahía de Chañaral, en Caldera existen tres bahías que son Caldera, Calderilla y Bahía Inglesa, ubicadas de norte a sur respectivamente, la abertura de estas bahías está orientada hacia el noroeste, casi en 45° respecto del norte, además en el caso de Caldera y Calderilla la abertura es estrecha siendo solo de 3 km para Caldera y 1 km para Calderilla, Bahía Inglesa por otro lado posee una abertura más ancha de 6.43 km de longitud. Considerando la distribución de mareógrafos en la zona, notamos que en total hay 14 mareógrafos distribuidos de tal forma que existen seis mareógrafos en Caldera, tres mareógrafos en Calderilla y cuatro mareógrafos en Bahía Inglesa. Para el caso de la bahía de Caldera, los mareógrafos M1 y M3 serán los elegidos para la comparación entre las modelaciones de la bahía de Caldera con y sin península, ya que estos registrarán la altura del frente de onda en la entrada y el fondo de la bahía respectivamente. Los mareógrafos M4, M8 y M11 son los más próximos a las zonas urbanas.



Figura 3.29. Distribución de mareógrafos para la zona de Caldera. M1, M2, M3, M4, M5 y M6 para Caldera. M7, M8 y M9 para Calderilla. M10, M11, M12, M13 y M14 para Bahía Inglesa (Google Earth, 2013).

6.2 Tsunami incidiendo desde el frente de la bahía.

El terremoto generador de tsunami tiene las mismas características sísmicas que el terremoto utilizado para Chañaral, en este caso el terremoto se encuentra frente a la zona de Caldera, teniendo las coordenadas 28.72°S y 71.99°W como punto de origen del área de ruptura. La Figura 6.1(a) muestra donde ocurrió la ruptura. Para este caso, la difracción y refracción del frente de onda tendrá mayor importancia al momento de ver los registros de los mareógrafos. Esto se debe a la península que existe en la zona donde está el mareógrafo M14 difracta el tsunami generando interferencias más rápidamente, y además, los frentes de onda incidirán de frente a las bahías por refracción. La posición de los mareógrafos es la indicada en la Figura 6.2.

6.2.1 Mareógrafos en Caldera con efecto de la península.

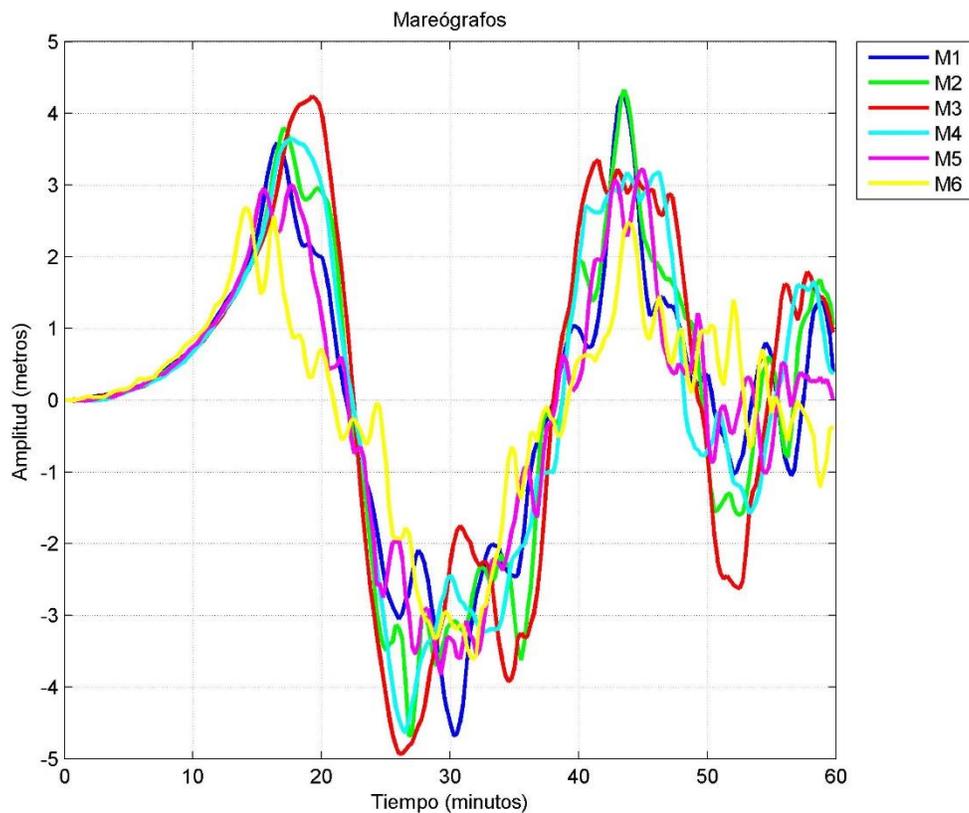


Figura 6.3. Mareógrafos en Caldera con efecto de la península para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

La Figura 6.3 ilustra el registro de los mareógrafos. La proximidad de la fuente sísmica provoca que el registro de los mareógrafos sea inmediato. Las perturbaciones registradas antes del minuto 10 son producto de las interferencias entre pequeñas ondas antes de la llegada del frente principal.

El primer mareógrafo en registrar un máximo es M6, el cual indica una altura de 2.67 m a los 14 minutos y 2.57 m a los 16 minutos, el valle que ocurre en este periodo de tiempo es producto de interferencias que provienen del exterior de la bahía de Caldera. La caída de este mareógrafo, y su posterior registro, está marcada por interferencias destructivas que son producto de la reflexión en la costa al fondo de Caldera. Posteriormente M5 es el siguiente en percibir el frente de onda debido a su cercanía con M6, este mareógrafo registra una altura de 2.95 m a los 15 minutos y 3 m a los 17 minutos, al igual que con M6 el registro de altura máxima tiene un pequeño valle producto de interferencias que en este caso provienen del segundo peak de M6. La caída registrada por este mareógrafo es un caso similar a la caída de M6, es decir, aparece interferencia destructiva por la reflexión del frente. La Figura 6.4 ilustra el frente de onda y los vectores de velocidad en el momento que M1 registra su segundo peak. Es fácil notar como el frente de onda se refracta para ingresar a la bahía de Caldera, además, se puede ver el efecto de la difracción de fraunhofer al notar la curvatura del frente de onda al momento de ingresar a la bahía de Caldera.

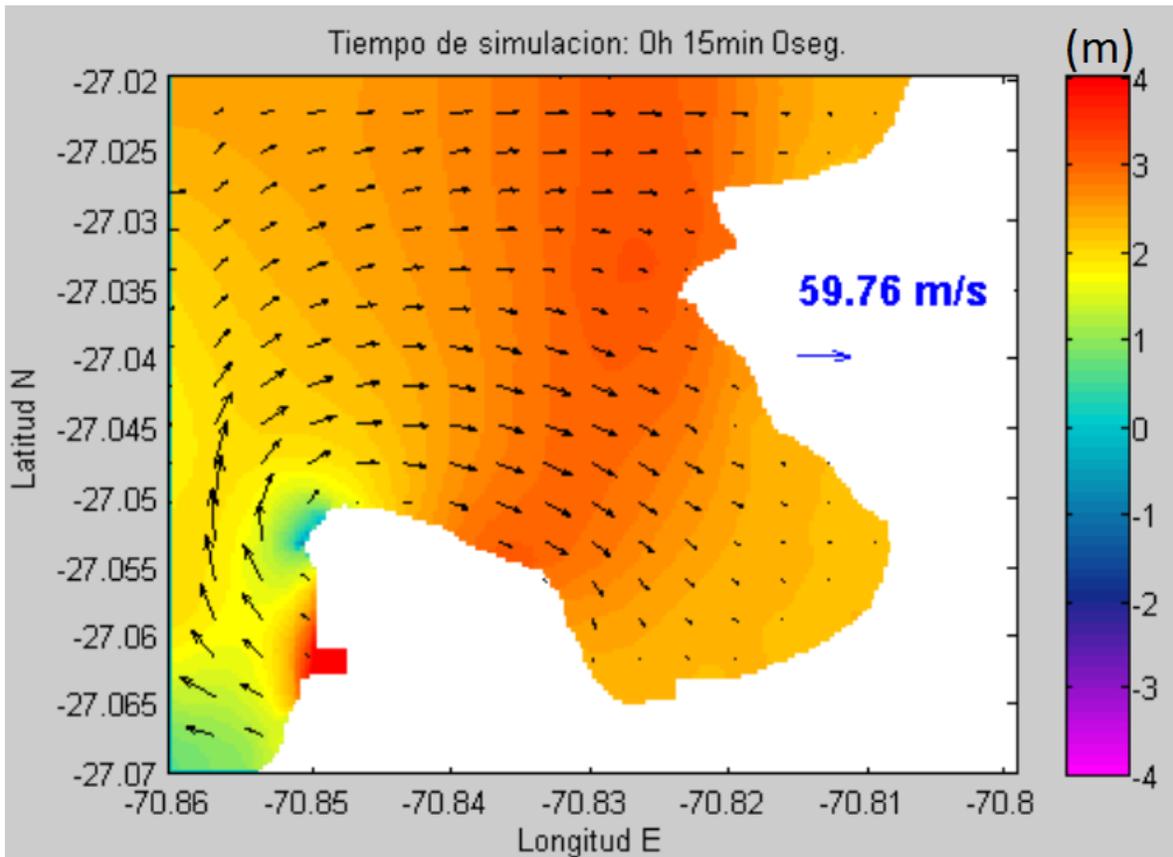


Figura 6.4. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad para la bahía de Caldera con efecto de la pequeña península a los 15 minutos de modelación para un tsunami que viene del frente de la bahía.

6.2.2 Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península.

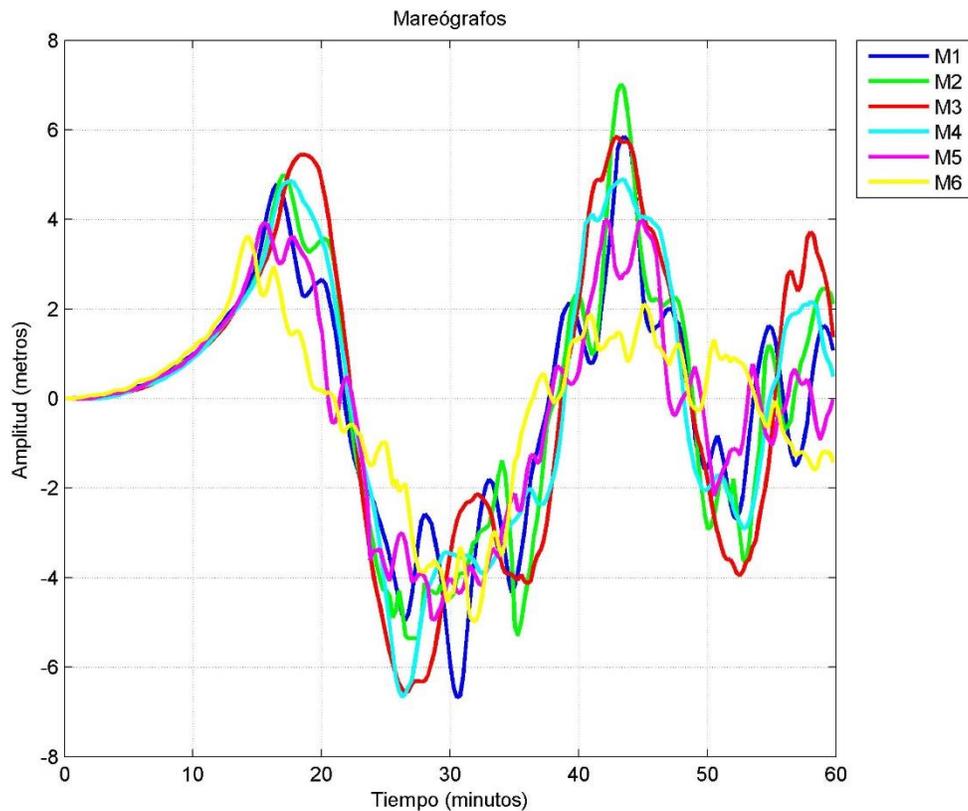


Figura 6.6. Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

De la Figura 6.6 podemos destacar que la forma del registro de todos los mareógrafos es casi idéntica al caso anterior, sin embargo surge una diferencia importante en el hecho de que los registros de alturas máximas son mayores para el caso de la bahía sin la península. Esto es evidente en el hecho de que M4 en la Figura 6.3 registraba 3.65 m a los 18 minutos, mientras que en la Figura 6.6 tiene un registro de 4.85 m a los 17 minutos. Esto deja en evidencia de que sin la península las alturas máximas serán mayores y, además, llegarán más rápido.

La Figura 6.7 registra el frente de onda y los vectores de velocidad en la bahía de Caldera sin influencia de la península. Considerando que tanto la Figura 6.4 como 6.7 registran el frente de onda a los 15 minutos de modelación, podemos notar que las velocidades son menores en 6.7, lo que implica que la amplitud del frente de onda es mayor en este caso. Las escalas laterales están ajustadas a la amplitud máxima del frente de onda. También notamos que la difracción del frente de onda en la Figura 6.7 es muy similar a la figura 6.4.

La figura 6.8 muestra el mapa de inundación en Caldera sin efecto de la península. En este caso, podemos ver una penetración aproximada de 400 m en la zona del mareógrafo M3, la cual es mayor que la penetración aproximada en la Figura 6.5. No obstante, las zonas de convergencia son prácticamente las mismas (M1-M3).

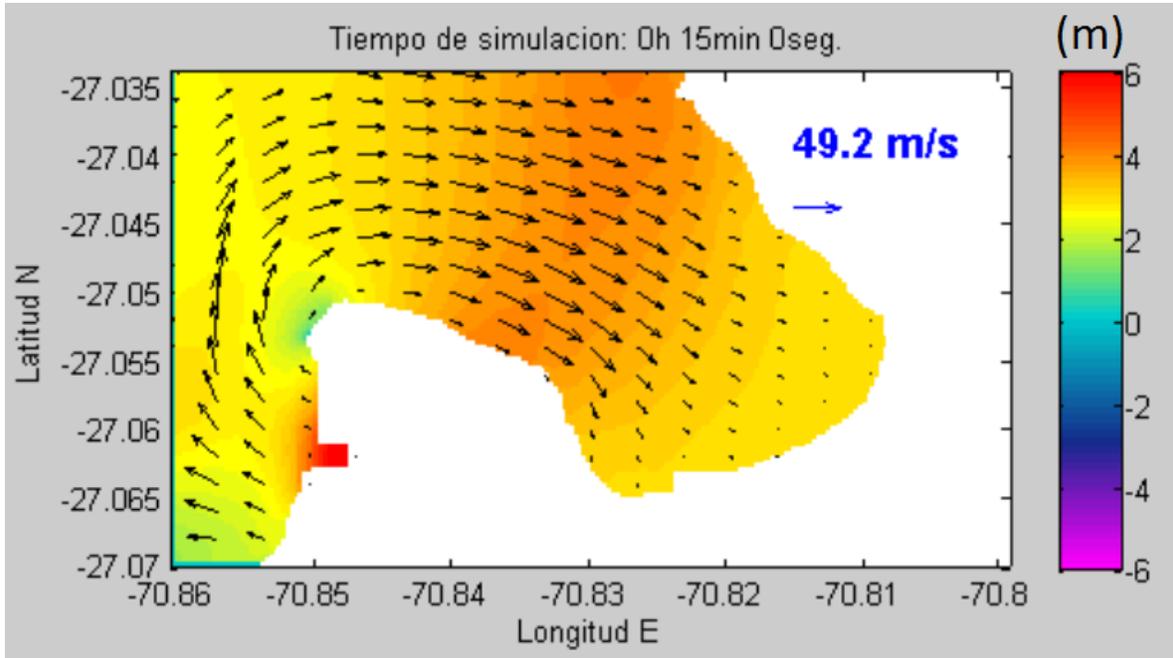


Figura 6.7. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad para la bahía de Caldera sin efecto de la pequeña península a los 15 minutos de modelación para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

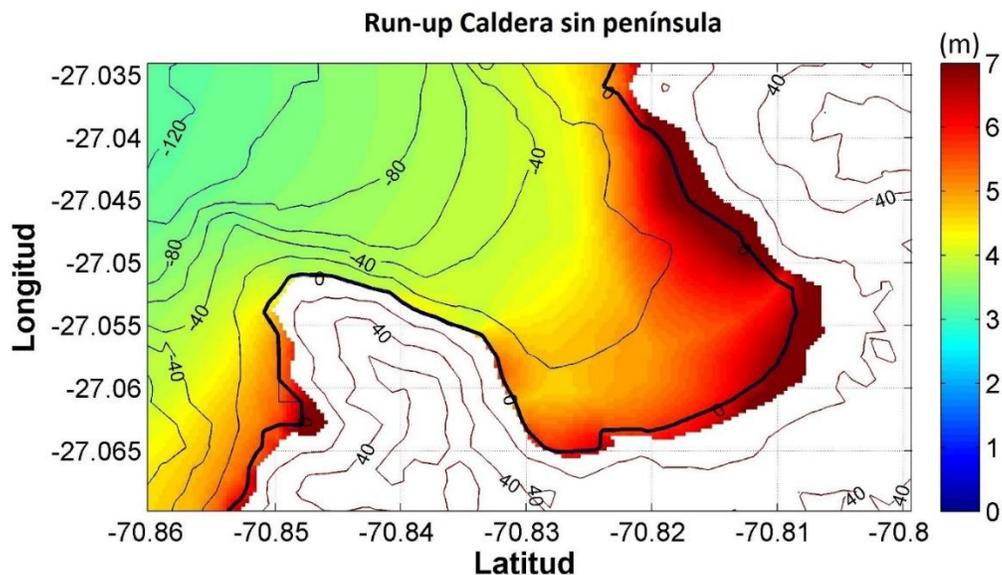


Figura 6.8. Zonas de inundación para la bahía de Caldera sin efecto de península para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

6.2.3 Comparación entre las modelaciones en Caldera.

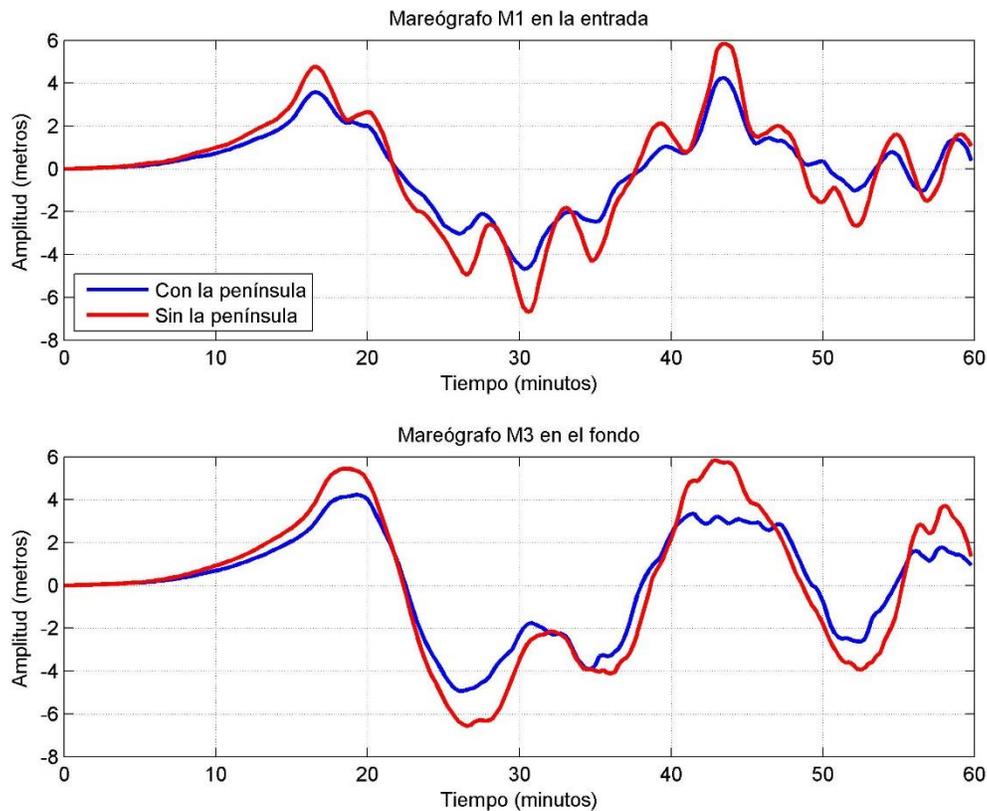


Figura 6.9. Comparaciones en los registros entre los mareógrafos M1 localizados en la entrada (arriba), y M3 localizados en el fondo (abajo) en la bahía de Caldera con la península (línea azul) y sin la península (línea roja) para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

En la Figura 6.9 (arriba) notamos que la presencia de la pequeña península en la costa norte disminuye el registro de altura máxima y además retrasa el registro del frente de onda del tsunami. Para M1 con presencia de la península, la altura máxima de la primera ola es de 3.59 m a los 16 minutos 30 segundos, mientras que sin la presencia de la península es de 4.79 m en el mismo tiempo, esto implica una diferencia entre ambos registros de 1.2 m de amplitud para el mismo tiempo de llegada. También notamos que el registro con presencia de península representa el 74% del registro sin península. En la segunda ola, M1 con península tiene un peak de 4.25 m a los 43 minutos 30 segundos, mientras sin península tiene un peak de 5.85 m a los 43 minutos 15 segundos, lo que significa una diferencia de 1.6 m de amplitud y 15 segundos de tiempo. En este caso, el registro con península representa el 72 % del registro sin península.

Similarmente, notamos que en la Figura 6.9 (abajo) el mareógrafo M3 registra una altura de 4.24 m a los 19 minutos 15 segundos con península y 5.44 m a los 18 minutos 15 segundos sin península, marcando una diferencia de 1.2 m de amplitud y 1 minuto de tiempo. El registro con península representa el 77% del registro sin península. Para la segunda ola, M3 registra mucha interferencia destructiva entre los 40 y 47 minutos con península con una amplitud aproximada de 3.22 m, mientras que éste mismo mareógrafo registra 5.84 m a los 42 minutos sin península, generando una diferencia de 2.62 m. En este caso, el registro con península representa el 57% del registro sin península. Considerando lo anterior, podemos decir que la presencia de la península genera mayores interferencias destructivas en el frente de onda ya que genera diferencias con un mínimo de 1.2 m, además se evidencia que a medida que pasa el tiempo los registros con península se hacen menores (porcentualmente) que los registros sin península.

6.2.4 Mareógrafos en Calderilla.

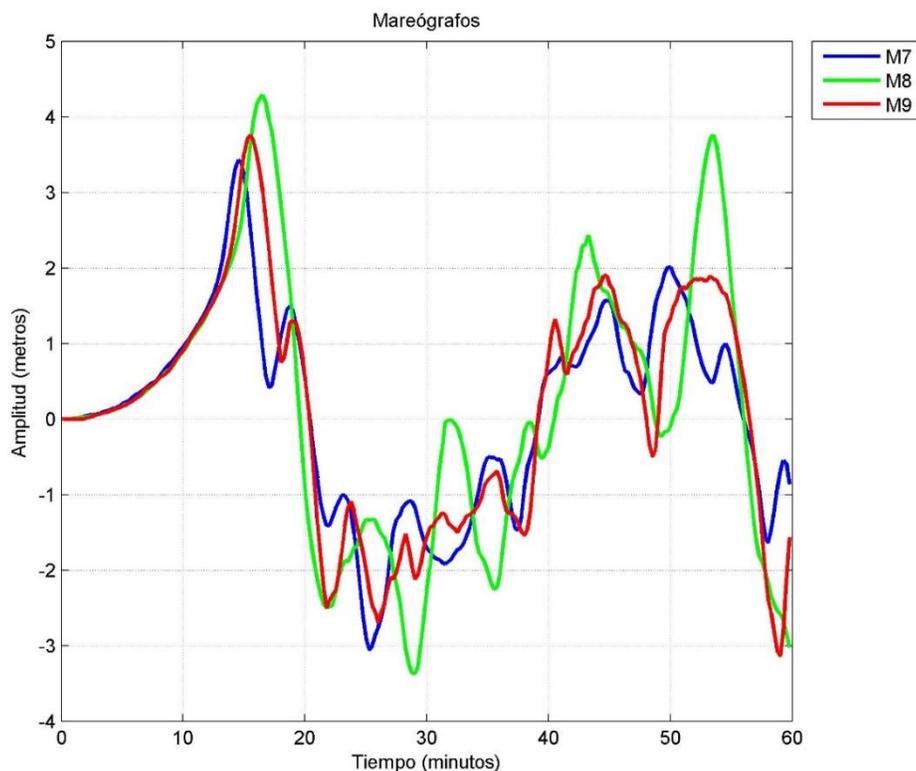


Figura 6.10. Mareógrafos en Calderilla para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

De la Figura 6.10 notamos fácilmente que el primer mareógrafo en registrar el máximo de la primera ola es M7 debido a que se localiza en la entrada de esta pequeña bahía (Figura 6.2), el primer peak registrado es de 3.43 m a los 14 minutos. El registro de la caída es interrumpido a los 17 minutos por un pequeño peak y después continúa hasta los 21 minutos, de aquí en adelante, existe mucha interferencia debido al frente de onda encerrado en esta bahía.

Esta es una situación similar a la del mareógrafo M9 que registra prácticamente la misma forma, aunque con mayores peaks (3.76 m a los 15 minutos), después de los 21 minutos ocurre lo mismo que en el caso anterior.

Por otro lado, M8 registra como un peak 4.29 m a los 16 minutos, con una caída muy limpia hasta los 21 minutos. Haciendo una comparación entre los mareógrafos M7 y M9 que están más cerca de la entrada, y el mareógrafo M8 que está más cerca de la costa al fondo de la bahía (Figura 6.2) notamos que los peaks que irrumpen en los registros de los mareógrafos coinciden con las caídas o subidas del mareógrafo más lejano, es por ello que dichas interferencias se deben a los frentes de onda que se reflejan en las costas y resultan más notorios debido al tamaño de la bahía.

La Figura 6.11 ilustra la forma en la que el frente de onda ingresa a la bahía de Calderilla, recorriendo parte de Bahía Inglesa, también se puede apreciar la curvatura del frente de onda por difracción al momento de ingresar a Calderilla. Es interesante notar que la velocidad máxima de 58.04 m/s es registrada antes de que el frente de onda ingrese a Calderilla y desaparece rápidamente debido a que el tamaño de Calderilla implica un rápido registro de amplitud. En esta misma figura se puede apreciar que existe una línea amarilla en la cual hay una muy baja velocidad, esta línea divide la primera ola (amplitud positiva) del nuevo recogimiento del océano (amplitud negativa).

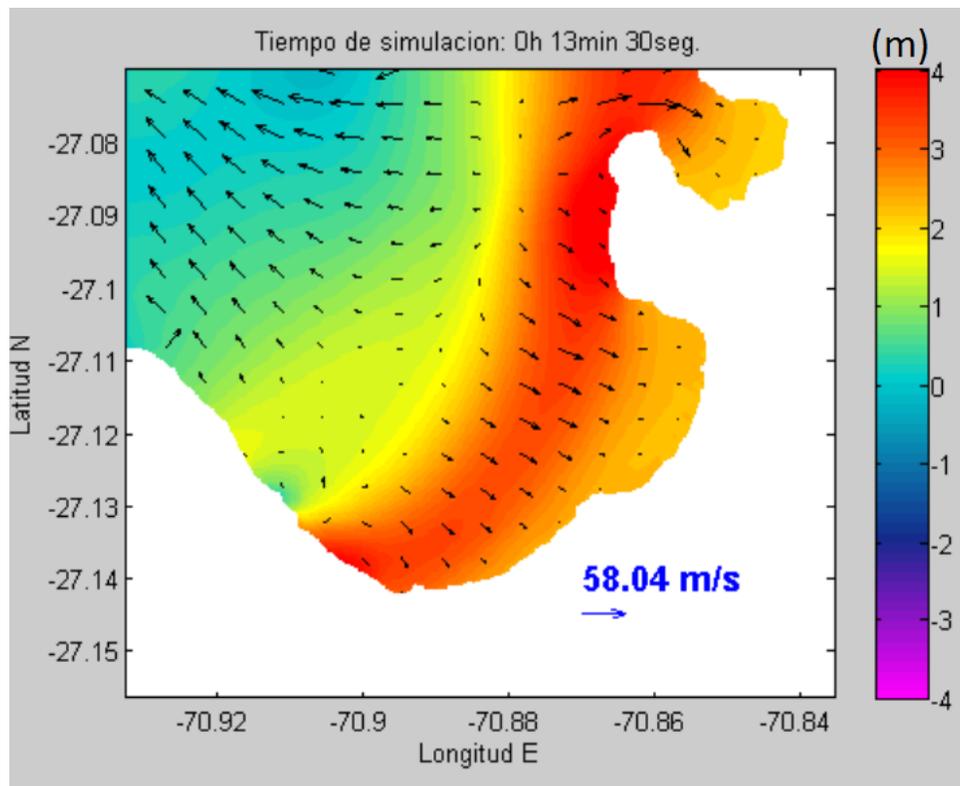


Figura 6.11. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad para Calderilla y Bahía Inglesa a los 13 minutos con 30 segundos de modelación para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

6.2.5 Mareógrafos en Bahía Inglesa.

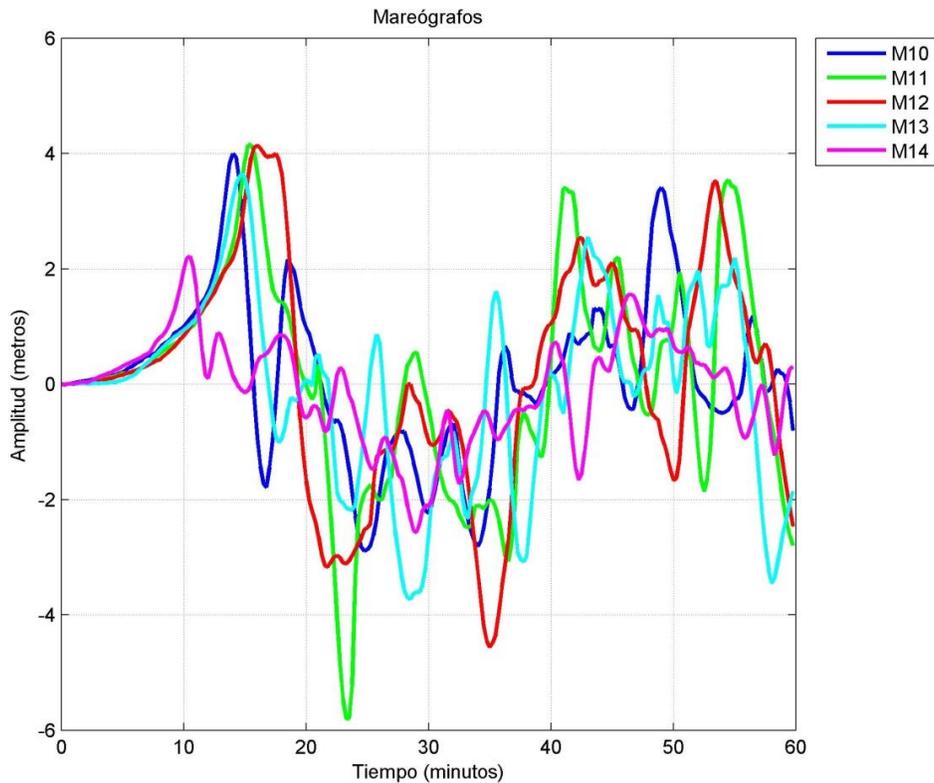


Figura 6.12. Mareógrafos en Bahía Inglesa para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

De la Figura 6.12 podemos notar que M14 es el primero en registrar el frente de onda con una altura de 2.22 m a los 10 minutos, este registro corresponde al frente de onda que se difracta en el borde para viajar a lo largo de la costa. Después de la primera ola se produce mucha interferencia debido a los frentes secundarios que se forman en las costas de Bahía Inglesa se desplazan hasta llegar al punto en donde esta M14. Esto se puede ver en la Figura 6.11, donde el frente de onda ya paso por M14 generando interferencias de difracción y refracción.

El segundo mareógrafo que registra el frente de onda es M10, el cual se localiza cercano a Calderilla (Figura 6.2), la altura registrada es de 4 m a los 14 minutos y corresponde al frente principal de ondas refractado. Al igual que lo sucedido con M14, a partir del minuto 16, el registro de este mareógrafo consta de muchas interferencias que impiden distinguir la llegada de la segunda ola. Las interferencias surgen de frentes de onda que viajan por la costa de bahía inglesa.

El registro de 3.65 m en M13 ocurre a los 14 minutos con 30 segundos. Similar a M10 el registro de este mareógrafo tiene muchas interferencias después de los 17 minutos. M11 también registra grandes peaks, como 4.15 m a los 15 minutos y comienza a registrar interferencias importantes después de los 17 minutos.

Por último, M12 registra una altura de 4.14 m a los 16 minutos. El registro de este mareógrafo es más prolongado durante el primer peak, aunque después su registro se llena de interferencias al igual que los mareógrafos anteriores. El ancho en el registro de M12 puede explicarse si se considera que cuando ocurren las interferencias, los frentes que las producen llegan de forma casi simultánea por lo que el efecto dura más tiempo.

La Figura 6.13 muestra las amplitudes máximas extrapoladas sobre la costa. En Calderilla notamos que casi toda la costa es afectada por el tsunami, destacando la zona próxima a M8 en donde hay una penetración de 400 m aproximadamente. Por otro lado, en Bahía Inglesa hay una clara convergencia hacia la zona de M11 y M12 en donde existe una penetración de 270 m aproximadamente.

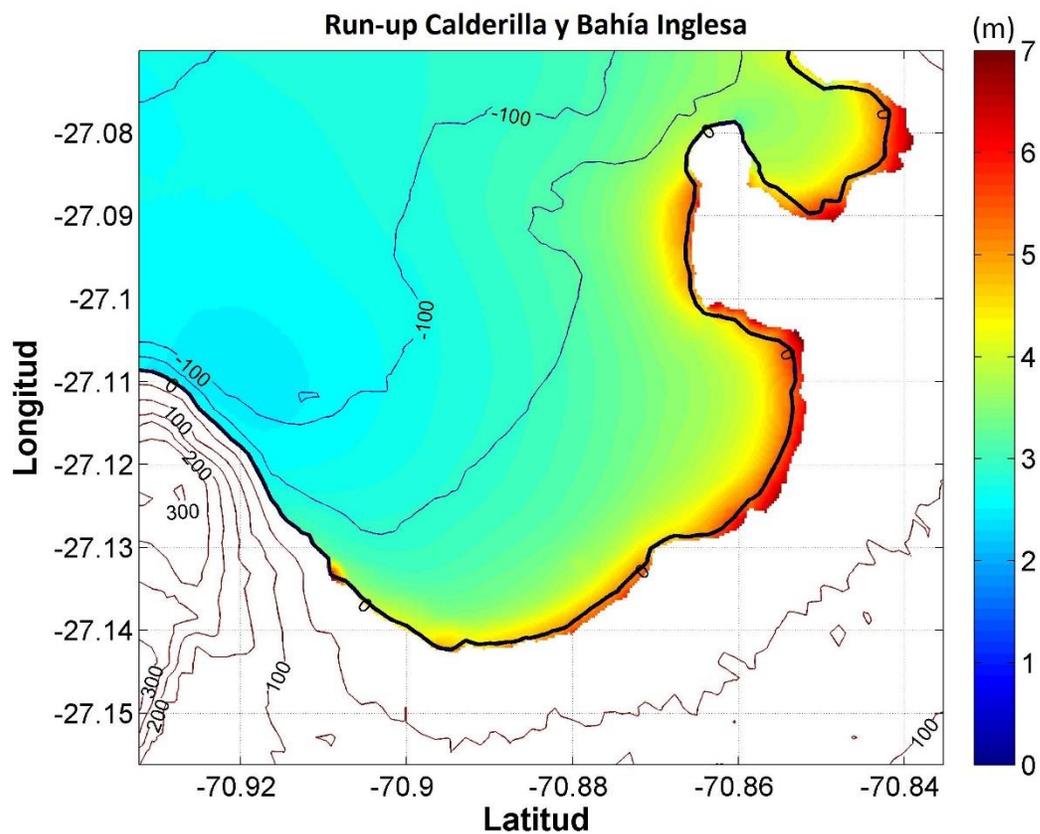


Figura 6.13. Zonas de inundación para Calderilla y Bahía Inglesa para un tsunami que viene desde el frente de la bahía.

6.3 Tsunami incidiendo desde el norte de la bahía.

Como se puede apreciar en la Figura 6.1 (b), el terremoto generador de tsunami se encuentra al norte de la zona de Caldera, teniendo las coordenadas 26.30°S y 71.49°W como punto de origen del área de ruptura. La distancia entre la fuente sísmica y la bahía es de 80 km. En este caso, la refracción del frente de onda principal provocará que éste se aproxime a la zona de estudio de manera similar a como lo hacía cuando el tsunami incidía desde el frente. La distancia de la fuente también provocará que el registro de todos los mareógrafos sea, en general, más ruidoso. La distribución de los mareógrafos está en la Figura 6.2.

6.3.1 Mareógrafos en Caldera con efecto de la península.

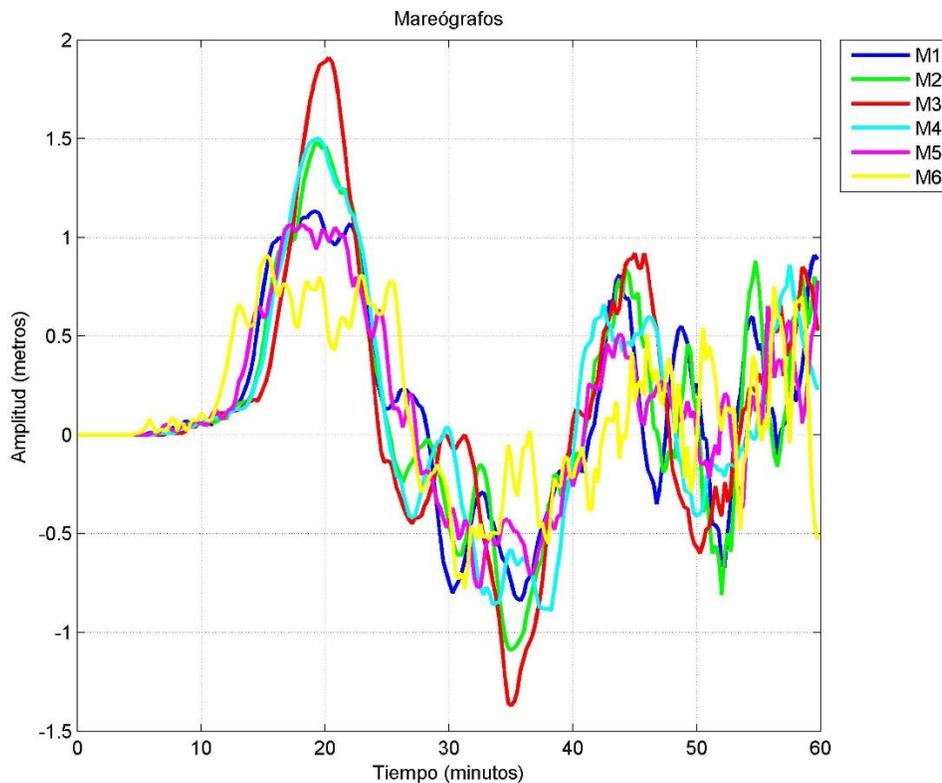


Figura 6.14. Mareógrafos en Caldera con efecto de la península para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

En la Figura 6.14 podemos notar que el primer mareógrafo en registrar el tsunami es M6, el cual marca múltiples peaks entre los 13 y los 25 minutos antes de caer, siendo el más alto de 0.91 m a los 15 minutos. Este mareógrafo registra la difracción del frente principal refractado al momento de ingresar a la bahía, es decir, este mareógrafo registra las ondas secundarias de Huygens-Fresnel. M5 también registra dichas ondas secundarias que provienen de M6, y es por ello que registra un peak de 1.06 m a los 17 minutos, el cual se encuentra entre múltiples peaks entre los 14 y los 22 minutos antes de caer.

M1 tiene un registro similar a los de M5 y M6 en el sentido de que entre los 16 y 22 minutos se registran múltiples peaks, siendo el mayor de 1.13 m a los 19 minutos. Tal como lo sucedido en M5 y M6, este registro evidencia la interferencia destructiva que impide llegar a un máximo de manera notoria. Por otro lado, M2 registra una altura de 1.48 m a los 19 minutos de forma más limpia debido a que su localización favorece las interferencias constructivas. A pesar de lo anterior, también se puede notar que M2 registra interferencias a los 17 y a los 21 minutos que son coincidentes con peaks en M1.

La Figura 6.15 ilustra como ingresa el frente principal de onda a la bahía debido a la refracción y la difracción que ocurre al impactar en la costa a la entrada de la bahía. Los frentes de onda secundarios que se generan en las costas al norte de la zona de Caldera impactan primero en las costas norte y sur de la bahía de Caldera antes de que el frente principal se refracte. La velocidad máxima del frente se obtiene al momento de refractarse antes de ingresar a la bahía.

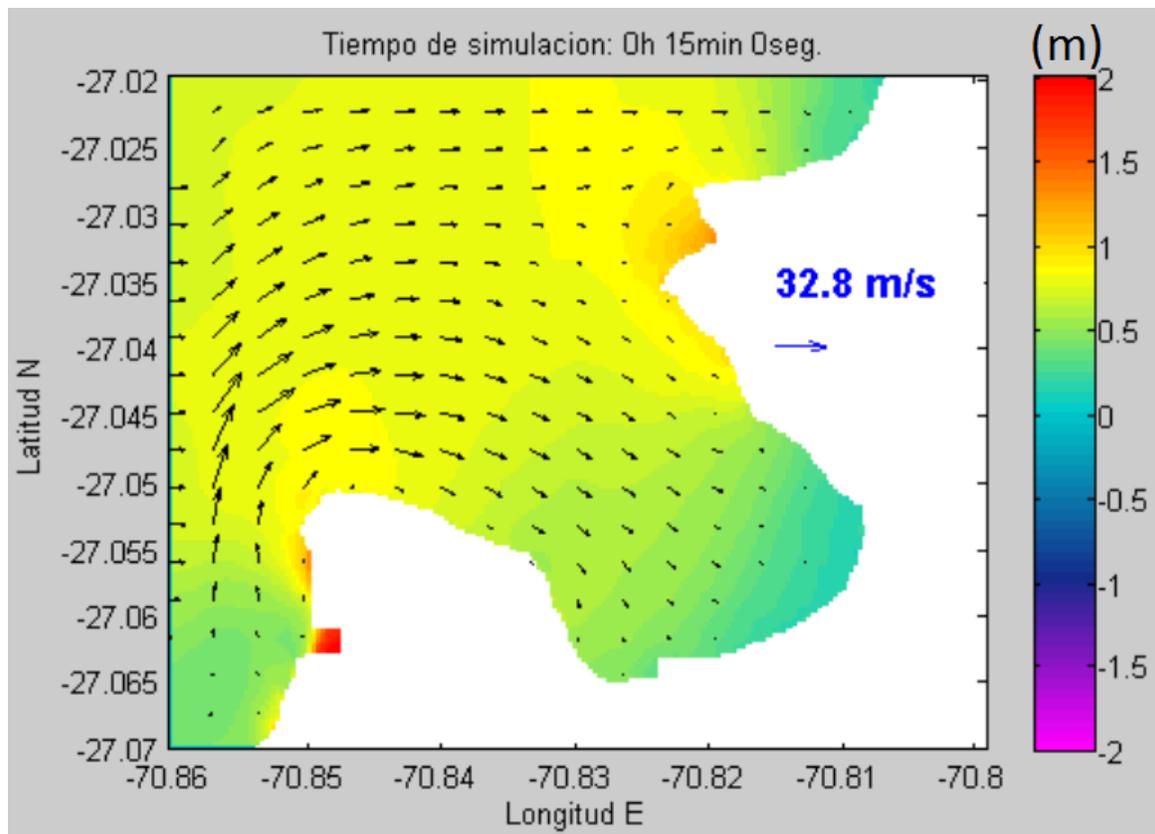


Figura 6.15. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad ingresando a la bahía de Caldera con presencia de la península a los 15 minutos de modelación para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

El registro de M4 tiene un peak de 1.5 m a los 19 minutos, y su caída es mayormente limpia excepto por el minuto 21 en donde ocurre una interferencia coincidente con un peak en el mareógrafo M5. Por otro lado el registro de M3 tiene un máximo de 1.91 m a los 20 minutos, y es producto de la interferencia constructiva entre los frentes de onda que se aproximan.

Después del minuto 24 el registro de todos los mareógrafos posee mucho ruido debido a los múltiples frentes secundarios que se generan dentro de la bahía. Es por ello que la llegada de la segunda ola en el minuto 40 tiene muchas interferencias, a pesar de ello se puede notar que el máximo ocurre en M3.

La Figura 6.16 ilustra la zona de inundación en la bahía de Caldera. Al igual que lo ocurrido en la bahía de Chañaral, notamos que el tsunami converge hacia un mismo punto independiente de donde provenga. En este caso, la convergencia es hacia la zona de M3, lejos de la zona urbana de M4, en donde hay una penetración de 140 m aproximadamente.

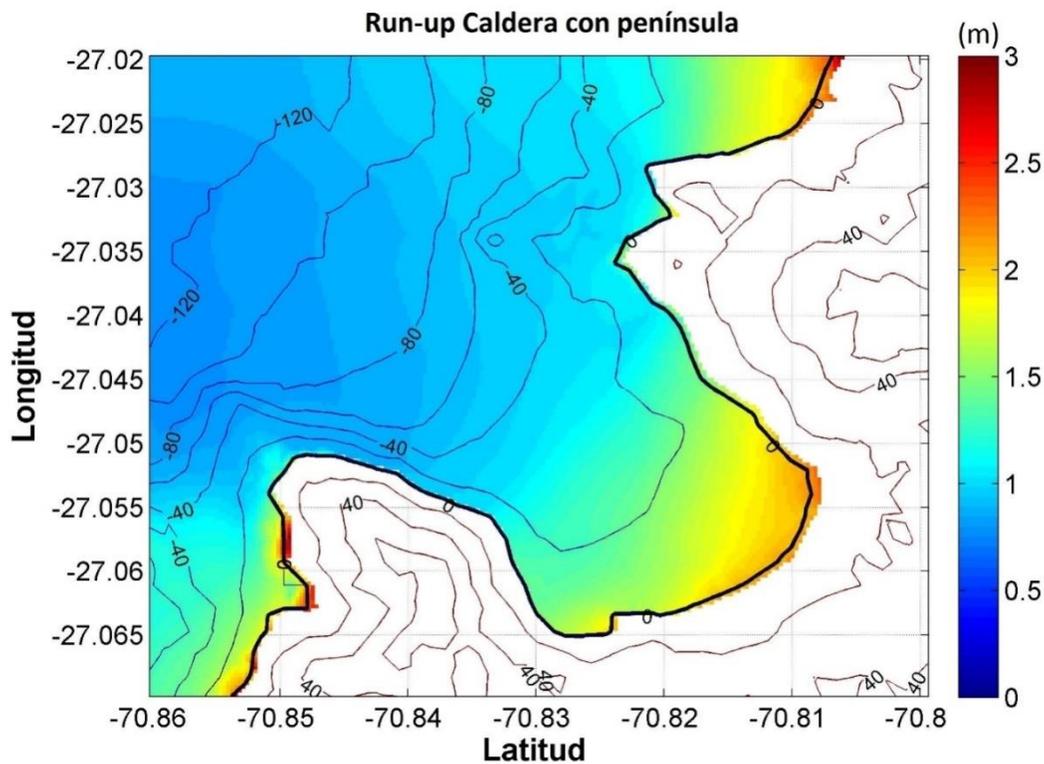


Figura 6.16. Zonas de inundación para la bahía de Caldera con efecto de península para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

6.3.2 Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península.

Al igual que en el caso del tsunami que venía desde el frente de la bahía, al comparar las Figuras 6.14 y 6.18 podemos notar que el registro de los mareógrafos es muy similar y la diferencia radica en el registro de alturas máximas. Una diferencia se puede apreciar en el hecho de que M1 y M5 tiene menos interferencias respecto del caso anterior, aunque los tiempos en donde ocurren las interferencias son casi los mismos. Otra diferencia es que en la Figura 6.18 la llegada de la segunda ola en el minuto 40 es mucho más notoria. Esto refuerza el hecho de que la península al norte de la bahía favorece las interferencias destructivas.

La Figura 6.17 ilustra el mapa de inundación para este caso. Al igual que en la Figura 6.16, notamos que el tsunami converge hacia la zona donde está el mareógrafo M3 y aunque la penetración aproximada de 150 m es similar a la de la Figura 6.16, notamos que esta penetración se expande por más costa.

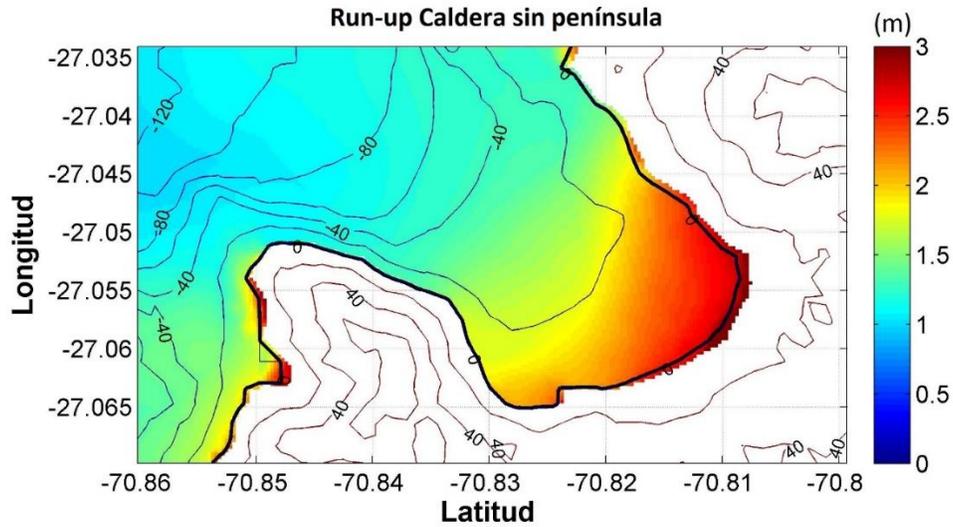


Figura 6.17. Zonas de inundación para la bahía de Caldera sin efecto de península para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

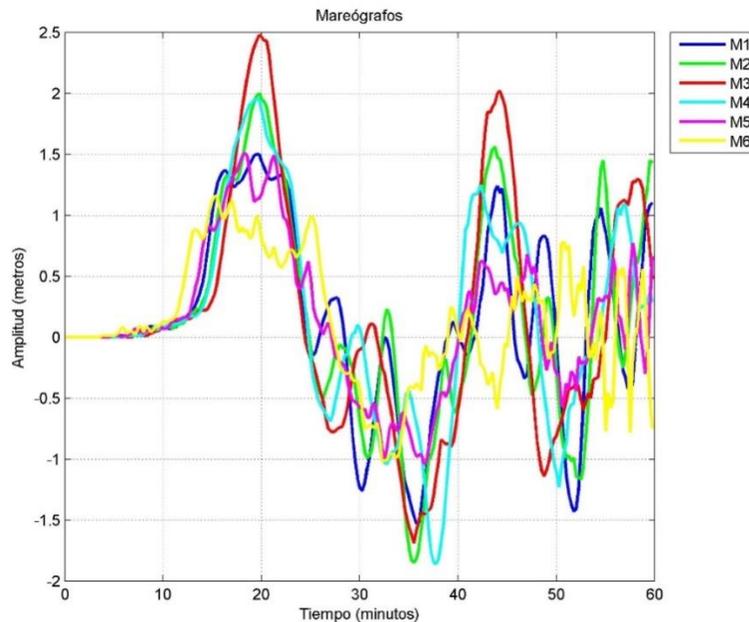


Figura 6.18. Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

6.3.3 Comparaciones entre las modelaciones en Caldera.

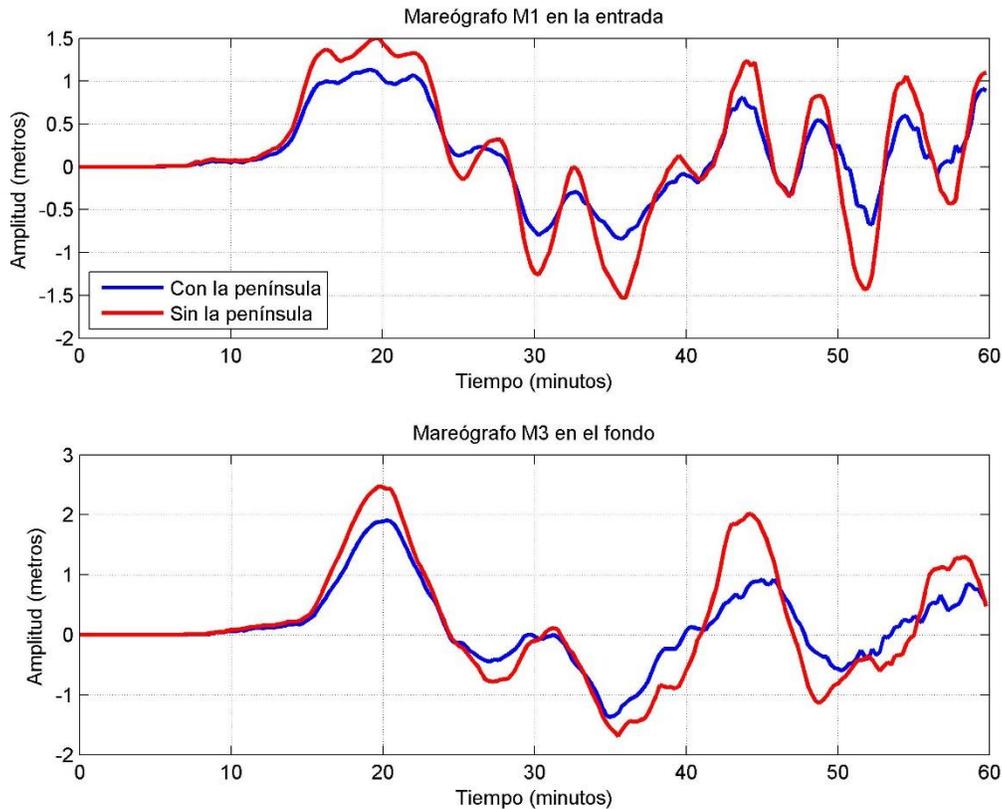


Figura 6.19. Comparaciones en los registros entre los mareógrafos M1 localizados en la entrada (arriba), y M3 localizados en el fondo (abajo) en la bahía de Caldera con la península (línea azul) y sin la península (línea roja) para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

Como se ha establecido, la forma en cómo se aproxima el frente de onda a la bahía es similar debido a que el frente de onda principal siempre se refractará al aproximarse a la costa para poder llegar de forma paralela, no obstante la diferencia en el registro de alturas, y ahora tiempo, siempre será diferente dependiendo de la presencia de la pequeña península en la costa norte.

En la Figura 6.19 notamos que el registro de los mareógrafos con la presencia de la península al norte es menor que la de los mareógrafos sin la presencia de dicha península. Específicamente, en la Figura 6.19 (arriba) notamos que en la entrada de la bahía hay una diferencia de 37 cm en la primera ola en donde el registro con península es el 75 % del registro sin península. Mientras que en la segunda ola hay una diferencia de 57 cm en donde el registro con península es el 65 % del registro sin península. Además, surge una diferencia de 30 s en el registro de la segunda ola.

En la Figura 6.19 (abajo), vemos que en el fondo de la bahía existe una diferencia de 57 cm y 1 minuto en la primera ola en donde el registro con península es el 77% del registro sin península, y una diferencia de 1.1 m y 2 minutos en la segunda ola, donde el registro con península es el 44% del registro sin península. Esto implica que el efecto de la península afuera de la bahía es más notorio en el fondo de la bahía a medida que pasa el tiempo.

6.3.4 Mareógrafos en Calderilla.

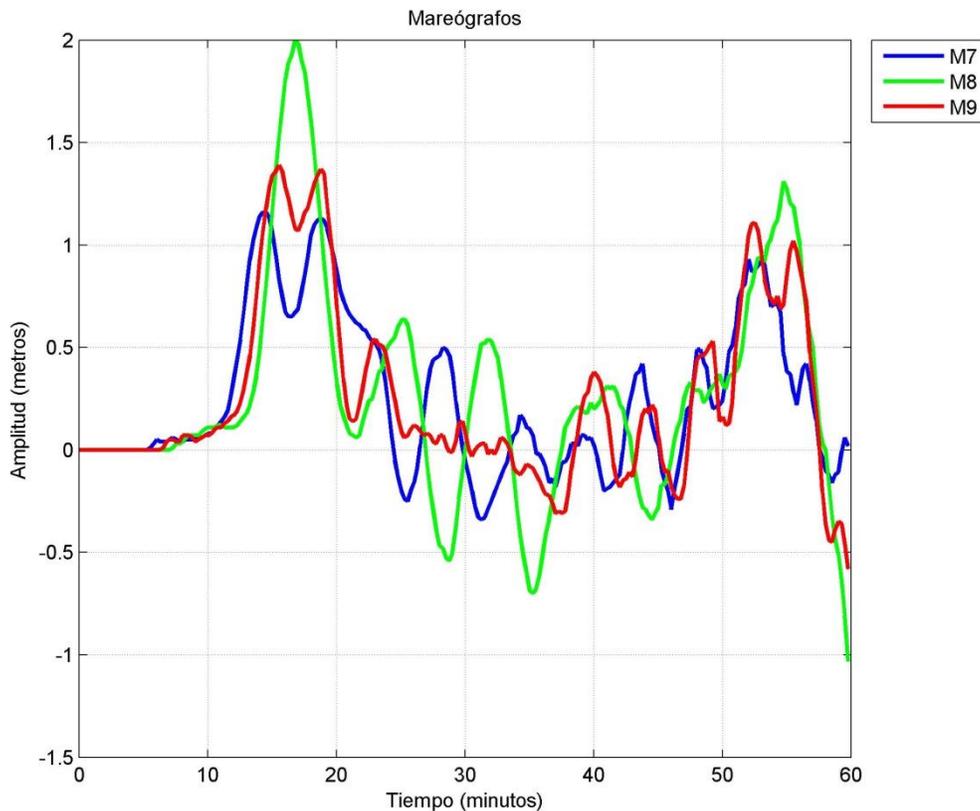


Figura 6.20. Mareógrafos en Calderilla para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

En la Figura 6.20 podemos notar que M7 registra primero las perturbaciones del frente de onda debido a su localización a la entrada de la bahía (Figura 6.2). El registro de M7 es de 1.16 m a los 14 minutos, después se detiene la caída a los 16 minutos para alcanzar un nuevo peak de 1.13 m a los 18 minutos. M9 registra de forma similar a M7, es decir, registra una primera altura de 1.39 m a los 15 minutos y después de una interrupción de la caída a los 17 minutos, el mareógrafo registra una altura de 1.37 m a los 18 minutos. Los dos peaks presentes en M7 y M9 se deben a la reflexión del frente de onda en la zona donde está M8 que registra un peak de 2 m a los 16 minutos. El peak de este mareógrafo evidencia que el frente de onda se refleja e interrumpe el registro de M7 y M9. Posterior al minuto 21 el registro de todos los mareógrafos es demasiado ruidoso aunque se nota cierta periodicidad en M8.

La Figura 6.21 ilustra la reflexión del frente en el minuto 17. Es aquí donde se puede ver que el frente de onda reflejado tiene interferencia constructiva con los frentes secundarios que vienen atrás, ya que se disminuye la velocidad para aumentar la amplitud (siendo 11.39 m/s la velocidad máxima). El frente de onda reflejado se refracta nuevamente para que las ondas planas estén paralelas a la costa, y cuando se encuentra con frentes secundarios que también se refractan al acercarse a la costa, se producen zonas de convergencia en la costa.

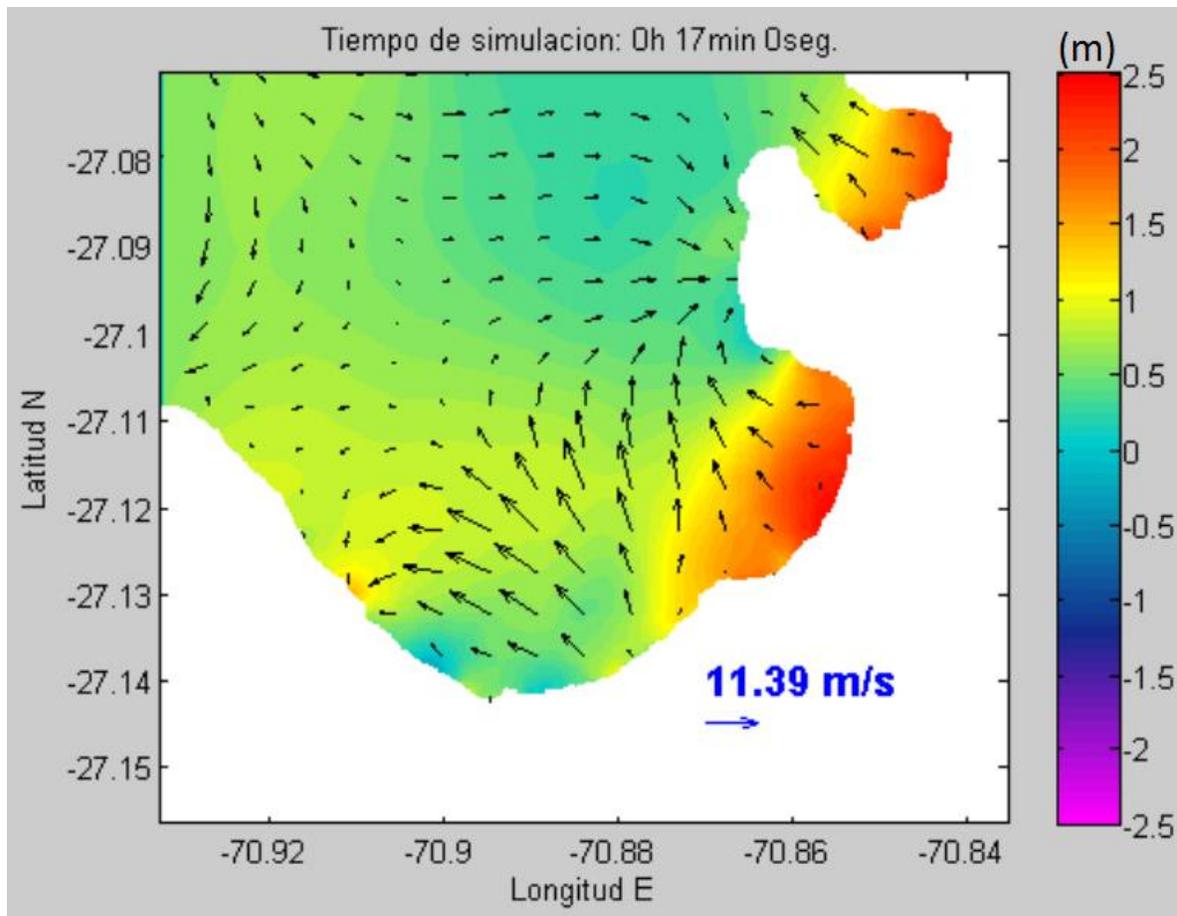


Figura 6.21. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad en Calderilla y Bahía Inglesa a los 17 minutos de modelación para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

6.3.5 Mareógrafos en Bahía Inglesa.

De la Figura 6.22 podemos ver que M14 es el primero en registrar el frente de onda con un peak de 0.93 m a los 9 minutos, posterior al minuto 11 el registro de M14 es demasiado ruidoso. El mareógrafo M10 registra dos peaks, el primero es de 1.51 m a los 13 minutos, y el segundo es de 1.33 m a los 20 minutos. De la misma manera, M13 registra 1.61 m a los 14 minutos y 1.01 m a los 20 minutos, mientras que M11 registra 1.43 m a los 15 minutos y 1.39 m a los 19 minutos. A excepción de M14, las caídas interrumpidas de los demás mareógrafos coinciden con el peak de M12, que es de 2.28 m a los 17 minutos, lo que implica una situación similar a Calderilla y que puede ser visto en la Figura 6.21. Después del minuto 20 el registro de todos los mareógrafos es muy ruidoso.

La Figura 6.23 ilustra las zonas de inundación. A pesar de que las zonas inundadas son casi nulas, siendo apenas una inundación de 100 m en Calderilla, notamos que las zonas de convergencia del tsunami son las mismas que para el caso de un tsunami incidiendo desde el frente.

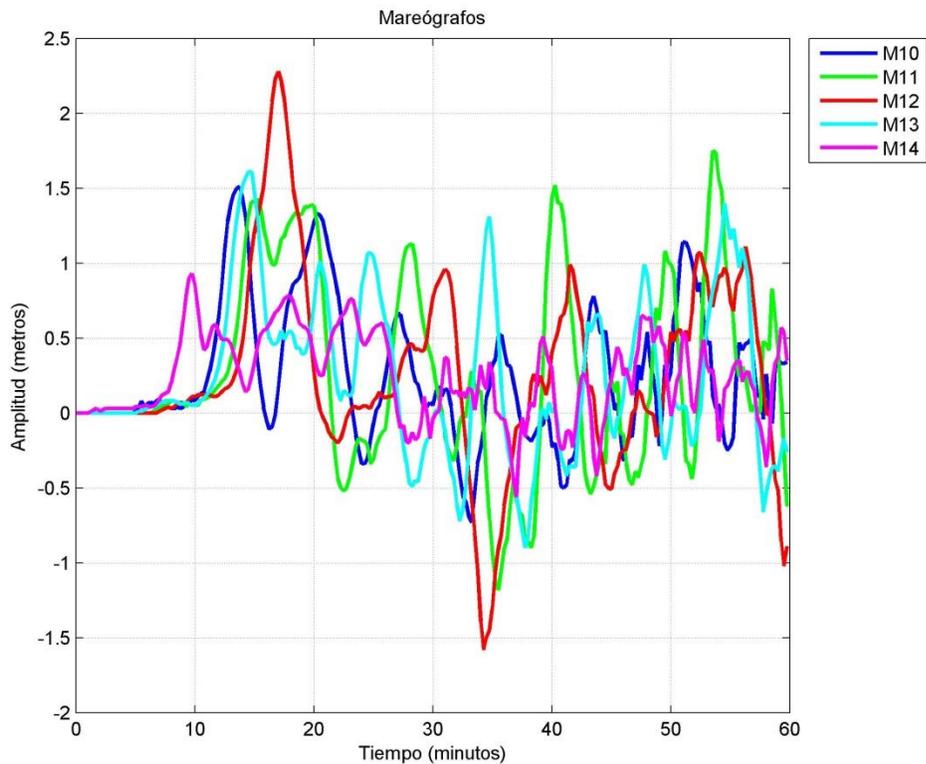


Figura 6.22. Mareógrafos en Bahía Inglesa para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

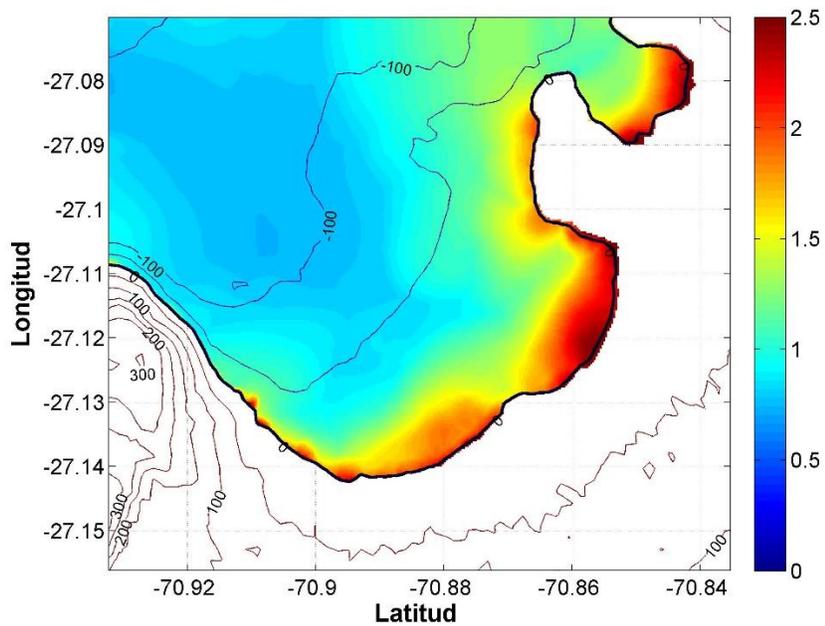


Figura 6.23. Zonas de inundación en Calderilla y Bahía Inglesa para un tsunami que viene desde el norte de la bahía.

6.4 Tsunami incidiendo desde el sur de la bahía.

El terremoto generador de tsunami se encuentra al sur de la zona de Caldera, teniendo las coordenadas 31.36°S y 72.27°W como punto de origen del área de ruptura lo que localiza la fuente sísmica a 80 km de la bahía, esto se puede apreciar en la Figura 6.1(c). La refracción del frente de onda será relevante de manera similar a lo ocurrido cuando el tsunami incidía desde el frente o desde el norte. La distribución de los mareógrafos está en la Figura 6.2.

6.4.1 Mareógrafos en Caldera con efecto de la península.

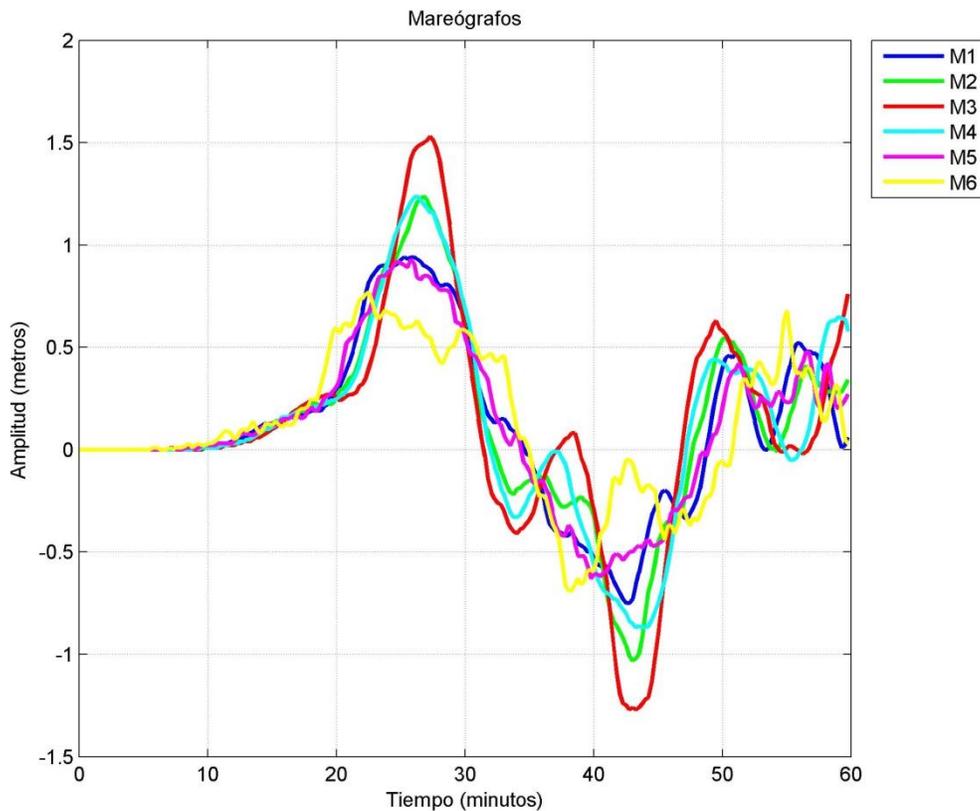


Figura 6.24. Mareógrafos en Caldera con efecto de la península para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

La refracción del frente principal de ondas provoca que el tsunami se aproxime de manera similar a como lo hacía cuando venía desde el frente o el norte, y al igual que en el caso del norte el frente de onda es notoriamente más ruidoso, como se puede ver en M6 y M5 en la Figura 6.24, no obstante este ruido no es muy apreciable en los otros mareógrafos ya que estos se ven influenciados mayormente por interferencias constructivas. M6 registra un peak de 0.77 m a los 22 minutos, el registro continua de forma muy irregular hasta el minuto 33 en donde comienza a caer, las interferencias que ocurren entre los 19 y 33 minutos evidencian que el frente de onda era muy ruidoso.

M1 y M5 registran el frente de onda de manera similar, ya que ambos tienen un largo registro de máximo entre los 22 y 29 minutos debido a las interferencias destructivas que impiden una rápida caída. M1 registra un peak de 0.94 m, mientras que M5 registra un peak de 0.93 m, ambos registros ocurren a los 25 minutos.

Al igual que los mareógrafos anteriores, M2 y M4 tienen un registro similar. M2 registra un máximo de 1.24 m a los 26 minutos, mientras que M4 registra un peak de 1.23 a los 25 minutos. El registro de estos mareógrafos es más limpio que los anteriores debido a que por las localizaciones de estos mareógrafos favorecen las interferencias constructivas. M3 es el mareógrafo que registra la convergencia de los frentes de onda, es por ello que registra una altura de 1.53 m a los 27 minutos.

La figura 6.25 ilustra la convergencia al fondo de la bahía, específicamente, hacia la zona en donde se encuentra M3. La velocidad del frente de onda tiene su máximo de 8.93 m/s antes de llegar al punto de convergencia. El frente de onda fuera de la bahía experimenta un cambio de dirección debido a la reflexión en las costas al norte de Caldera. También notamos que el impacto del frente de onda en la península al norte de la bahía genera difracción, lo que explica la curvatura del frente de onda en dicha zona.

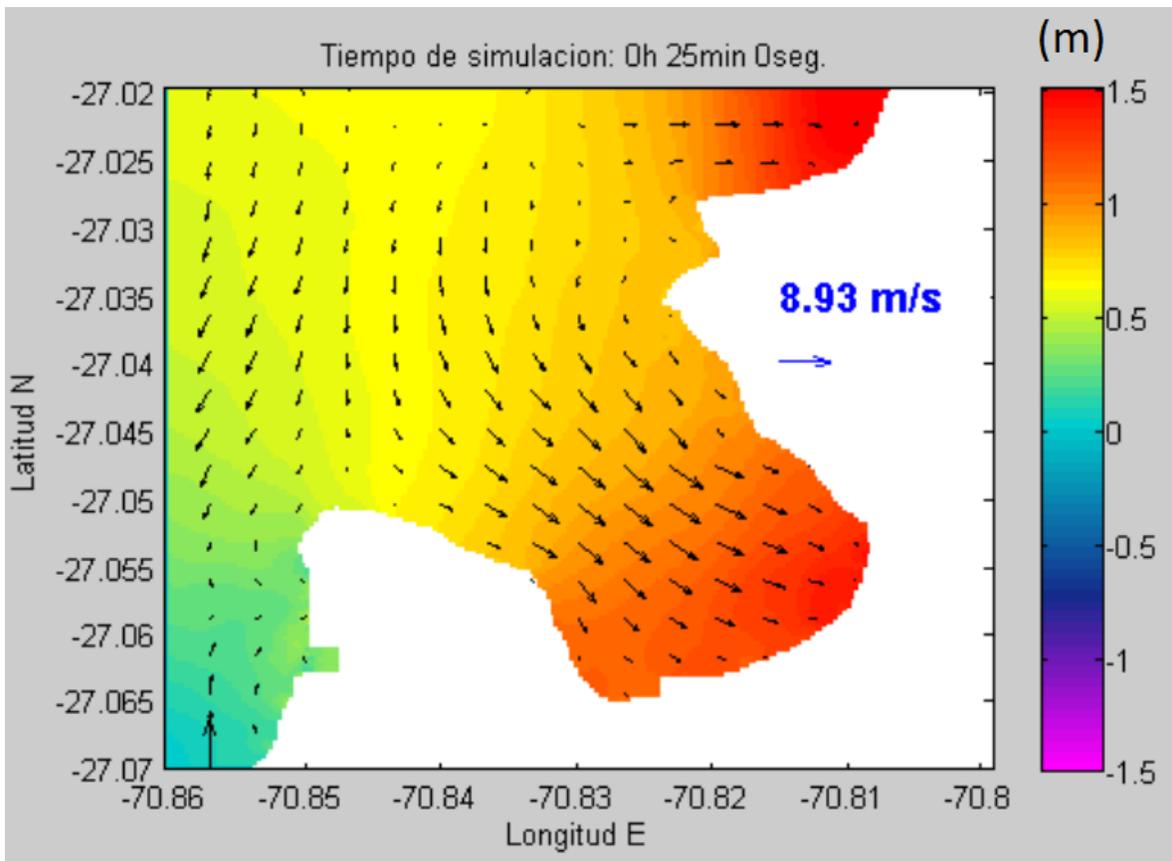


Figura 6.25. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad en Caldera con presencia de la península a los 25 minutos de modelación para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

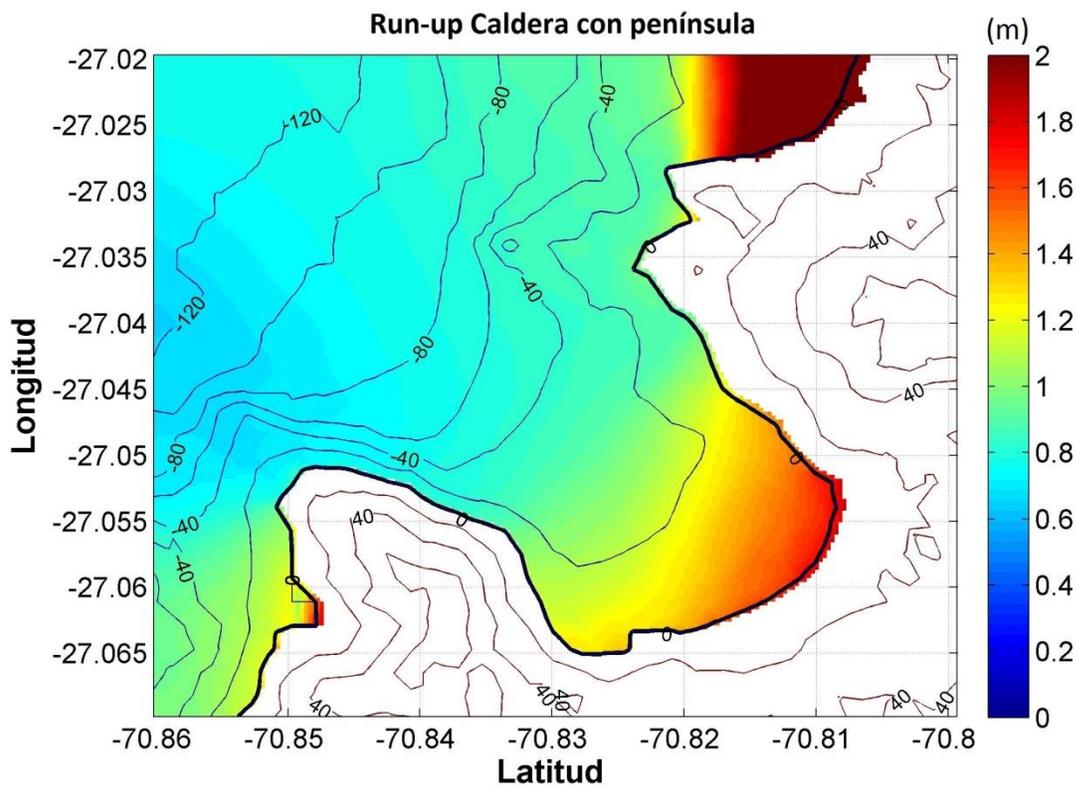


Figura 6.26. Zonas de inundación en Caldera con península para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

En la figura 6.26 podemos notar que la zona de convergencia se mantiene independiente de donde provenga el tsunami, con una inundación aproximada de 120 m.

6.4.2 Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península.

En la Figura 6.27 se puede ver que el registro de todos los mareógrafos en la bahía de Caldera sin efecto de la península, tienen un comportamiento similar al caso anterior, tal como ocurrió para un tsunami que proviene desde el frente de la bahía o el norte, y al igual que en los casos anteriores, la diferencia radica en la altura máxima registrada por los mareógrafos. En este caso tenemos que M6 registró 1.01 m a los 22 minutos, M5 registró 1.21 m a los 25 minutos, M4 registró 1.62 m a los 26 minutos, M3 registró 2.02 m a los 27 minutos, M2 registró 1.61 m a los 26 minutos, y finalmente M1 registró 1.21 m a los 23 minutos.

La Figura 6.28 ilustra las zonas de inundación, las cuales son prácticamente las mismas que las de la Figura 6.26. Hay que destacar el hecho de que la zona de convergencia se mantuvo para todos los casos y que para tsunamis aproximándose desde el norte o el sur, siempre existió una penetración aproximada de 120 m.

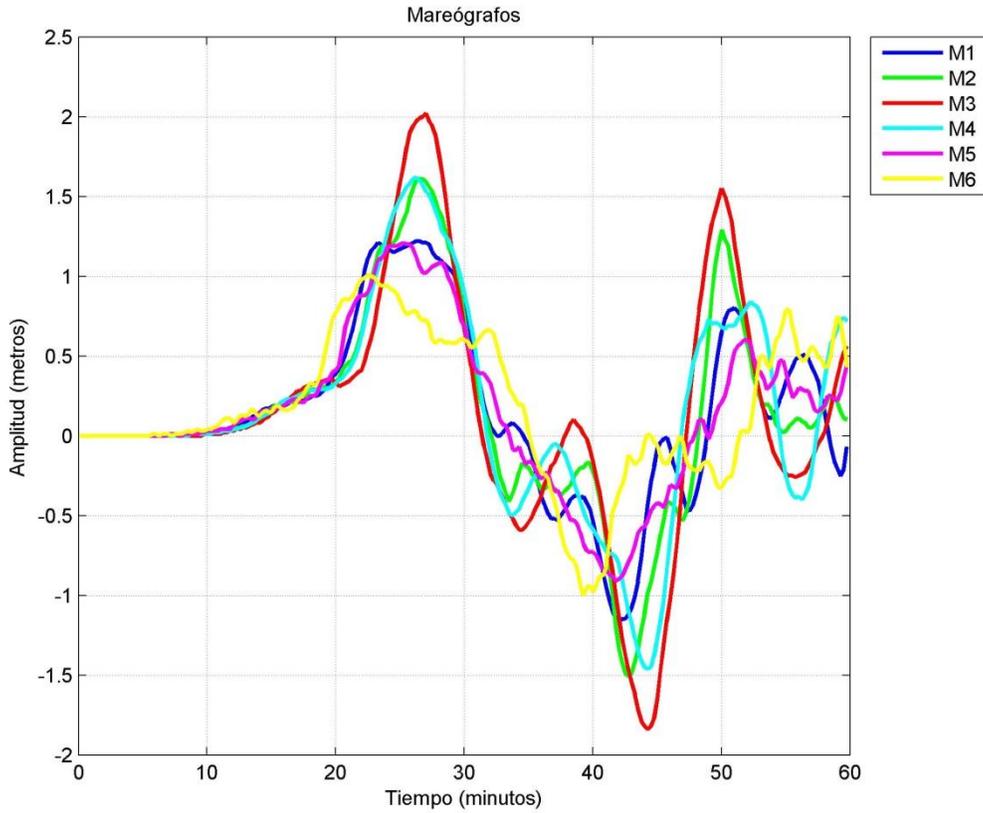


Figura 6.27. Mareógrafos en Caldera sin efecto de la península para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

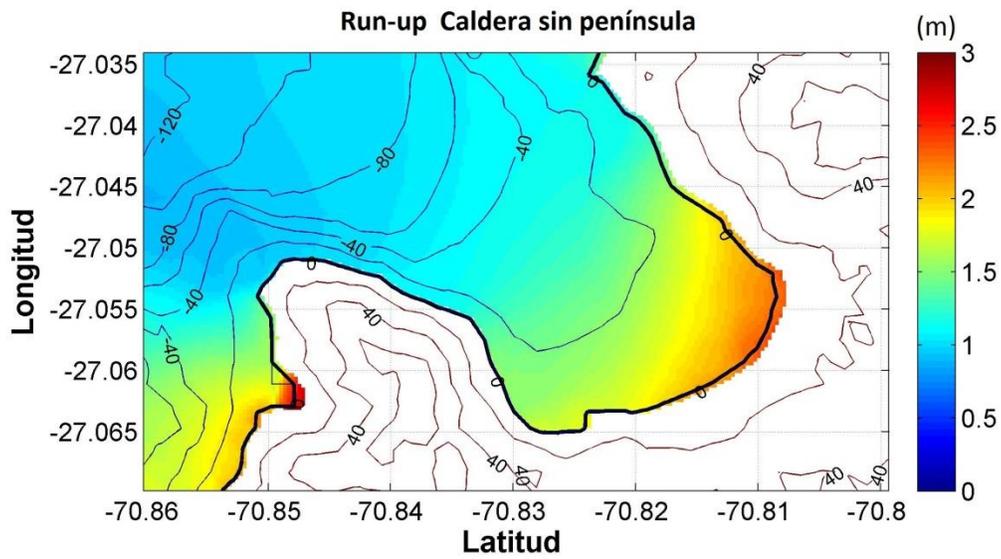


Figura 6.28. Zonas de inundación en Caldera sin península para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

6.4.3 Comparación entre las modelaciones en Caldera.

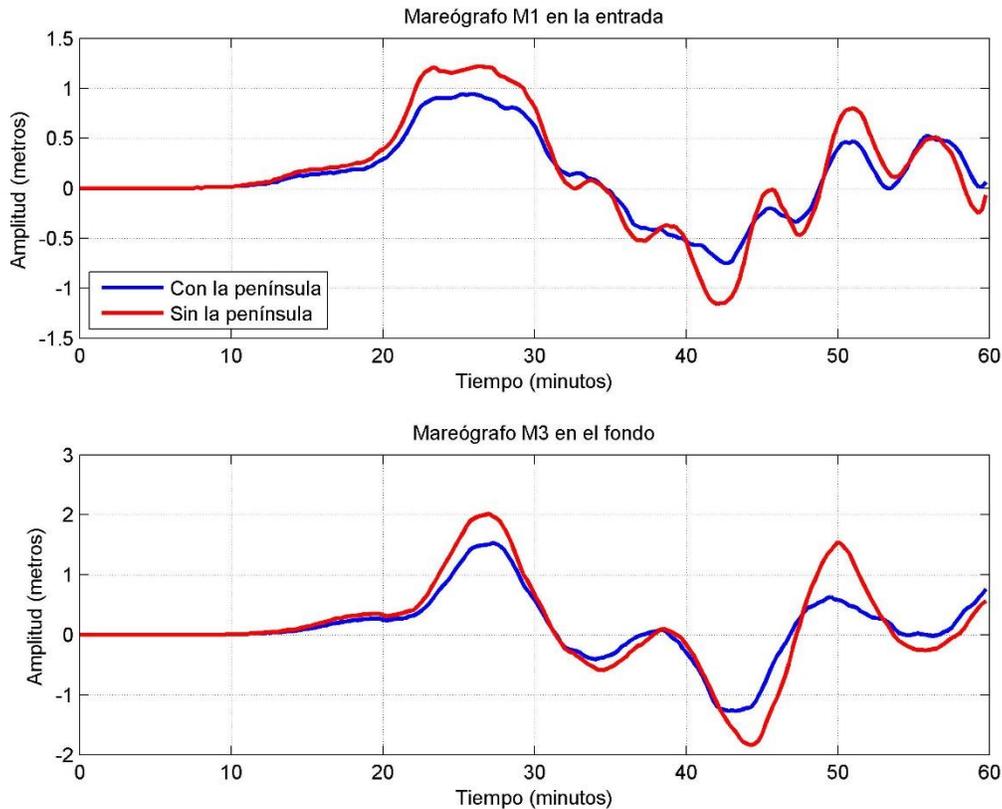


Figura 6.29. Comparaciones en los registros entre los mareógrafos M1 localizados en la entrada (arriba), y M3 localizados en el fondo (abajo) en la bahía de Caldera con la península (línea azul) y sin la península (línea roja) para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

Como se puede ver en la Figura 6.29, en el caso de un tsunami que se aproxima desde el sur, la diferencia de los tiempos de llegada del frente de onda en la entrada de la bahía es poco notoria para el registro de la primera ola, ya que ambos registros ocurren entre los 22 y los 30 minutos de modelación, sin embargo se mantiene una diferencia entre los registros de 30 cm en donde el registro del tsunami con presencia de la península representa el 77% del registro de altura del tsunami sin presencia de la península. Para la segunda ola, la diferencia de registros se mantiene y los peaks tienen una diferencia de 1 minuto, no obstante, en este caso el registro con península representa el 58% del registro sin península.

En el fondo de la bahía, el registro de la primera ola sin península es de 2.02 m a los 27 minutos, mientras que con península es de 1.53 m con pocos segundos de retraso y representando el 75% de la amplitud del registro sin península. Para la segunda ola tenemos que el registro sin península es mucho más notorio, registrando 1.55 m a los 50 minutos, mientras que con península se mantiene una altura casi constante de 0.58 m entre los 48 y 53 minutos, representando el 40 % de la amplitud del registro sin península. Estas diferencias porcentuales indican que la península reduce notablemente la amplitud máxima desde la segunda ola en adelante.

6.4.4 Mareógrafos en Calderilla.

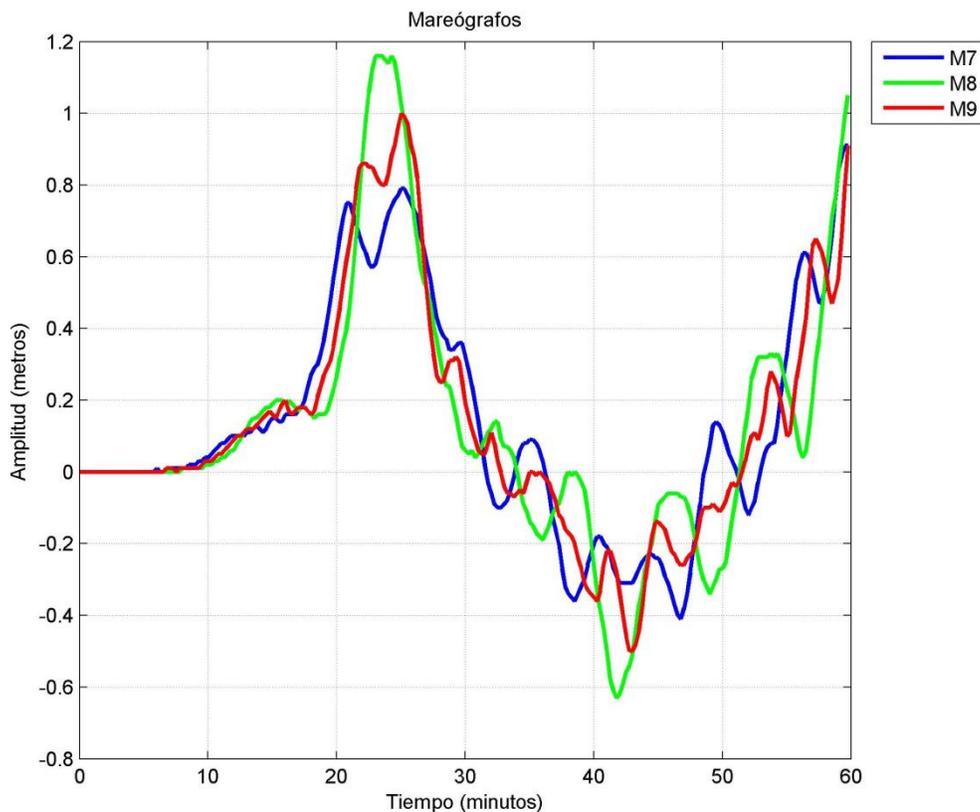


Figura 6.30. Mareógrafos en Calderilla para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

En la Figura 6.30 notamos que el registro es similar al caso de un tsunami que proviene desde el norte, esto evidencia la refracción del frente principal de onda. Lo anterior es fácil de verificar si notamos que M7 y M9 registran dos peaks con un pequeño valle que corresponde con el peak de M8, y tal como se explicó con anterioridad, este valle evidencia que el frente de onda de reflejo en la costa.

M7 registra el primer peak de 0.75 m a los 21 minutos, y el segundo peak de 0.79 m a los 25 minutos. M9 registra el primer peak de 0.86 a los 22 minutos, y el segundo peak de 1 m a los 25 minutos. M8 registra su máximo de 1.16 m a los 23 minutos, aunque en este caso el peak no es muy limpio debido a interferencias destructivas que se pudieron generar al momento de la reflexión. Posterior al minuto 28, el registro de los tres mareógrafos es muy oscilante.

La figura 6.31 ilustra el momento de la reflexión del frente principal de onda en Calderilla y Bahía Inglesa. En comparación con el caso del tsunami desde el norte (Figura 6.21), tenemos que la misma reflexión ocurre casi 5 minutos más tarde, y además ocurre con mayor amplitud (menor velocidad). Estas diferencias existen debido a que el tsunami que proviene del sur está mayormente influenciado por la difracción en la zona donde está el mareógrafo M14. No obstante, las zonas de convergencia son similares para los casos de un tsunami aproximándose desde el norte, y desde el sur.

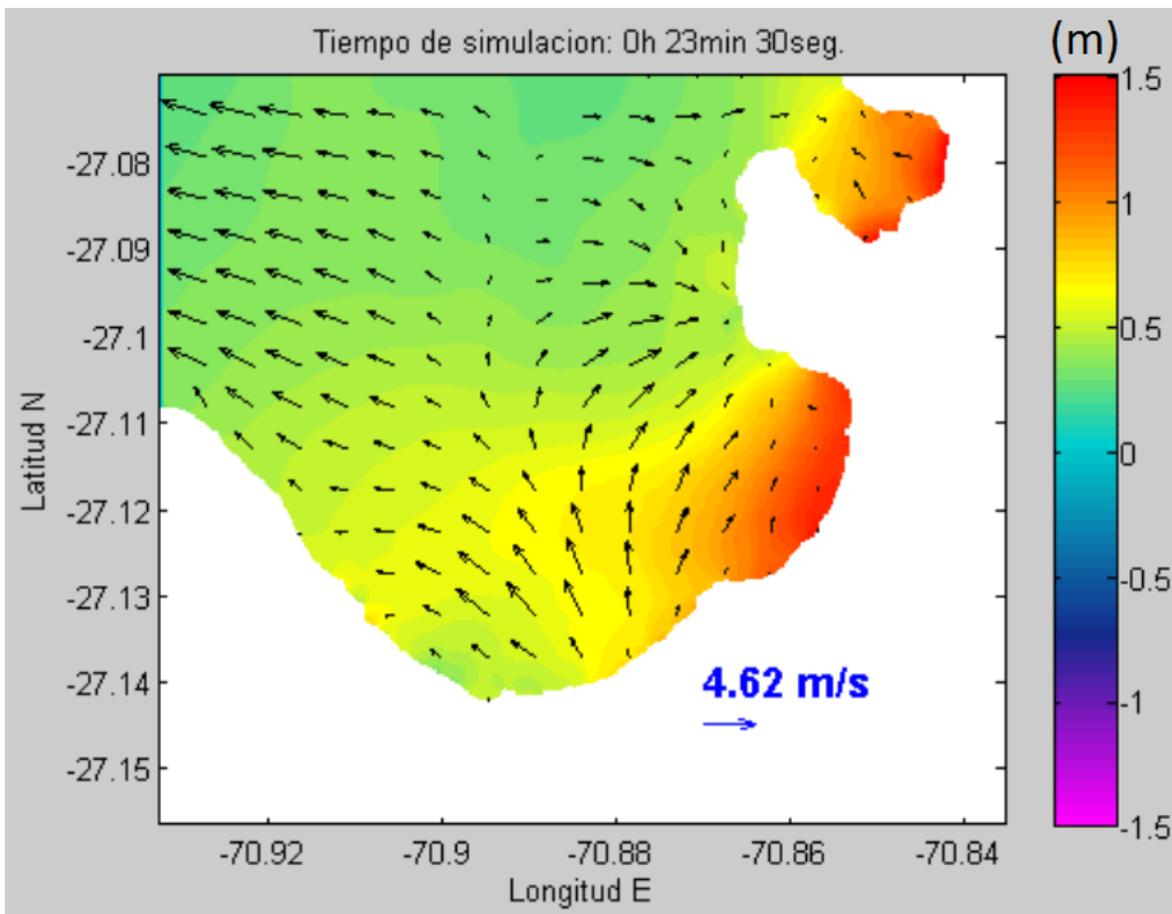


Figura 6.31. Registro del frente de onda y los vectores de velocidad en Calderilla y Bahía Inglesa a los 23 minutos con 30 segundos de modelación para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

6.4.5 Mareógrafos en Bahía Inglesa.

En la Figura 6.32 podemos ver al mareógrafo M14 detectando el frente de onda, el registro se encuentra lleno de interferencias debido a la difracción que ocurre en la península adyacente a la ubicación de este mareógrafo, sin embargo podemos ver que el primer máximo de altura registrado es de 0.49 m a los 16 minutos, después de ese tiempo, el registro tiene demasiado ruido.

Los mareógrafos M10, M11 y M13 tienen un registro similar, ya que estos mareógrafos obtienen un peak y posteriormente su caída es interrumpida por el frente de onda reflejado en la costa en donde está M12, tal como se puede ver en la figura 3.58. La diferencia radica en que M10 y M13 tienen su mayor peak antes del frente reflejado, mientras que M11 registra su mayor peak después de la interferencia del frente reflejado, esto se debe a la cercanía entre M11 y M12. El mareógrafo M12 concentra las mayores alturas debido a que es el punto en donde se unen los frentes de onda.

La Figura 6.33 ilustra el mapa de inundación. En este caso, la inundación es poco perceptible, por lo que la penetración debe ser menor a 50 m. A pesar de lo anterior, las zonas de convergencia se mantienen.

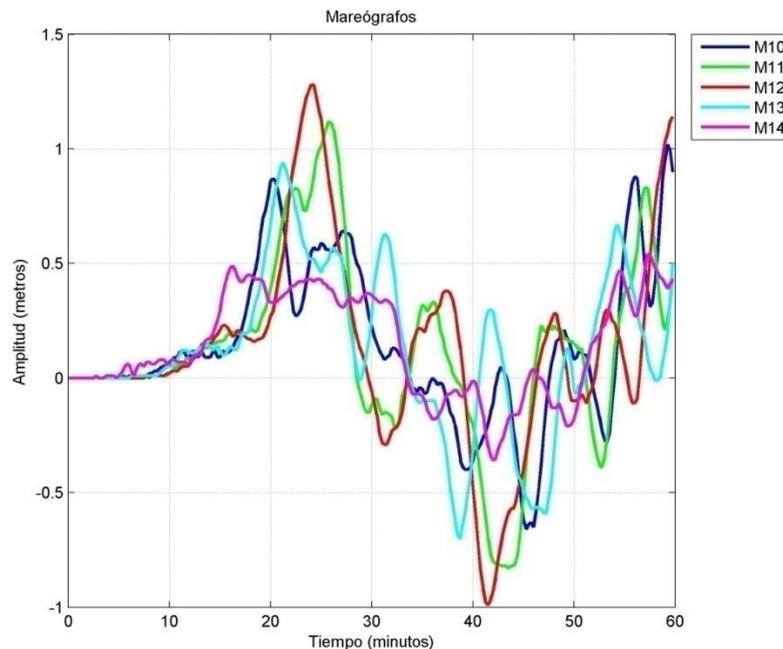


Figura 6.32. Mareógrafos en Bahía Inglesa para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

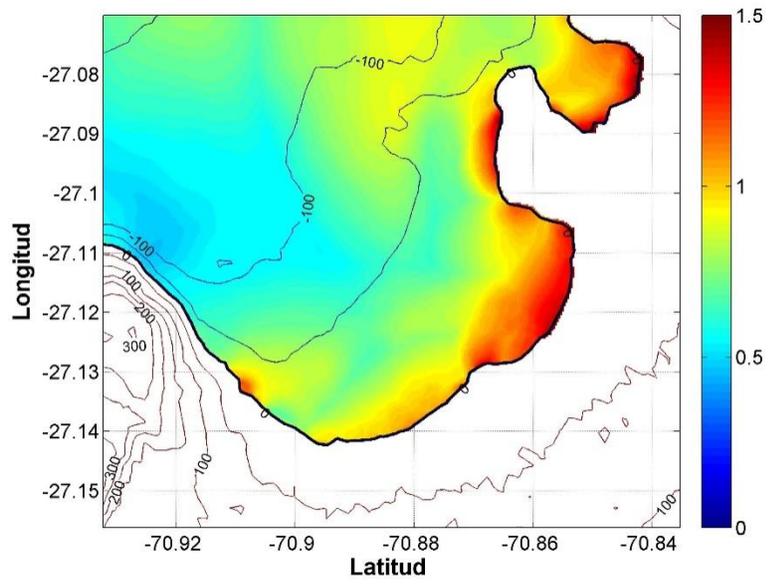


Figura 6.33. Zonas de inundación en Calderilla y Bahía Inglesa para un tsunami que viene desde el sur de la bahía.

Capítulo VII

Conclusión.

Como conclusión se puede establecer que las modelaciones de distintos tsunamis para la bahía idealizada y las dos bahías reales han sido importantes para la comprensión del comportamiento de un tsunami al momento de ingresar a una bahía desde distintos ángulos de incidencia.

Las modelaciones en la bahía idealizada mostraron que el comportamiento de un tsunami es muy similar al descrito teóricamente (SOEST, 2015). Para la incidencia de un tsunami desde el frente de la bahía, se comprobó que la máxima energía se concentra en el punto central de la costa en la bahía. Esto ocurre porque en ese punto existe interferencia constructiva entre el frente de onda principal y los frentes secundarios que se forman por difracción en la entrada y convergen hacia el centro (Figura 4.2b). Para los tsunamis que se aproximaban desde el norte o el sur, se comprobó que la costa frontal a la dirección del tsunami recibe una gran cantidad de energía sin mucha interferencia, mientras la costa de enfrente se encontraba más protegida. Sin embargo, hay que destacar que el punto central de la costa al fondo de la bahía también registró grandes alturas de ola debido a la interferencia constructiva de los distintos frentes de onda que convergen. Esta convergencia de frentes de onda ocurre por la refracción del tsunami (Figura 4.3b y 4.4b).

Las modelaciones en la bahía de Chañaral mostraron que en la entrada de la bahía, e independiente de la dirección de procedencia del tsunami, las máximas amplitudes fueron registradas en el mareógrafo M3. Esto se debe a que este mareógrafo se localiza muy cercano a una pequeña bahía y por ello siempre se verá más afectado por interferencias constructivas generadas por las reflexiones del frente de onda en ese lugar. Cuando se realizó la modelación del tsunami desde el norte, el mareógrafo M2 también registró una gran amplitud con pocos segundos de diferencia con M3, evidenciando que la costa frontal a la dirección del tsunami es afectada por una gran cantidad de energía similar a lo que ocurría en la bahía idealizada. Para la modelación de un tsunami desde el sur, fue el mareógrafo M9 el que registró una gran amplitud 3 minutos antes, lo que nuevamente cumple con el concepto de la costa frontal a la dirección del tsunami.

En la sección de fondo de la bahía de Chañaral, los mareógrafos M5 y M6 fueron los que obtuvieron las mayores amplitudes para todos los casos. Este hecho es más notorio para las modelaciones que provienen desde el frente y el norte, debido a que en la modelación desde el sur, el frente de onda del tsunami se ve afectado por una península localizada al sur de Chañaral, que se puede ver en las grillas superiores.

Esta península genera difracción en el frente principal de onda, pero debido a la refracción este frente llega de forma similar a como lo hace desde el frente y el norte (Figuras 5.3, 5.11 y 5.16). La localización de los mareógrafos M5 y M6 es muy cercana a la zona urbana de Chañaral, ya que M5 está cerca del puerto y M6 está cerca de la playa, y los mapas de inundación (Figuras 5.7, 5.12 y 5.17) mostraron que independiente del lugar de donde provenga el tsunami son las zonas en donde ocurre la convergencia de ondas los lugares más afectados por el tsunami.

Las modelaciones en la zona de Caldera mostraron que la refracción de un tsunami es muy influyente en la forma en que aproxima a la costa, esto se puede ver en la bahía de Caldera debido a que el mareógrafo M6 siempre era el primero en detectar el tsunami, independiente de la dirección de dónde provenía éste, lo mismo ocurría en Bahía Inglesa, donde el mareógrafo M14 siempre detectaba primero la señal del tsunami.

En la bahía de Caldera, la máxima altura se registraba en el mareógrafo M3 ya que en este punto convergían todos los frentes de onda, generando interferencias constructivas sin importar de dónde provenía la onda de tsunami. Para el caso de un tsunami incidiendo desde el norte o el sur, la refracción de las ondas generaba que el tsunami ingresara a la bahía de una forma similar a como lo hacía cuando provenía desde el frente (Figura 6.15 y 6.25). Independiente de la presencia de la pequeña península al norte de Caldera, siempre fueron los mismos mareógrafos los que registraron las máximas amplitudes, no obstante se produjo una notable diferencia en dichas amplitudes que variaba de pocos centímetros en las primeras olas hasta unos metros en la segunda ola, además los tiempos de llegada eran más lentos con la presencia de la península (Figura 6.9, 6.19 y 6.29), también se logró apreciar que, a medida que pasaba el tiempo, el registro de los mareógrafos con presencia de la península representaban un menor porcentaje de la amplitud del registro sin presencia de la península. Lo anterior evidencia que la pequeña península generaba interferencias destructivas que afectaban a todas las amplitudes registradas por los mareógrafos dentro de la bahía de Caldera y que, además, estas interferencias se hacían más notorias al pasar el tiempo. No obstante, las interferencias generadas por la península no afectan la forma en que se desplaza el frente de onda plana. Las zonas de inundación siempre se concentraron en el lugar donde convergían los frentes de onda, para Caldera fue en la zona de M3 (Figuras 6.5 y 6.8 para el frente; Figuras 6.16 y 6.17 para el norte; Figuras 6.26 y 6.28 para el sur).

En la bahía de Calderilla, el mareógrafo M7 siempre era el primero en registrar el tsunami, independiente de su procedencia, ya que este era el único mareógrafo en la entrada. En cuanto a los dos mareógrafos que se encontraban dentro de la bahía, M8 era el que registraba siempre la mayor amplitud producto de la convergencia del frente de onda en la pequeña bahía, por otro lado, el mareógrafo M9 registraba menos interferencias por su cercanía a la posición del mareógrafo M7 (Figuras 6.11, 6.21 y 6.31). En la actualidad (2016), existe una construcción sobre una zona de la bahía de Calderilla que sería muy influyente en el registro de los mareógrafos ya que afectaría la difracción de las ondas del tsunami.

En Bahía Inglesa, las mayores amplitudes de tsunami fueron registradas en los mareógrafos M12 y M13, estos mareógrafos se encuentran cercanos al punto medio de la costa en dicha bahía y por ello se ven afectados por la convergencia de varios frentes de onda, en especial los que se difractaban en M14 y M10 (Figuras 6.11, 6.21 y 6.31). El mareógrafo M11, cercano a la zona urbana, registró menores alturas que M13, pero se destacó como zona de inundación para un tsunami que proviene desde el frente y el norte (Figuras 6.13, 6.23 y 6.33).

Considerando lo expuesto anteriormente, notamos que en bahías con grandes aberturas que se sean perpendiculares a la línea de costa, como Chañaral, surgen zonas seguras dependiendo de la dirección con la que se aproxime el tsunami, es decir, si el tsunami proviene desde el frente, entonces las costas lejos de la costa al fondo de la bahía serán más seguras, en cambio, si el tsunami proviene del norte o el sur la zona segura será más próxima a la costa adyacente a la dirección del tsunami. Mientras que las zonas de mayor peligro serán las costas opuestas a la dirección del tsunami, y lugares que favorezcan la convergencia de las ondas (el fondo de la bahía o pequeñas bahías dentro de la mayor).

No obstante, en bahías más cerradas cuyas aberturas no sean perpendiculares a la costa, como la zona de Caldera, podemos notar que independientemente de la dirección de donde provenga el tsunami, los efectos de la refracción y difracción provocan que los frentes de onda siempre converjan en los mismos puntos, y por los mapas de inundación realizados para cada bahía se puede apreciar que siempre se inundaron las mismas zonas y que sólo variaba la altura. Con lo anterior, podemos decir que las zonas protegidas en una bahía son aquellas que están lejos de los puntos de convergencia del frente de onda.

Anexo 1

Teoría Ondas.

Como se define en "Oscillation and Waves" (Kneubühl, 1997), "Onda es la palabra que designa la propagación y extensión de las excitaciones o distorsiones en el espacio. El proceso físico o natural involucrado puede variar drásticamente, sin embargo las ondas tienen una característica común, son generadas en una localización específica, viajan a través del espacio (en un medio o el vacío) y pueden ser detectadas en otra localización".

Con lo anterior se puede establecer que las excitaciones propagadas en las ondas pueden ser distinguidas por sus diferentes propiedades geométricas, esto entrega una base para una correcta descripción de las ondas. Primeramente hay que diferenciar entre las ondas escalares, en donde las perturbaciones son escalares como se puede ver en la ecuación (A1.1), y ondas vectoriales donde las perturbaciones son vectoriales como se puede ver en la ecuación (A1.2).

$$u = u(\vec{r}, t) \quad (A1.1)$$

$$\vec{u} = \vec{u}(\vec{r}, t) \quad (A1.2)$$

Estas excitaciones también son denominadas como "campos" al ser funciones de la posición \vec{r} y el tiempo t . Para una onda escalar un ejemplo sería el sonido en líquidos o gases, por otro lado, para una onda vectorial un buen ejemplo sería una onda electromagnética o una onda elástica en un resorte.

Entre las ondas vectoriales se puede hacer una distinción entre las ondas longitudinales y las ondas transversales. Por la definición (A1.2) las ondas longitudinales L cumplen con la siguiente condición.

$$\nabla \times \vec{u}_L(\vec{r}, t) = \vec{0} \quad (A1.3)$$

Mientras que las ondas transversales T deben cumplir con la siguiente condición.

$$\nabla \cdot \vec{u}_T(\vec{r}, t) = 0 \quad (A1.4)$$

Ambas condiciones se pueden aplicar a las ondas planas.

1. Ondas planas.

En un medio isotrópico tridimensional las ondas planas son las más simples, estas se caracterizan por tener una única dirección de propagación que es definida por el vector unitario \vec{e} en donde $|\vec{e}| = 1$. Las ondas planas escalares y vectoriales son representadas por las ecuaciones siguientes.

$$u = u(\vec{r}, t) = u(\vec{r} \cdot \vec{e}, t) \quad (A1.5)$$

$$\vec{u} = \vec{u}(\vec{r}, t) = \vec{u}(\vec{r} \cdot \vec{e}, t) \quad (A1.6)$$

Para un tiempo t cualquiera, las ondas planas son caracterizadas por planos de fase que están definidos por.

$$\vec{r} \cdot \vec{e} = C = \text{constante}, \quad \text{con } |\vec{e}| = 1 \quad (A1.7)$$

Estos planos de fase constituyen el frente de ondas. Si la onda plana está viajando en la dirección z en un sistema tridimensional de coordenadas cartesianas xyz , la onda plana escalar tendrá la forma.

$$u = u(\vec{r}, t) = u(z, t) \quad (A1.8)$$

Mientras que la onda plana vectorial es descrita por.

$$\vec{u} = \vec{u}(\vec{r}, t) = \vec{u}(z, t) = [u_x(z, t), u_y(z, t), u_z(z, t)] \quad (A1.9)$$

Ya que en este sistema coordenado.

$$\vec{e} = [0,0,1], \quad \text{y } \vec{r} \cdot \vec{e} = z \quad (A1.10)$$

Los planos de fase, de estas ondas, son paralelos al plano xy . Las ondas planas vectoriales (A1.9), pueden ser separadas en ondas longitudinales L y ondas transversales T de acuerdo con las ecuaciones (A1.3) y (A1.4). De esta forma, la ecuación de la onda plana vectorial longitudinal se escribe de la forma.

$$\vec{u}_L = \vec{u}_L(\vec{r}, t) = \vec{u}_L(z, t) = [0,0, u_z(z, t)] \quad (A1.11)$$

Y la onda plana vectorial transversal queda como.

$$\vec{u}_T = \vec{u}_T(\vec{r}, t) = \vec{u}_T(z, t) = [u_x(z, t), u_y(z, t), 0] \quad (A1.12)$$

Entonces, una onda plana vectorial longitudinal representada por la ecuación (A1.11) corresponde a una onda longitudinal elástica en un resorte, mientras que una onda plana vectorial transversal representada por la ecuación (A1.12) corresponde a una onda transversal en una cuerda. La ilustración de una onda plana se puede ver en la Figura A1.1

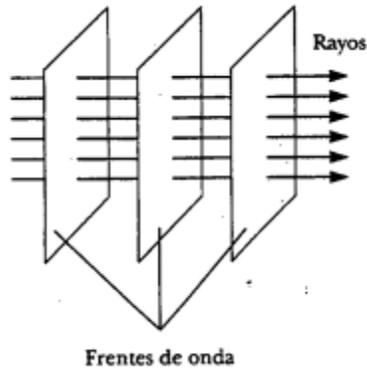


Figura A1.1. Onda plana (Serway, 1999)

Estas ondas planas son la base para la “aproximación de rayos” en la óptica geométrica, donde los rayos son perpendiculares a los planos de fase y viajan en la misma dirección que el frente de ondas en línea recta. Estos rayos son los que se utilizan para estudiar los fenómenos de reflexión y refracción, y los frentes de onda se utilizan para el estudio de la difracción.

2. Óptica geométrica

2.1 Reflexión.

La reflexión ocurre cuando un rayo que viaja en un medio (o el vacío) incide sobre una superficie, si la superficie donde incide el rayo es plana, se denomina reflexión especular, y se caracteriza por reflejar los rayos paralelos entre sí, como lo muestra la Figura A1.2a. Por otro lado, si la superficie donde incide el rayo es rugosa, se denomina reflexión difusa, y se caracteriza por reflejar los rayos en distintas direcciones, como lo muestra la Figura A1.2b.

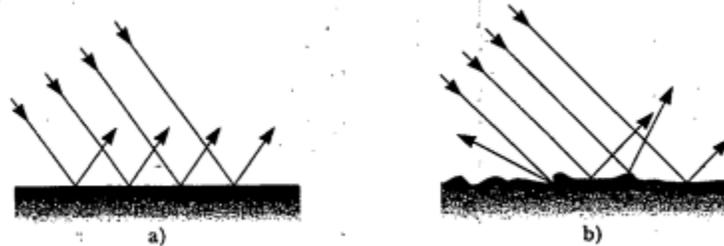


Figura A1.2. (a) Reflexión especular. (b) Reflexión difusa (Serway, 1999)

Si consideramos un rayo que incide sobre una superficie plana y lisa, los rayos incidente y reflejado forman los ángulos θ_1 y θ'_1 respectivamente, con una línea dibujada perpendicular a la superficie en el punto donde incide el rayo original (esta línea imaginaria se llama normal a la superficie). Los experimentos muestran que el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión (Serway, 1999), esto se conoce como ley de reflexión y está ilustrado por la ecuación (A1.13).

$$\theta_1 = \theta'_1 \quad (A1.13)$$

La reflexión se considera especular si las variaciones de la superficie son pequeñas en comparación con la longitud de onda del rayo incidente, con esto podemos considerar que si el frente de ondas tiene longitudes de onda muy grandes, la reflexión siempre será especular (Serway, 1999).

2.2 Refracción.

La refracción, por otro lado, es el cambio de dirección de un rayo al pasar de un medio a otro. En la óptica geométrica se establece que la refracción ocurre cuando un rayo que viaja a través de un medio transparente y se encuentra con una frontera que lleva a otro medio transparente, al ingresar a este segundo medio, el rayo cambia de dirección y se dice que se refracta. Esto se puede apreciar en la figura A1.3.

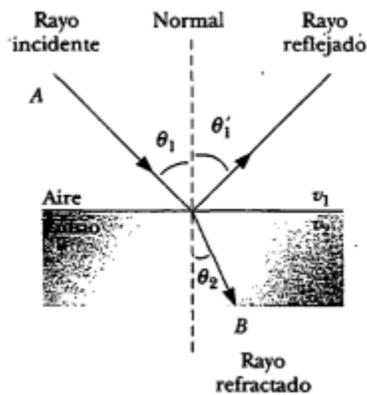


Figura A1.3. Refracción de un rayo al pasar de un medio 1 a un medio 2 (Serway, 1999).

El ángulo de refracción θ_2 depende de las propiedades de los medios y del ángulo de incidencia del rayo original a través de la ecuación (A1.14).

$$\frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} = \frac{v_2}{v_1} = \text{constante} \quad (A1.14)$$

Donde v_1 es la velocidad del rayo en el medio 1, y v_2 es la velocidad del rayo en el medio 2. El descubrimiento experimental de esta relación suele acreditarse a Willebrord Snell (1591-1627), y consecuentemente se le conoce como ley de Snell (Serway, 1999).

2.3 Difracción.

La difracción es un fenómeno que ocurre cuando una onda intenta cruzar por una abertura o cuando un obstáculo cubre parcialmente su trayectoria. La difracción es una generalización del fenómeno de interferencia de ondas, es decir, las ondas deben tener la misma polarización y frecuencia. A diferencia de la interferencia de ondas, en la difracción la superposición de las contribuciones de las ondas resulta ser infinitesimal (Serway, 1999).

Gráficamente podemos considerar una onda plana que se aproxima a una barrera en donde existe una abertura circular, si el diámetro de la abertura d es grande en comparación con la longitud de la onda plana λ , la onda que atraviesa la abertura continúa moviéndose casi en línea recta excepto por algunas variaciones en los bordes. Por otra parte si el diámetro de la abertura es de una magnitud similar a la magnitud de la longitud de onda, las ondas que atraviesan la abertura se dispersan en todas direcciones. Finalmente, si se da el caso de que el diámetro de la abertura es mucho más pequeño que la longitud de onda, la abertura puede comportarse como una fuente puntual de ondas, todo lo anterior puede verse representado por la figura A1.4.

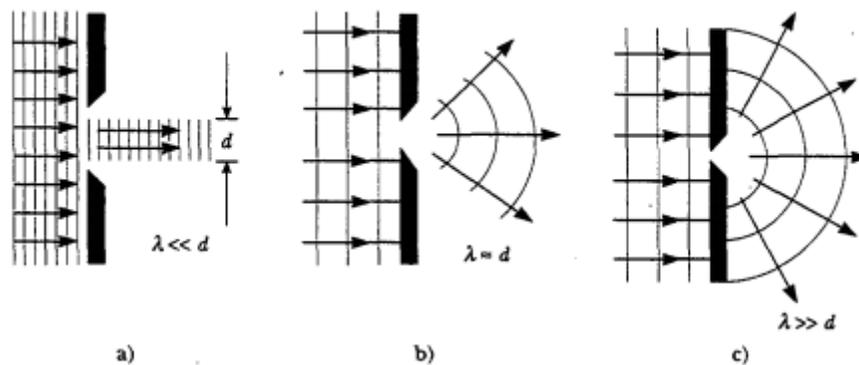


Figura A1.4. Representación gráfica del fenómeno de difracción. (a) $\lambda \ll d$ no se aprecia difracción observable, (b) $\lambda = d$ la difracción se vuelve notoria, (c) $\lambda \gg d$ la abertura se comporta como una fuente puntual de ondas.

Bajo el anterior análisis se puede decir que el efecto de difracción es más pronunciado cuando la relación d/λ se aproxima a cero.

Por otra parte, en los bordes de la abertura ocurre un fenómeno conocido como el principio de Huygens-Fresnel, el cual dice que los puntos de un frente de onda se comportan como fuentes puntuales de ondas esféricas secundarias, lo cual permite a ondas mecánicas, como el sonido, rodear objetos, y a ondas electromagnéticas, como la luz, generar sombras difusas.

Al un principio esta idea fue concebida mediante la observación de ondas en un estanque, es por ello que esta idea fue modificada por Kirchhoff para poder aplicarse a cualquier tipo de onda, quedando expresada de la forma siguiente.

$$\frac{d^2 \xi}{d\xi^2} = v^2 \left[\frac{d^2 \xi}{dx^2} + \frac{d^2 \xi}{dy^2} + \frac{d^2 \xi}{dz^2} \right] \quad (A1.15)$$

Donde la variable ξ representa el desplazamiento de los átomos, un campo eléctrico o campo magnético, o cualquier tipo de distorsión (Klein, 1986).

Existen básicamente dos tipos de difracción, la difracción de Fraunhofer para el campo lejano y la difracción de Fresnel para el campo cercano (Serway, 1999). La difracción de Fraunhofer se aplica cuando la “pantalla” en donde se registran las ondas una vez difractadas se encuentra muy lejos de la abertura en donde ocurrió la difracción. En cambio la difracción de Fresnel se aplica cuando la “pantalla” se encuentra cercana a la abertura en donde ocurrió la difracción. En ambas difracciones se aplica el principio de Huygens-Fresnel cuando la onda pasa por la abertura.

La difracción de Fraunhofer es más sencilla de entender que la difracción de Fresnel, y según esta teoría, si se tiene una pantalla ubicada detrás de la abertura en donde ocurre la difracción y que se encuentre muy lejos de la abertura, la zona perpendicular al ángulo de incidencia del frente de ondas es el lugar donde ocurre la mayor amplitud, mientras que alrededor de ese punto ocurrirán fenómenos de interferencia de onda producto de las ondas esféricas secundarias que se generan en los bordes de la abertura al momento de pasar la onda (Serway, 1999).

Los puntos en donde ocurre interferencia destructiva de ondas están dados por la siguiente ecuación.

$$\sin \theta = \frac{nd}{\lambda} \quad (A1.16)$$

Donde d es el diámetro de la abertura, λ es la longitud de onda, θ es un ángulo distinto al ángulo de incidencia y n es un número entero distinto de cero. Si consideramos que la pantalla en donde se registra la difracción ocurrida es plana, entonces tenemos un patrón en donde la máxima amplitud se da en el centro, y va disminuyendo gradualmente hacia los extremos.

Por otra parte, la difracción de Fresnel es aplicada cuando la “pantalla” está muy cerca de la abertura, es por ello que en lugar de analizar lo que ocurre en la abertura como en el caso de Fraunhofer, se analiza lo que ocurre en la “pantalla”. Además, para la aplicación del principio de Huygens-Fresnel se considera una aproximación parabólica en lugar de una aproximación lineal, es decir, se considera que las ondas secundarias que se generan son paraboloides en lugar de esferas (Klein, 1986).

Para poder saber qué tipo de difracción se debe utilizar para analizar un fenómeno puntual, se recurre al número de Fresnel. Este número es adimensional y muy utilizado en Óptica. Se encuentra definido de la forma siguiente.

$$F = \frac{a^2}{L\lambda} \quad (A1.17)$$

En donde, a es el tamaño de la abertura (como el radio), L es la distancia entre la abertura y la “pantalla” en donde se registra la difracción, y λ es la longitud de onda.

Si $F \gg 1$, entonces se aplica la difracción de Fresnel con el método del espectro angular. Si $F \approx 1$, entonces se aplica la difracción de Fresnel. Finalmente si $F \ll 1$, se aplica la difracción de Fraunhofer.

Anexo 2

Manual TUNAMI2

1. Introducción.

Este manual fue creado con el objetivo de comprender el funcionamiento del programa TUNAMI2. Para ello se efectuara una modelación con cuatro grillas anidadas de un terremoto frente a la bahía de Chañaral, con mediciones de series de tiempo en el interior de la bahía, por lo que las instrucciones y ejemplos están condicionados al ya mencionado caso. No obstante, se indicara los lugares donde se pueden efectuar modificaciones para una modelación de un tsunami distinto, ya sea con distinta fuente generadora y/o distinto lugar para medir las series de tiempo.

Para el correcto funcionamiento programa TUNAMI2 se utilizan básicamente 3 subprogramas, los cuales son: “dislocation.for”, “interpolation.m” y “tsunami2.for”. Estos subprogramas ayudan a determinar los tres pasos del correcto funcionamiento. El primer paso es la fuente generadora del tsunami, es aquí donde se ingresan los parámetros del terremoto para poder generar archivos de deformación en base a la grilla utilizada. El segundo paso es la réplica de los datos de deformación obtenido en el primer paso sobre los distintos niveles de grillas anidadas. Finalmente el tercer paso es la modelación del tsunami en donde se crearan los archivos de elevación y series de tiempo. Si solamente se quiere utilizar una grilla para la modelación con TUNAMI, el paso dos puede ser omitido.

El código de los programas en TUNAMI está en formato de fortran 77, por lo que es recomendable tener programas que puedan trabajar con este código. También es recomendable la utilización de subprogramas MatLab para el programa interpolation.m y los subprogramas complementarios.

2. Fuente generadora de tsunami.

- Cambiagrilla.m (incluido en el manual).
- Grd_tunami.m (incluido en el manual).
- Info_grillas.m (incluido en el manual).
- Maincode.m (incluido en el manual).
- Dislocation.for

2.1 Generación de grillas en formato TUNAMI.

Al igual que otros programas de modelación de tsunamis, como Comcot, las grillas que se quieran utilizar para efectuar una modelación en TUNAMI2 deben tener la longitud y la latitud de forma Oeste-Este y Sur-Norte, además los datos de profundidad deben ser positivos, es decir, bajo el nivel del mar hay valores positivos y sobre el nivel del mar hay valores negativos como se puede ver en la Figura A2.1. Si los datos están en con formato xyz, se utiliza el programa “cambiagrilla.m”.

Row	Column 1	Column 2	Column 3
1	-72.9189	-32.9151	5271.2578
2	-72.8829	-32.9151	5428.0059
3	-72.8469	-32.9151	5525.4341
4	-72.8109	-32.9151	5698.2778
5	-72.7749	-32.9151	5734.4399
6	-72.7389	-32.9151	5686.1699
7	-72.7029	-32.9151	5669.2480
8	-72.6669	-32.9151	5084.8921
9	-72.6309	-32.9151	4417.4258
10	-72.5949	-32.9151	3983.0559
11	-72.5589	-32.9151	3592.4021
12	-72.5229	-32.9151	3487.4041
13	-72.4869	-32.9151	3012.8640
14	-72.4509	-32.9151	2782.2319
15	-72.4149	-32.9151	2880.3721
16	-72.3789	-32.9151	2758.9780
17	-72.3429	-32.9151	2665.4961
18	-72.3069	-32.9151	2607.2561

Figura A2.1. Grilla ordenada Oeste-este, Sur-Norte con profundidad positiva.

Sin embargo el programa TUNAMI2 lee estas grillas con otro formato, es por ello que se utilizan los programas "grd_tunami.m" y "info_grillas.m", el primer programa es el que escribe las grillas en el formato correcto, ordenándolas de tal manera que el valor z que se ubica en la esquina inferior izquierda de la grilla queda en la esquina superior izquierda como se puede ver en la Figura A2.2, "info_grillas.m" es un programa que extrae la información de la grilla y es llamado por el programa "grd_tunami.m" por lo que no se utiliza directamente.

1	5.2712578e+003	5.2110840e+003	5.1831499e+003	5.0682939e+003
2	5.4280059e+003	5.3715239e+003	5.3304722e+003	5.3017158e+003
3	5.5254341e+003	5.4771538e+003	5.5411621e+003	5.5471899e+003
4	5.6982778e+003	5.6253481e+003	5.6310459e+003	5.6437319e+003
5	5.7344399e+003	5.7604160e+003	5.7162720e+003	5.6967861e+003
6	5.6861699e+003	5.7381279e+003	5.8107998e+003	5.7855181e+003
7	5.6692480e+003	5.5518159e+003	5.4408218e+003	5.3986982e+003
8	5.0848921e+003	4.9259961e+003	4.7182681e+003	4.6831201e+003
9	4.4174258e+003	4.3764658e+003	4.2842280e+003	4.3513599e+003
10	3.9830559e+003	3.9565759e+003	3.9167959e+003	4.0103860e+003
11	3.5924021e+003	3.6226340e+003	3.6680620e+003	3.6689880e+003
12	3.4874041e+003	3.4893020e+003	3.5231201e+003	3.3912900e+003
13	3.0128640e+003	2.9462100e+003	3.2264919e+003	3.2119241e+003
14	2.7822319e+003	2.7711860e+003	3.0222661e+003	3.0102739e+003
15	2.8803721e+003	2.9085901e+003	3.0151960e+003	2.9691060e+003
16	2.7589780e+003	2.6141860e+003	2.8575779e+003	2.8239221e+003
17	2.6654961e+003	2.6566421e+003	2.7335759e+003	2.6086860e+003

Figura A2.2. Grilla modificada para su lectura en el programa TUNAMI2.

2.2 Generación fuente sísmica.

Para la generación de la fuente sísmica necesaria para la modelación se utiliza el programa “maincode.m” en donde se ingresan los parámetros de la fuente sísmica como Length (largo), Width (ancho), Depth (profundidad), Slip (deslizamiento), Strike, Dip (ángulo dip) y Rake (ángulo de deslizamiento), en las magnitudes que el mismo programa indica. En este programa también se ingresan los valores de origen de la falla, estos valores corresponden a la longitud y latitud de la esquina inferior izquierda del área de ruptura, y no los valores de la fuente focal, por lo que hay que tener cuidado al momento de ingresar estos datos.

Otros valores que se deben escribir aquí son el nivel de anidamiento entre las grillas (si es que se utilizan grillas anidadas) junto con la resolución en segundos de la grilla de mejor resolución, y los valores del origen (esquina inferior izquierda en el mapa) de la grilla mayor (peor resolución). Este programa se encuentra escrito en lenguaje MatLab y genera un archivo llamado “fault_p.dat” como se puede ver en la Figura A2.3, y entrega el valor de la magnitud del terremoto generado, en la consola. Es este archivo “fault_p.dat” el que ingresa al programa “dislocation.for”.

```
1 Prueba para programa TUNAMI /*
2 29 132 /* READ(2 *) IO JO
3 5.78000000 /* READ(2 *) DO
4 390000.00000000 156654.20000000 /* READ(2 *) LO WO
5 2.00000000 /* READ(2 *) TH
6 8.00000000 /* READ(2 *) DL
7 90.00000000 /* READ(2 *) RD
8 12000.00000000 /* READ(2 *) HH
9
```

Figura A2.3. Archivo de falla “fault_p.dat” generado por el programa “maincode.m”.

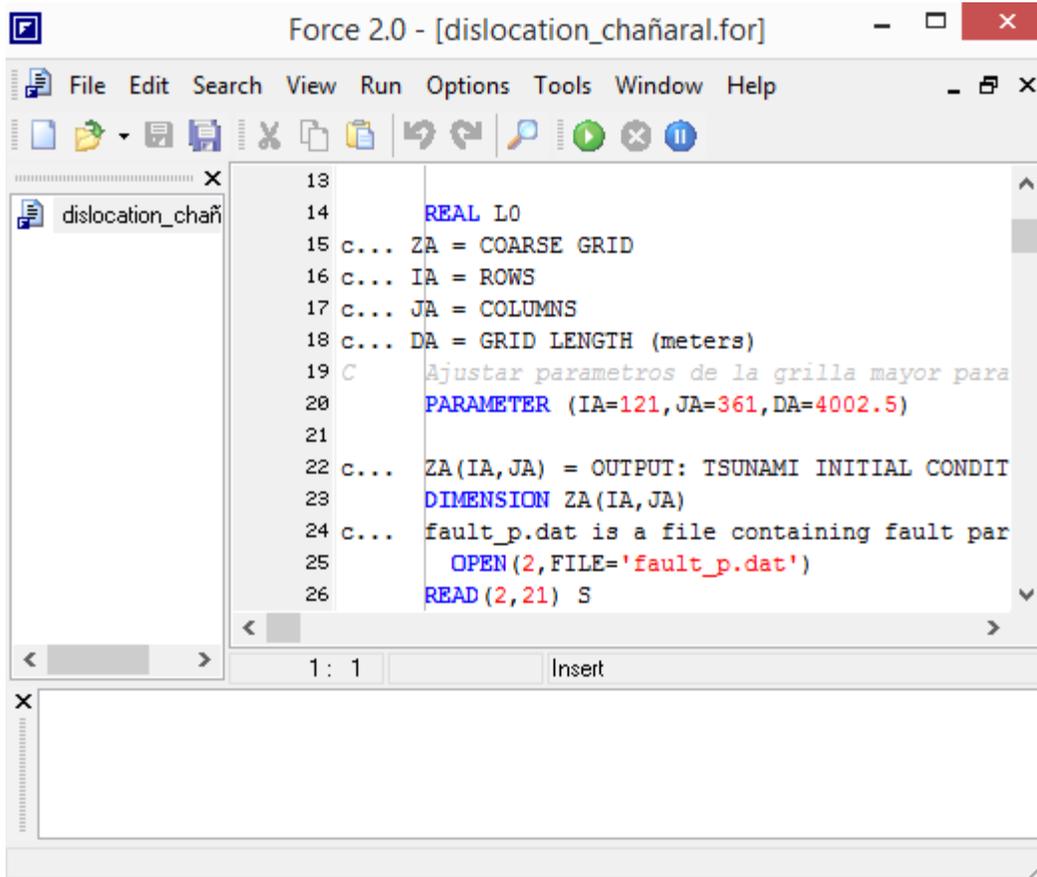
2.3. Generación archivo de deformación.

Finalmente se utiliza el programa “dislocation.for” para crear el archivo de deformación sobre la grilla mayor. Junto con el archivo “fault_p.dat”, se necesitan ingresar tres parámetros más para el correcto funcionamiento del programa, estos valores corresponden a, las dimensiones de la grilla escrita en formato TUNAMI2, y su resolución en metros.

Para las dimensiones de la grilla, estas se pueden obtener del programa “info_grillas.m” al pedir los valores “nx” y “ny” como output. Para la resolución de la grilla en metros se puede utilizar una proporción para obtener el valor considerando que 2316.25 metros corresponden a 75 segundos. Estos tres valores se ingresan en una sola línea como se indica en la figura 4, siendo estos:

- IA=nx
- JA=ny
- DA=resolución en metros.

Después de ejecutar el programa “dislocation.for” se obtiene el archivo “deform_a.grd” que se utiliza en los dos siguientes pasos.



```
13
14     REAL L0
15 c... ZA = COARSE GRID
16 c... IA = ROWS
17 c... JA = COLUMNS
18 c... DA = GRID LENGTH (meters)
19 C   Ajustar parametros de la grilla mayor para
20     PARAMETER (IA=121,JA=361,DA=4002.5)
21
22 c... ZA(IA,JA) = OUTPUT: TSUNAMI INITIAL CONDIT
23     DIMENSION ZA(IA,JA)
24 c... fault_p.dat is a file containing fault par
25     OPEN(2,FILE='fault_p.dat')
26     READ(2,21) S
```

Figura A2.4. Inicio del programa “dislocation.for” donde se ingresan las dimensiones de la grilla (IA y JA) y su resolución en metros (DA).

*****Dependiendo de si se utilizan grillas anidadas, el siguiente paso es opcional.**

3. Deformación en grillas anidadas.

- Interpolation.m
- Nodes.m (Incluido en el manual)
- nodesABCD.m (Incluido en el manual)

3.1. Anidamiento de grillas.

Si se utilizan grillas anidadas, es necesario utilizar el programa “nodes.m” ya que nos indica los puntos en donde existe anidamiento entre las grillas, si se utiliza MatLab, el resultado del programa se ve en la consola y los valores obtenidos se deben escribir en el programa “nodesABCD.m”. Los valores entregados por el programa “nodes.m” son adimensionales y representan los nodos en donde se unen las grillas.

El programa “nodesABCD” es en realidad una fuente de variables que utiliza el programa “interpolation.m”, en este programa se debe ingresar el nivel de anidamiento de las grillas que se estén utilizando, siendo máximo cuatro grillas anidadas, también deben ingresarse las coordenadas iniciales y finales de las grillas, y la dimensión (“nx” y “ny”) que estas poseen. Los últimos valores que deben ingresarse son los nodos existentes entre las grillas. Un ejemplo de este programa puede ser revisado en el anexo.

3.2. Deformación en diferentes grillas.

Con los datos del programa “nodesABCD.m” se puede ejecutar el programa “interpolation.m” que utiliza el archivo “deform_a.grd” y las distintas grillas para interpolar los valores en los distintos niveles de subgrillas, hay que tener cuidado al momento de ingresar los parámetros ya que todos deben tener las mismas dimensiones. Este programa entrega además una imagen de la deformación que se está realizando producto de la fuente sísmica, hay que notar que esta imagen no muestra la grilla que se está utilizando, ni tampoco está a escala, solo muestra la deformación que se registra en la grilla. Esto se puede apreciar en las Figuras A2.5.

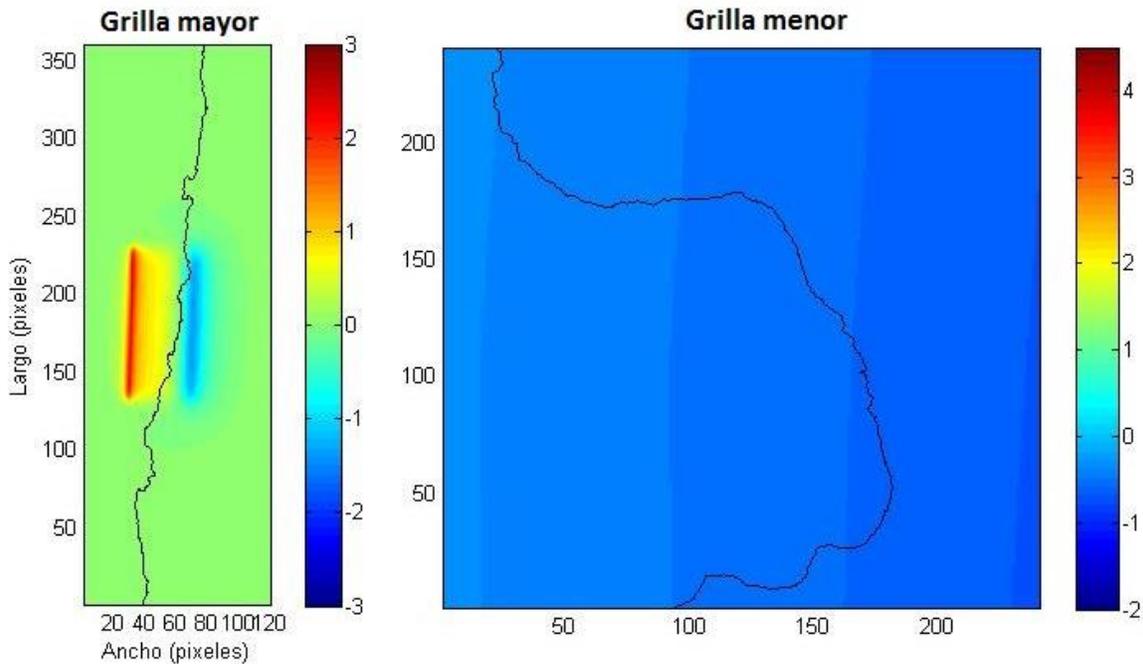


Figura A2.5. Deformación en la grilla mayor (izquierda) y la grilla menor (derecha).

4. Modelación de un tsunami.

- Tunami.for

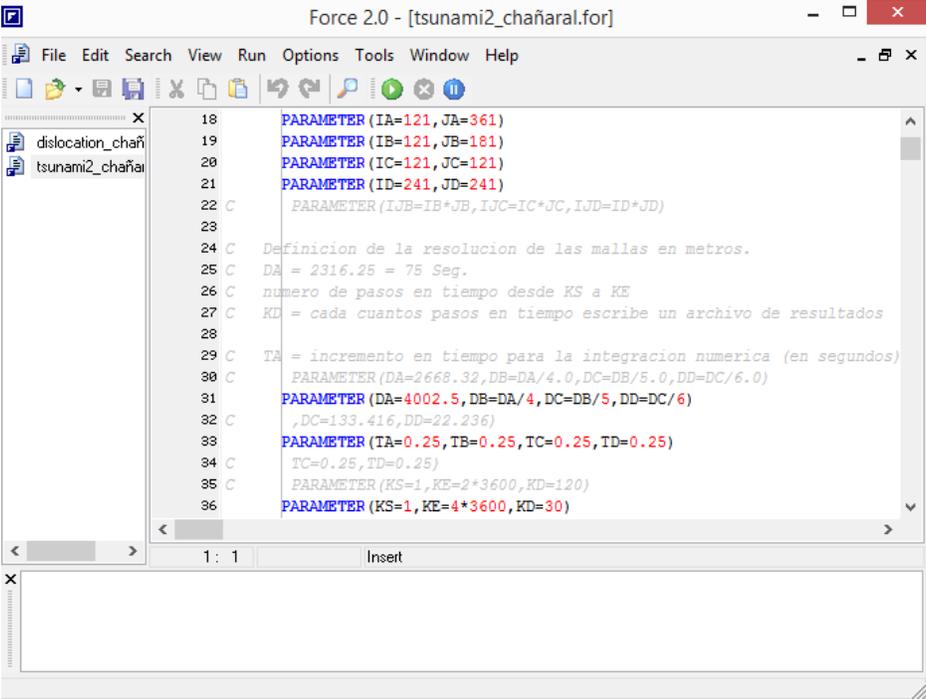
Una vez realizados los pasos anteriores, se puede utilizar el programa TUNAMI2 para la obtención de archivos de elevación y series de tiempo. Primero que todo, hay que verificar que las grillas que se vayan a utilizar estén en el formato TUNAMI2, y estén localizadas en la misma dirección que el programa, también es necesario que los archivos de deformación estén en el mismo lugar. Una vez verificado esto, se procede a escribir en el programa.

4.1 Parámetros iniciales

Gracias al programa "info_grillas.m" se pueden obtener los parámetros de dimensión de las grillas, donde los parámetros que comienzan con la letra "I" representan la dimensión de la longitud (eje x), y los parámetros que comienzan con la letra "J" representan la dimensión de latitud (eje y). El ingreso de los parámetros puede verse en la Figura A2.6. Si no se quiere utilizar un parámetro, este debe comentarse.

4.2 Escalas de tiempo.

Las escalas de tiempo para la modelación del eventual tsunami se ingresan en el principio del código del programa "tunami.for" como se muestra en la Figura A2.6.



```
Force 2.0 - [tsunami2_chañaral.for]
File Edit Search View Run Options Tools Window Help
dislocation_chañaral
tsunami2_chañaral
18 PARAMETER (IA=121,JA=361)
19 PARAMETER (IB=121,JB=181)
20 PARAMETER (IC=121,JC=121)
21 PARAMETER (ID=241,JD=241)
22 C PARAMETER (IJB=IB*JB,IJC=IC*JC,IJD=ID*JD)
23
24 C Definición de la resolución de las mallas en metros.
25 C DA = 2316.25 = 75 Seg.
26 C numero de pasos en tiempo desde KS a KE
27 C KD = cada cuantos pasos en tiempo escribe un archivo de resultados
28
29 C TA = incremento en tiempo para la integracion numerica (en segundos)
30 C PARAMETER (DA=2668.32,DB=DA/4,DC=DB/5,DD=DC/6.0)
31 PARAMETER (DA=4002.5,DB=DA/4,DC=DB/5,DD=DC/6)
32 C ,DC=133.416,DD=22.236)
33 PARAMETER (TA=0.25,IB=0.25,IC=0.25,TD=0.25)
34 C TC=0.25,TD=0.25)
35 C PARAMETER (KS=1,KE=2*3600,KD=120)
36 PARAMETER (KS=1,KE=4*3600,KD=30)
```

Figura A2.6. Ingreso de las dimensiones de las grillas, los parámetros de tiempo, y resolución de la grilla en metros.

En este caso las variables TA, TB, TC y TD representan el incremento en el tiempo para la integración numérica en segundos, es decir, la integración se realizara cada 0.25 segundos en este ejemplo. Las variables KS y KE representan el número de pasos en el tiempo para realizar la modelación, para este ejemplo se elige KS=1 como inicio y KE=4*3600 como paso final para representar una hora de modelación. La elección del valor del parámetro KE depende del valor que se haya asignado al incremento TA, TB, TC y TD, si el incremento fuera TA=1 segundo entonces KE=3600, si TA=0.5 segundos entonces KE=2*3600, estos dos casos representan una hora de modelación. Finalmente se ingresa la variable KD que representa cada “cuantos pasos” en el tiempo se escribe un archivo de resultados. En este caso KD=60, lo que implica que cada 60 pasos entre KS y KD se guarda un archivo de datos, el total de archivos guardados por grilla aparece definido en las subrutinas OUTPUT”X”, los archivos totales para la grilla 1 están dados por la ecuación (A2.1).

$$\text{archivos totales grilla 1} = \frac{TA \cdot KE}{KD} \quad (A2.1)$$

Para este ejemplo los archivos totales por grilla serán 60. La variable KD también determina el número de puntos para la escala de tiempo en el archivo de datos tiempo_tsunami.dat que se genera dentro del programa “tunami.for”. Los puntos que aparecerán en el grafico para la primera grilla están determinados por la ecuación (A2.2), esto ocurre porque el valor del incremento multiplicado por la cantidad de pasos en los que se guarda un archivo, es decir KD*TA, determinan la cantidad de segundos en los que se realiza la medición, para este ejemplo tendremos un total de 960 puntos y el intervalo de tiempo entre cada medición es de 15 segundos.

$$\text{puntos en el gráfico} = \frac{KE}{KD \cdot TA} \quad (A2.2)$$

Las series de tiempo pueden ser graficadas en programas como MatLab, si se grafican las series sin ajuste, se obtendrán resultados como los de la Figura A2.7, pero para una mejor visualización de los datos obtenidos se puede efectuar un ajuste con los comandos:

```
load tiempo_tsunami.dat
A=tiempo_tsunami(1:4:end,1);
AA=[A(:,1)-A(1,1)];
t=1:15:length(A)*15;
tt=t./60;
plot(tt,AA,'b','linewidth',2);title('Mareógrafos Chañaral')
ylabel('Amplitud (metros)');xlabel('Tiempo (minutos)')
```

Con esto se puede crear una serie como muestra la Figura A2.8 que resulta más sencilla de analizar y poder realizar mejores análisis. Ambas figuras representan una hora de medición, pero se aprecia de mejor manera en la Figura A2.8.

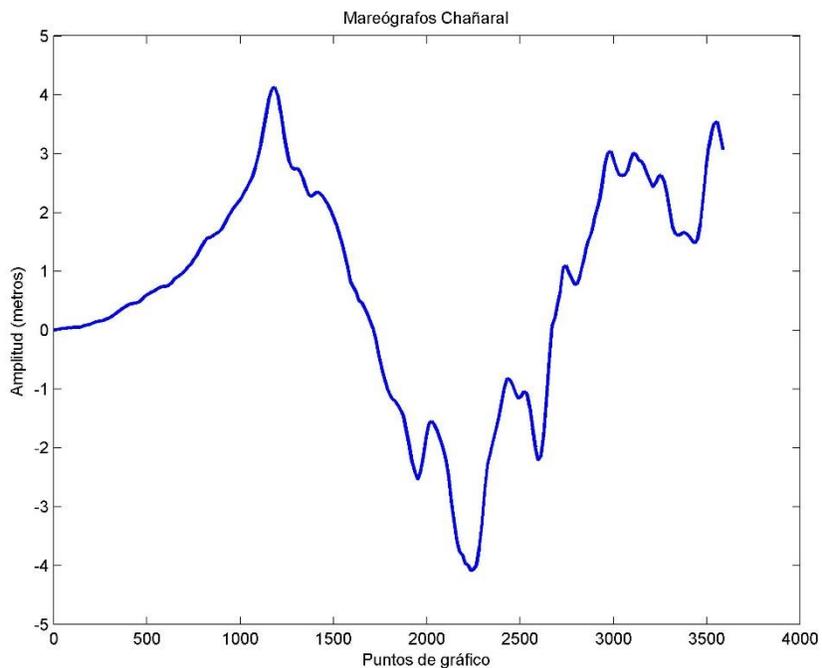


Figura A2.7. Mareógrafo virtual en Chañaral sin ajuste temporal.

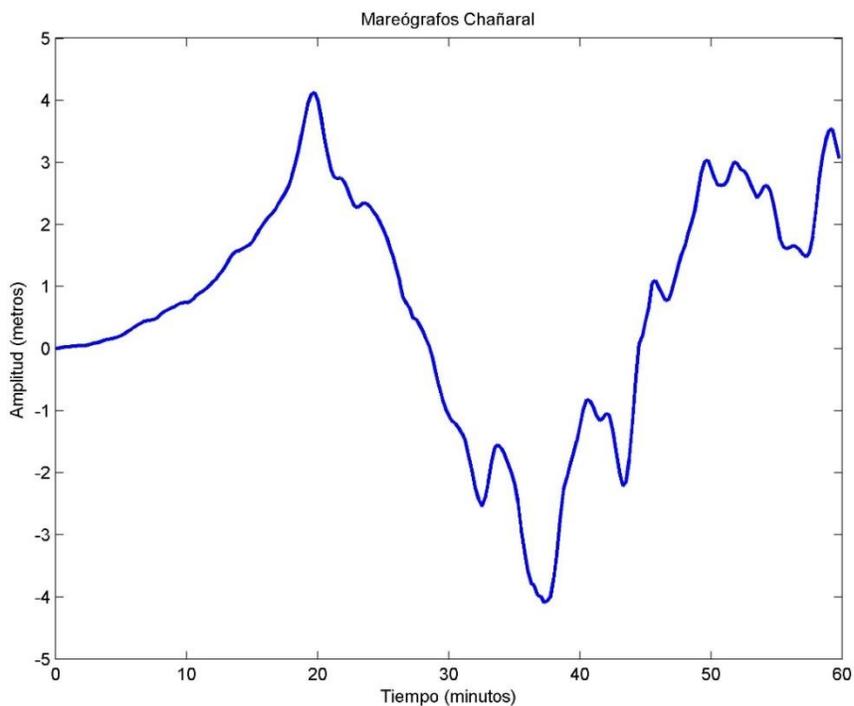
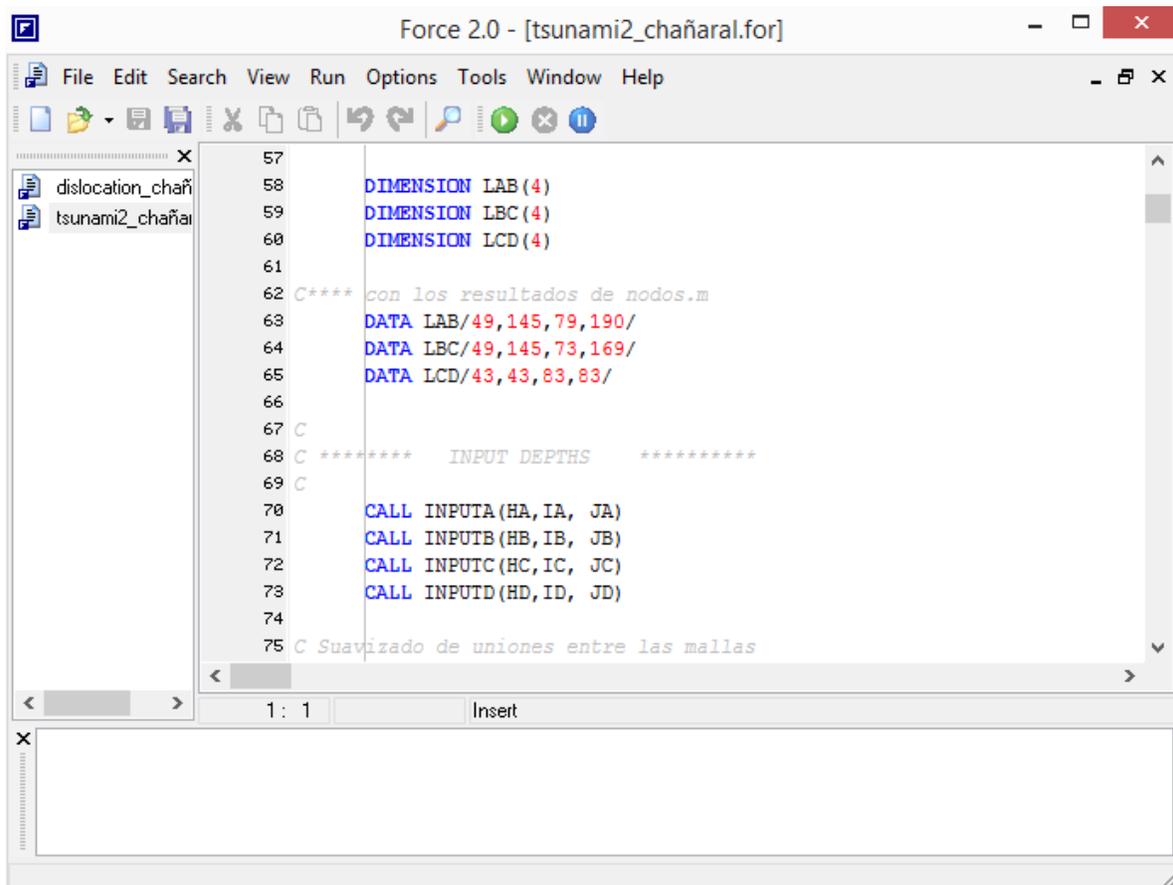


Figura A2.8. Mareógrafo Virtual en Chañaral con ajuste temporal.

4.3 Ingreso anidamiento de las grillas.

Dentro del código TUNAMI hay que ingresar los puntos de unión para las grillas anidadas, estos son los mismos puntos que están escritos en el programa “nodosABCD.m”, por lo que es fácil copiarlos. En caso de no existir grillas anidadas, o tener tres o menos grillas anidadas, las líneas de este programa deben ser comentadas. La forma de ingreso de estos datos aparece detallada en la Figura A2.9.



```
57
58     DIMENSION LAB(4)
59     DIMENSION LBC(4)
60     DIMENSION LCD(4)
61
62     C**** con los resultados de nodos.m
63     DATA LAB/49,145,79,190/
64     DATA LBC/49,145,73,169/
65     DATA LCD/43,43,83,83/
66
67     C
68     C ***** INPUT DEPTHS *****
69     C
70     CALL INPUTA(HA, IA, JA)
71     CALL INPUTB(HB, IB, JB)
72     CALL INPUTC(HC, IC, JC)
73     CALL INPUTD(HD, ID, JD)
74
75     C Suavizado de uniones entre las mallas
```

Figura A2.9. Ingreso de las posiciones de los nodos en las grillas anidadas.

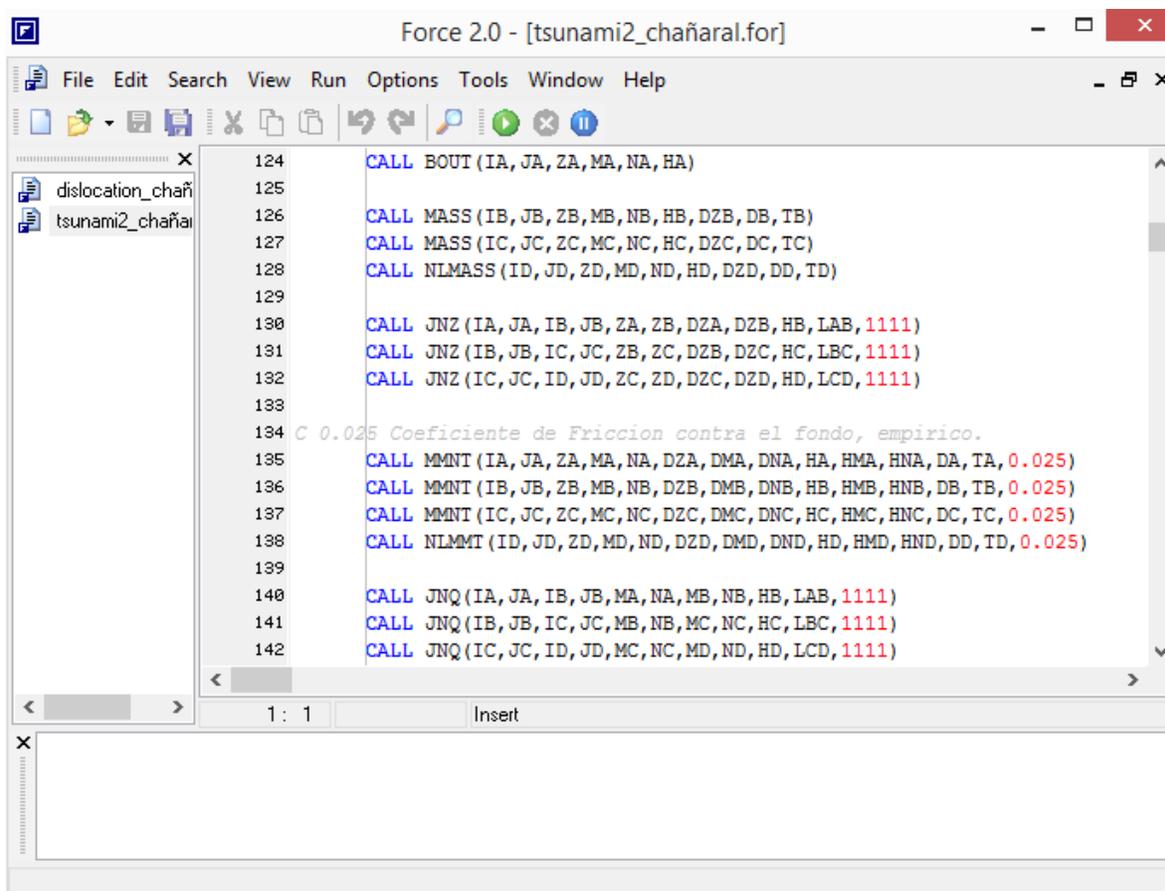
4.4 Subrutinas.

Posterior a los datos ingresados, comienzan a aparecer las subrutinas que hacen los cálculos principales como la conservación de la masa, las condiciones de frontera, la conservación del momentum, los archivos de elevación y las series de tiempo.

Todas las subrutinas están escritas para funcionar con un máximo de cuatro grillas anidadas, por lo que hay que comentar todos los llamados a las subrutinas que no se quieren utilizar.

De las subrutinas existentes, hay tres que involucran cálculo de profundidades en los nodos, estas subrutinas son, "CHH" que calcula diferencias entre las profundidades, "JNZ" que calcula diferencias en las dimensiones de las grillas, y "JNQ" que calcula las corrientes. Estas subrutinas necesitan el ingreso de un valor BCHK ingresado como parámetro final, este valor indica las esquinas del rectángulo en donde se realizan los cálculos, de esta forma BCHK=1111, efectúa cálculos en las cuatro esquinas y BCHK=1110, efectúa cálculos en las esquinas 1, 2 y 3 (sentido horario).

Otra subrutina con consideración especial es el cálculo de momentum lineal y no lineal, ya que aquí se ingresa el valor del coeficiente de fricción con el fondo. Estas subrutinas se pueden apreciar en la Figura A2.10.



```
124 CALL BOUT (IA, JA, ZA, MA, NA, HA)
125
126 CALL MASS (IB, JB, ZB, MB, NB, HB, DZB, DB, TB)
127 CALL MASS (IC, JC, ZC, MC, NC, HC, DZC, DC, TC)
128 CALL NLMASS (ID, JD, ZD, MD, ND, HD, DZD, DD, TD)
129
130 CALL JNZ (IA, JA, IB, JB, ZA, ZB, DZA, DZB, HB, LAB, 1111)
131 CALL JNZ (IB, JB, IC, JC, ZB, ZC, DZB, DZC, HC, LBC, 1111)
132 CALL JNZ (IC, JC, ID, JD, ZC, ZD, DZC, DZD, HD, LCD, 1111)
133
134 C 0.025 Coeficiente de Friccion contra el fondo, empirico.
135 CALL MMNT (IA, JA, ZA, MA, NA, DZA, DMA, DNA, HA, HMA, HNA, DA, TA, 0.025)
136 CALL MMNT (IB, JB, ZB, MB, NB, DZB, DMB, DNB, HB, HMB, HNB, DB, TB, 0.025)
137 CALL MMNT (IC, JC, ZC, MC, NC, DZC, DMC, DNC, HC, HMC, HNC, DC, TC, 0.025)
138 CALL NLMMT (ID, JD, ZD, MD, ND, DZD, DMD, DND, HD, HMD, HND, DD, TD, 0.025)
139
140 CALL JNQ (IA, JA, IB, JB, MA, NA, MB, NB, HB, LAB, 1111)
141 CALL JNQ (IB, JB, IC, JC, MB, NB, MC, NC, HC, LBC, 1111)
142 CALL JNQ (IC, JC, ID, JD, MC, NC, MD, ND, HD, LCD, 1111)
```

Figura A2.10. Subrutinas de cálculo de frontera, masa, dimensiones, momentum y corrientes.

La subrutina "OUTPUT" es la que entrega los archivos de elevación para los datos ingresados, y está escrita de acuerdo a las grillas que se utilicen, es decir, "OUTPUTA" corresponde a la grilla más grande, "OUTPUTB" a la grilla anidada siguiente, y así sucesivamente.

Las coordenadas para las series de tiempo se escriben en esta parte del programa, la forma en la que se escriben corresponde al nivel de la grilla (Z"X") y las coordenadas de posición del punto según el formato TUNAMI2, esto quiere decir que se busca la longitud y latitud del punto en donde se quiere la serie de tiempo y hay que buscar la posición del valor de "z" en dicho punto. Por ejemplo, se quiere ver las series de tiempo en un punto con coordenadas 26.3577°S y 70.6533°W, este punto tiene un valor de profundidad de 9.0776 metros, este valor de profundidad se busca en el archivo de grillas convertido a formato TUNAMI2 apareciendo escrito de la forma 9.0776000e+000, este número se encuentra en la fila 101 y en la columna 7, por tanto la posición en donde se quiere la serie de tiempo en la grilla 4 se ingresa como ZD(101,7,2), siendo "2" las dimensiones del dato ingresado. Esto puede apreciarse en la Figura A2.11.

The screenshot shows the Force 2.0 software interface with the file [tsunami2_chañaral.for] open. The code editor displays the following Fortran code:

```

151 C**** coordenadas de donde queremos series de tiempo.
152 WRITE (3, 333) ZD(101, 7, 2), ZD(115, 17, 2), ZD(135, 14, 2)
153 &, ZD(155, 30, 2), ZD(166, 31, 2), ZD(167, 62, 2)
154 &, ZD(154, 114, 2), ZD(124, 170, 2)
155 &, ZD(72, 171, 2), ZD(24, 197, 2)
156
157
158
159 ELSE
160 ENDIF
161
162 333 FORMAT (1000F10.2)
163
164 CALL CHANG (IA, JA, ZA, DZA, MA, NA)
165 CALL CHANG (IB, JB, ZB, DZB, MB, NB)
166 CALL CHANG (IC, JC, ZC, DZC, MC, NC)
167 CALL CHANG (ID, JD, ZD, DZD, MD, ND)
168
169 C**** ZA es la matriz que representa la superficie del mar cada KD segur

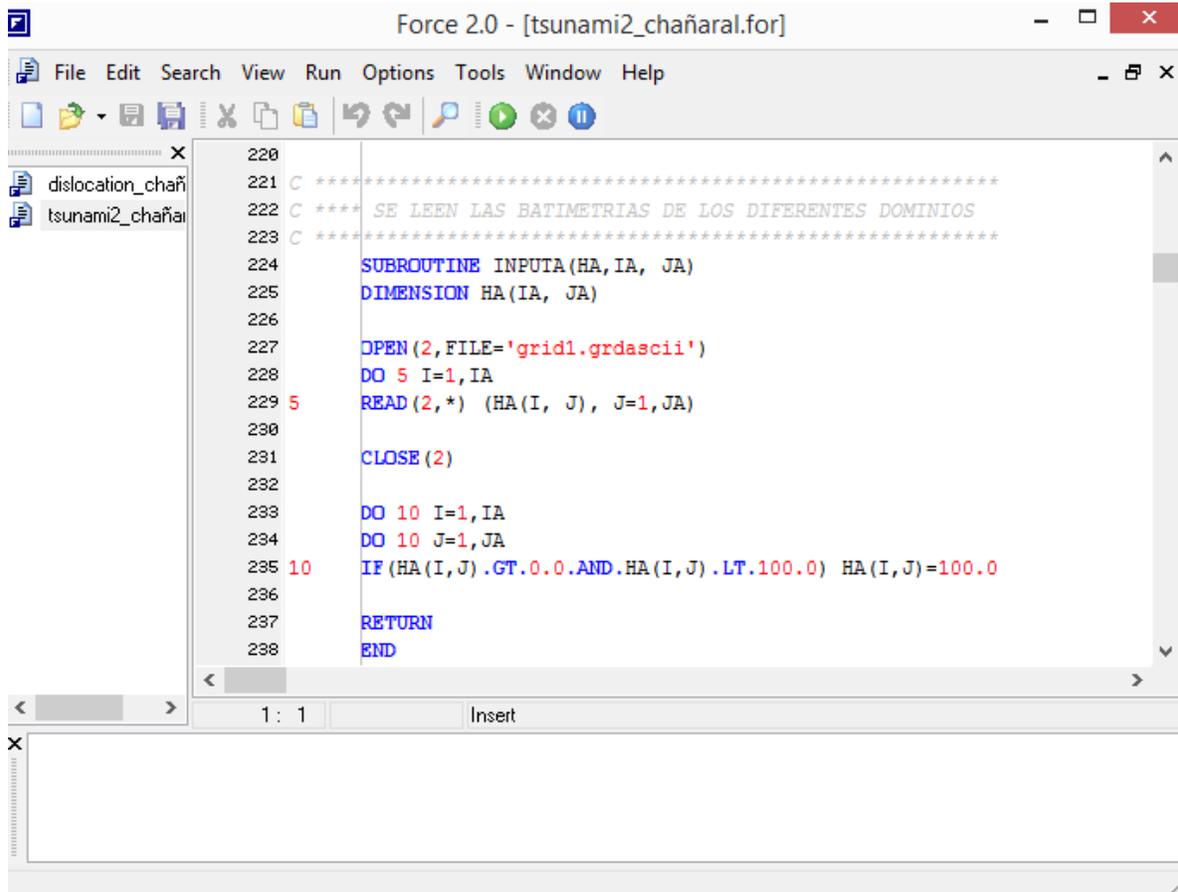
```

The interface includes a menu bar (File, Edit, Search, View, Run, Options, Tools, Window, Help), a toolbar with icons for file operations and execution, and a file explorer on the left showing 'dislocation_chañaral' and 'tsunami2_chañaral'. The status bar at the bottom indicates '1: 1' and 'Insert' mode.

Figura A2.11. Escritura de las coordenadas para las series de tiempo.

4.5 Batimetrías en diferentes dominios.

Para la subrutina “INPUT” hay que tener dos consideraciones, primero es que se debe ingresar el nombre la batimetría que se está utilizando, en formato TUNAMI2, y lo segundo, es que hay que ingresar valores límite para el promedio de la profundidad para cada batimetría ingresada. La estructura de esta subrutina se puede ver en la figura A2.12.



```
220
221 C *****
222 C **** SE LEEN LAS BATIMETRIAS DE LOS DIFERENTES DOMINIOS
223 C *****
224 SUBROUTINE INPUTA(HA, IA, JA)
225 DIMENSION HA(IA, JA)
226
227 OPEN(2, FILE='grid1.grdascii')
228 DO 5 I=1, IA
229 5 READ(2, *) (HA(I, J), J=1, JA)
230
231 CLOSE(2)
232
233 DO 10 I=1, IA
234 DO 10 J=1, JA
235 10 IF (HA(I, J) .GT. 0.0 .AND. HA(I, J) .LT. 100.0) HA(I, J) = 100.0
236
237 RETURN
238 END
```

Figura A2.12. Estructura de la subrutina “INPUT”

Estas mismas consideraciones se deben tener para las demás subrutinas “INPUT”, dependiendo de cuantas grillas anidadas se utilicen.

4.6. Condiciones iniciales de las grillas.

Las condiciones iniciales para cada grilla se leerán a partir de los archivos de deformación creados anteriormente, y se ingresaran en la subrutina “DEFORM”. La única modificación que se le debe hacer a esta subrutina es el cambio del nombre del archivo de deformación. La estructura de esta subrutina se puede ver en la Figura A2.13.

```
285 C *****  
286 C *** LECTURA DE LAS CONDICIONES INICIALES DE LAS MALLAS  
287 C *****  
288 SUBROUTINE DEFORMA(IF,JF,Z)  
289  
290 DIMENSION Z(IF,JF,2)  
291  
292 OPEN(2,FILE='deform_a.grd')  
293 DO 5 I=1,IF  
294 5 READ(2,*) (Z(I,J,1),J=1,JF)  
295  
296 CLOSE(2)  
297  
298 RETURN  
299 END  
300  
301 SUBROUTINE DEFORMB(IF,JF,Z)  
302  
303 DIMENSION Z(IF,JF,2)
```

Figura A2.13. Estructura de la subrutina “DEFORM”

Una vez que el programa haya funcionado correctamente, se obtiene un archivo de series de tiempo en los puntos en donde se quiere realizar un análisis, y varios archivos con datos de elevación por cada grilla.

5. Programas.

Cambiagrilla.m

```
function []=cambiagrilla(malla,nx,ny)
%% Este es el que usamos para Tohoku
%% Cuando la malla esta de nor a sur y este a oeste, la salida es
%% oeste-este y sur-norte; +z es mar

malla0 = malla ;

malla_1 = [];
malla_2 = [];
malla_3 = [];

for i1 = 1:nx:length(malla0)-(nx-1)
    malla_1 = [malla_1; malla0(i1:i1+(nx-1),1)'];
    malla_2 = [malla_2; malla0(i1:i1+(nx-1),2)'];
    malla_3 = [malla_3; malla0(i1:i1+(nx-1),3)'];
end

salida1 = [];
salida2 = [];
salida3 = [];
for i2 = ny:-1:1
    salida1 = [salida1;malla_1(i2,:)'];
    salida2 = [salida2;malla_2(i2,:)'];
    salida3 = [salida3;malla_3(i2,:)'];
end

salida = [salida1 salida2 -1*salida3];
%salida = [salida1 salida2 salida3];

fid = fopen('grilla4.xyz','w+');

for i1 = 1:length(salida)
    fprintf(fid,'%20.4f %20.4f %20.4f\n',salida(i1,:));
end

fclose(fid)

end
```

Grd_tunami.m

```
function grid = grd_tunami(grilla)
% escribe en formato tunami: del punto inferior izq al sup derecho sólo
los
% z en una matriz.

[n,nx,ny,dx,xi,xf,yi,yf,grilla_nueva]=info_grillas(grilla);

k = 1;
for j = 1 : ny;
for i = 1 : nx;
    grid(i,j) = grilla_nueva(k,3)';
    k = k + 1;
end
end

save grid1.grdasciigrid-ascii
```

info_grillas.m

```
function [n,nx,ny,dx,xi,xf,yi,yf,grid]=info_grillas(grilla)
% Reordena las grillas de comcot para tunami y extrae la info necesaria.
% dx = dy en grados.
n = length(grilla);
l1 = grilla(:,1) %- 360*ones(n,1);
grid = [l1 grilla(:,2) grilla(:,3)];

fid = fopen('grill1.xyz','w+');
for il = 1:length(grid)
    fprintf(fid,'%20.4f %20.4f %20.4f\n',grid(il,:));
end
fclose(fid);

a = find(grilla(1,1)== grilla(2:n,1));
nx = a(1);
ny = n/nx;
dx = grilla(2,1)-grilla(1,1);
xi = grid(1,1);
xf = grid(n,1);
yi = grid(1,2);
yf = grid(n,2);
```

Maincode.m

```
clear all
clc

DY1=1.08; %seconds, higher grid resolution (grilla D)
NCD=6; %relation of grid D and C
NBC=5; %relation between grid C and B
NAB=4; %relation between grid B and A

yf=-28.15; % lat origen falla (NO FOCO)
xf=-71.89; % lon origen de la falla (NO FOCO)

Lo=390;%[km], length og the fault
Wo=156.6542;%[km] width of the fault
D0=5.78; %[m] slip of the fault
depth=12;%[km], depth of the origin of te fault
%TH=270; % Se utiliza este ya que el programa cuenta desde la horizontal
TH=2; % Real Strike
DL=8; %dip angle
RD=90; %rake angle

Mo=40*10^9*Lo*1000*Wo*1000*D0;
Mw=(2/3)*(log10(Mo)-9.1)

%xa=XA(1,1); %longitude %% starting Lon de la grilla mayor
%ya=XA(2,1); %latitude %% starting Lat de la grilla mayor
xa = -72.9189;
ya = -32.9151;
dx=DY1*NAB*NBC*NCD/3600; %para las 4 grillas
%dx=NBC*NAB/3600;
I0=round((xf-xa)/dx);
J0=round((yf-ya)/dx);
OR1=[I0 J0];
OR=[Lo Wo]*1000;
fid=fopen('fault_p.dat','w');
fprintf(fid,'Prueba para programa TUNAMI /* \n');
fprintf(fid,'%4.0f %4.0f /* READ(2 *) I0 J0 \n',OR1);
fprintf(fid,'%12.8f /* READ(2 *) D0\n',D0);
fprintf(fid,'%12.8f %12.8f /* READ(2 *) L0 W0\n',OR);
fprintf(fid,'%12.8f /* READ(2 *) TH\n',TH);
fprintf(fid,'%12.8f /* READ(2 *) DL\n',DL);
fprintf(fid,'%12.8f /* READ(2 *) RD\n',RD);
fprintf(fid,'%12.8f /* READ(2 *) HH\n',depth*1000);
fclose(fid);
%Fin de archivo fault_p.dat
```

Nodes.m

```
function []=nodes (grilla1,grilla2)
%grilla 1 debe contener a grilla 2

[n1,nx1,ny1,dx1,xi1,xf1,yi1,yf1,grid1]=info_grillas (grilla1);
[n2,nx2,ny2,dx2,xi2,xf2,yi2,yf2,grid2]=info_grillas (grilla2);

lon1 = grid1(1:nx1,1);
lat1 = grid1(1:nx1:n1,2);

qxi = find(lon1 == xi2)
qxf = find(lon1 == xf2)
qyi = find(lat1 == yi2)
qyf = find(lat1 == yf2)
```

nodesABCD.m

```
%GRIDS RESOLUTION D
res=[ 1.08  6  5  4];

%INTERIOR GRID D (grilla4) MEJOR RESOLUCION
XD=[-70.6833,-70.6113, 241;
-26.3595,-26.2875, 241];

%INTERIOR GRID C (grilla3)
XC=[-70.7589,-70.5429, 121;
-26.4351,-26.2191, 121];

%INTERIOR GRID B (grilla2)
XB=[-71.1909,-70.1109, 121;
-27.7311,-26.1111, 181];

%INTERIOR GRID A (grilla1) MAS GRANDE
XA=[-72.9189,-68.5989, 121;
-32.9151,-19.9551, 361];

LAB=[ 49  145  79  190];      % LAB=[x_ini y_ini x_fin y_fin]
LBC=[ 49  145  73  169];
LCD=[ 43  43  83  83];
```

Bibliografía.

Amante, C. and B. W. Eakins (2009). *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi: 10.7289/V5C8276M.

Agermann, D. and Klotz J. (1999). *Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector*. Earth planet. Sci. Lett., 171, 329-334.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M. (1998). *Source characteristics of historic earthquakes along central Chile subduction zone*. Journal of South American Earth Sciences, vol. 11, No. 2, pp. 115-129.

Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S.-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von Rosenberg, G. Wallace and P. Weatherall (2009). *Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30 PLUS*, Marine Geodesy, 32:4, 355-371.

Bressan, L., Tinti, S. (2011). *Structure and performance of a real-time algorithm to detect tsunami or tsunami-like alert conditions based on sea-level records analysis*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1499-1521.

Comte D., Haessler H., Dorbath L., Pardo M., Monfret T., Lavenu A., Pontoise B., Hello Y. (2002) *Seismicity and stress distribution in Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations*. Physics of the Earth and Planetary Interiors 132 197-217.

Engdahl E. R., Villaseñor A. (2002). *Global seismicity: 1900-1999*. International handbook of earthquake and engineering seismology, volumen 81A.

Google earth V 7.1.5.1557 (febrero 10, 2013). Caldera, Chile. 27°04'35.31''S 70°49'38.52''O, alt. Ojo 25.15 km. SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO. CNES/Astrium 2016. <http://www.earth.google.com> [julio 1, 2016].

Google earth V 7.1.5.1557 (mayo 3, 2016). Chañaral, Chile. 26°20'38.23''S, 70°37'26.59''O, alt. Ojo 12.42 km. SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO. TerraMetrics 2016, CNES/Astrium 2016. <http://www.earth.google.com> [julio 1, 2016].

Gutenberg B. (1939). *Tsunami and Earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 29 No. 2.

Horrillo, J., Knight, W., Kowalik, Z. (2008). *Kurkil Islands tsunami of November 2006: 2. Impact at Crescent City by local enhancement*. Journal of geophysical research, vol. 113, C01021, doi: 10.1029/2007JC004404.

Imamura, F., Cevdet, A., Ozyurt, G. (2006). *Tsunami Modeling Manual (TUNAMI model)*.

ITSU. (2004). *Tsunami Warning system in the Pacific Master Plan*. UNESCO Inter-governmental Oceanographic Commission, Third Edition.

Klein, Miles V., Furtak, Thomas E. (1986) *Optics. Second Edition*. New York: John Wiley & Sons.

Kneubühl, Fritz K. (1997). *Oscillation and Waves*. Berlín; New York: Springer.

Levin B., Nosov M. (2009). *Physics of Tsunami*. Springer.

Lomnitz, C. (1971). *Grandes Terremotos y Tsunami en Chile Durante el Periodo 1535-1955*. Geofísica panamericana1 (1), 151-178.

Masamura, K., K. Fujima, C. Goto, K. Iida and T. Shigemura (2000), Theoretical solution of long wave considering the structure of bottom boundary layer and examinations on wave decay due to sea bottom friction, Journal of Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering, JSCE, No663/II-53, pp. 69-78.

Metois M., Vigny C., Socquet A., Delorme A., Morvan S., Ortega I., Valderas-Bermejo C.-M. (2014). *GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile*. Geophysics. J. Int. 196, 644-655.

Pardo, M., Comte, D. & Monfret, T. (2012). *Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone*. J. South Am. Earth Sci., **15**(1), 11–22.

Roeber, V., Yamazaki, Y., Cheung, K. F. (2010). *Resonance and impact of the 2009 Samoa tsunami around Tutulia, American Samoa*. Geophysical research letters, vol. 37, L21604, doi: 10.1029/2010GL044419.

Serway, Raymond A. (1999). *Física, Tomo II. Cuarta edición*. México: McGraw-Hill.

SOEST (School of Ocean and Earth Science and Technology). (2015). *Reflection, refraction and diffraction*. University of Hawai'i.

Tassara, A., Gotze, H.J., Schmidt, S. & Hackney, R. (2006). *Three dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin*. J. geophys. Res., **111**(B9), doi:10.1029/2005JB003976

UPC (Universitat Politècnica de Catalunya). (2011). *Oleaje. Propagación*.

USGS (2016). *Earthquake glossary*.

Vigny, C., Rudloff A., Ruegg J-C., Madariaga R., Campos J. and Alavarez M. (2009). *Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile*. Phys. Earth planet. Inter., 175(1-2), 86-95.

Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis and F. Wobbe (2013). *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*, EOS trans. AGU, 95(45), 409-410.

Yamazaki, Y., Cheung, K. F. (2011) *Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake*. Geophysical research letters, vol. 38, L12605, doi: 10.1029/2011GL047508.