

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA

XX CONGRESO CHILENO DE HIDRAULICA

**ESTUDIO PRELIMINAR SOBRE EL EFECTO DEL CAÑÓN DEL BIOBÍO EN LA
PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS**

RAFAEL ARÁNGUIZ M.¹

RESUMEN

El tsunami de 2010 afectó gran parte de la costa de la Región del Biobío inundando bahías e ingresando varios kilómetros a lo largo de ríos. Sin embargo, no se registró un efecto de tal magnitud en la desembocadura del Río Biobío ni a lo largo de la costa entre San Pedro de la Paz y Coronel, a pesar de su baja cota. Por tal motivo se investiga de manera preliminar el efecto del cañón del Biobío en la propagación e inundación por tsunami. Para ello se realizaron prospecciones batimétricas para complementar los datos de las cartas náuticas y se simularon, mediante el código TUNAMI, los tsunamis generados por los eventos sísmicos de 1960 y 2010. Las condiciones iniciales se generaron a partir de modelos de rotura no uniformes y se utilizaron 4 mallas anidadas de 81", 27", 9" y 3". En general se encontró que la configuración en forma de zig-zig del cañón, junto a las profundidades influyen positivamente en la refracción y dispersión de las ondas que sumado a la difracción inducida por la Isla Santa María, disminuye las alturas de ola y modifica la dirección de los frentes, tal que éstos ingresan al Golfo de Arauco en dirección norte a sur, avanzando de manera paralela a la costa y con niveles de inundación relativamente bajos. Se encontró también que los sistemas dunarios juegan un rol fundamental en la mitigación de la inundación.

¹ Profesor Asistente, Departamento Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Sma Concepción – e-mail: raranguiz@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

El cañón del Biobío es una fosa perpendicular a la costa que está ubicada frente a la desembocadura del Río Biobío en la región del mismo nombre. Los aportes sedimentarios de este río y las corrientes han dado origen a un planicie que se extiende desde San Pedro de la Paz hasta Coronel (Quezada, 2000b) generando una zona baja con cotas que no superan los 8m y un sistema dunario en toda su extensión. La Figura 1 muestra la ubicación y magnitud del cañón, que ha sido tomado de un estudio batimétrico del Golfo de Arauco realizado por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, SHOA. De la figura se observa, sin embargo, que no existen mediciones cercanas a la costa entre la desembocadura del Río Biobío y la Bahía de Coronel, por lo que estudios detallados en esta zona requieren necesariamente la ejecución de prospecciones batimétricas.

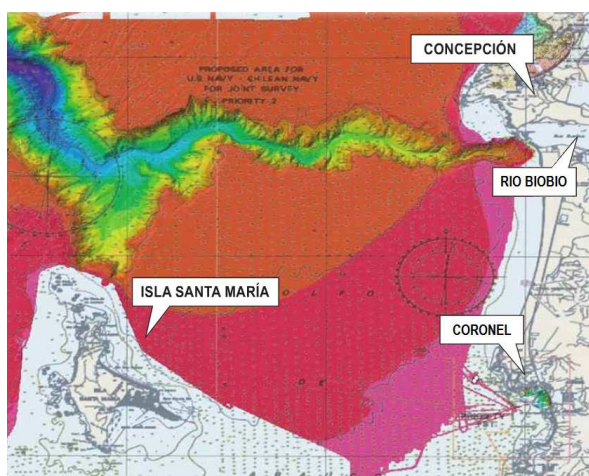


Figura 1. Prospección batimétrica del Golfo de Arauco y Cañón del Biobío realizada por el SHOA superpuesta con la batimetría de la carta náutica 6120 (fuente:<http://www.armada.cl>, noticia del día 7 de marzo de 2011)

Posterior al tsunami de 2010, los equipos que realizaron trabajo de campo, no reportaron inundaciones en la zona de la desembocadura del Río Biobío (Vargas *et al*, 2011), tampoco se observó un ingreso del agua por el cauce, como sí ocurrió en el caso de Tirúa (Fritz *et al*, 2011), Lebu (Vargas *et al*, 2011), Tubul y Coliumo, donde el agua ingresó 1.8 y 2.5km, respectivamente (Quezada *et al*, 2010). De manera similar, no se reportaron inundaciones ni daños para el evento de Japón el 11 de marzo de 2011, como sí ocurrió nuevamente en Coliumo y Dichato, donde se midió una altura de inundación de 4m (Diario de Concepción, Ed 14 de Marzo de 2011). Por otro lado, no existen registros históricos que evidencien un ingreso del agua por el cauce del Río Biobío durante los eventos de 1835 y 1960. Por tal motivo, es interesante investigar el efecto de este cañón y los cambios bruscos en la batimetría en la propagación e inundación por tsunamis, pues en la actualidad es un área densamente poblada que requiere no sólo adecuados instrumentos de planificación territorial sino también de planes de evacuación de la población eficientes.

Como una primera aproximación, el efecto del cañón puede ser estudiado aplicando las ideas tradicionales sobre la propagación de tsunamis, esto es refracción, difracción y reflexión (Levin y Nosov, 2009), donde la batimetría juega un rol fundamental. Este

análisis extiende el estudio realizado por Quezada (2000a), quien realiza un análisis somero sobre la influencia de las islas y penínsulas de la Región del Biobío argumentando un efecto mitigador sin considerar la presencia del cañón submarino.

El fenómeno de refracción ha sido estudiado y definido como el cambio de dirección de una onda debido al cambio de celeridad, que a su vez es generado por las variaciones en el fondo marino (Murata *et al*, 2010), mientras que la reflexión es generada por la interacción de la onda de tsunami con cambios bruscos de batimetría o por el encuentro con costas acantiladas (Murata *et al*, 2010). Estos cambios bruscos y sus efectos en la propagación de tsunamis han sido estudiados por Levin y Nosov (2009), que definieron analíticamente coeficientes de reflexión y transmisión para cambios batimétricos tipo escalones y obstáculos rectangulares. Del mismo modo, Pelinovsky *et al* (2010) estudió la propagación y transmisión de una ola solitaria sobre un obstáculo rectangular, Goring (1979) estudió la transformación de tsunamis sobre la plataforma continental basado en una serie de escalones y Mofjeld *et al* (2000) analizó el comportamiento de una onda impactando un cambio brusco de manera oblicua, considerando el ángulo crítico de incidencia.

Por otro lado, el efecto de cañones submarinos ha sido estudiado por Jinadasa (2008) y Ioualalen *et al* (2007), quienes analizaron el efecto del tsunami de 2004 en Sri Lanka y la Costa de Bangladés, respectivamente, encontrando una amplificación de las alturas de ola producto de estos cañones. Adicionalmente, Didenkulova y Pelinovsky (2011) estudiaron el asomeramiento y run-up en bahías estrechas y cañones submarinos, concluyendo que configuraciones de fondo no reflejante, incrementan considerablemente la altura de ola.

El presente estudio, tiene como objetivo principal estudiar el comportamiento de tsunamis que se propagan por el cañón del Biobío. Primero se presentan de manera general los fenómenos involucrados en la transformación de las ondas de tsunami. Posteriormente se describe la metodología y datos utilizados en el estudio y finalmente se presentan y discuten los resultados obtenidos.

2. TRANSFORMACIÓN DE UNA ONDA DE TSUNAMI

Los tsunamis de origen sísmico son generados por deformaciones del lecho marino producto de un sismo, el cual genera desplazamiento de la superficie del suelo, ocasionando una perturbación en el agua que está por sobre esta superficie (Murata *et al*, 2010), lo que significa que no sólo la superficie sino también toda la columna de agua se ve envuelta en el movimiento (Levin y Nosov, 2009). Además, se propagan como ondas largas, y son afectados por los cambios en la batimetría, generando su transformación debido a la refracción, difracción y asomeramiento.

La velocidad de propagación de una onda larga puede ser calculada como $c = \sqrt{gh}$ (Murata *et al*, 2010), donde g es la aceleración de gravedad y h es la profundidad en la cual se desliza la onda. En el proceso de propagación, la altura del tsunami disminuye producto de la pérdida de energía debido a la viscosidad y la fricción con el fondo. Sin embargo, los efectos de estos factores no son importantes para distancias menores a los 1000 km (Murata

et al, 2010). Además, la altura de ola también es atenuada producto de la dispersión radial en proporción inversa a la raíz cuadrada de la distancia desde el foco. Sin embargo, la gran mayoría de las fallas que producen tsunamis, tienen longitudes de varios kilómetros, que superan en 10 ó 100 veces el ancho, por lo que el efecto atenuante no es significativo.

A medida que el tsunami se acerca a la costa rápidamente crece en altura, este cambio se llama “asomeramiento” (shoaling). Esto se explica ya que el flujo de energía se mantiene constante, y al disminuir la velocidad de propagación producto de aguas someras, la energía del tsunami aumenta (Kundu, 2007).

Otro fenómeno que afecta la propagación del tsunami es la refracción. Esto significa el cambio de dirección de una onda producto de los cambios en la batimetría, ya que como se explicó anteriormente, la velocidad de propagación depende de la profundidad (Murata *et al*, 2010). De este modo, el frente de ola del tsunami comienza a desacelerar donde la profundidad es menor y gira hacia aguas someras. Además, producto de esto, la energía del tsunami podría concentrarse (penínsulas y cabos) o atenuarse (bahías), dependiendo de la batimetría. Adicionalmente, el tsunami puede sufrir reflexión en la costa donde las olas generadas por viento simplemente rompen y no se reflejan. Esto se debe a la gran longitud de onda y su baja amplitud relativa del tsunami (Murata *et al*, 2010). Lo anterior, sumado a la refracción, puede dar origen a que una ola reflejada se propague nuevamente a otro punto de la costa, donde el mismo frente arribó con anterioridad, dando la impresión que es una segunda ola. Este fenómeno toma vital importancia en bahías donde la reflexión podría ocurrir en ambos costados de ella, y por lo tanto se produciría una concentración de energía en el fondo de dicha bahía (ver Figura 2).

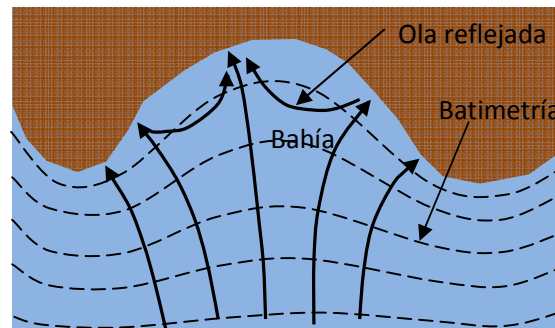


Figura 2. Representación del fenómeno de refracción y reflexión en bahías cerradas.

La reflexión se genera también por los cambios bruscos del fondo oceánico, que corresponden a casos en que el fondo cambia sobre distancias mucho más cortas que la longitud de onda, lo que se pueden representar como un cambio tipo escalón (Levin y Nosov, 2009) (Ver Figura 3, izquierda). Los coeficientes de transmisión, T, y reflexión, R, se definen en términos de las profundidades antes y después del cambio de batimetría, lo que se expresa según las ecuaciones (1) y (2). La Figura 3-derecha muestra la variación de los coeficientes en función de la razón H_1/H_2 . Se observa que la amplitud de la onda reflejada será siempre menor a la onda incidente, mientras que la onda transmitida sufre un incremento en su altura, sin embargo, no sobrepasará el doble del valor inicial.

$$R = \frac{\sqrt{H_1/H_2} - 1}{\sqrt{H_1/H_2} + 1} \quad (1)$$

$$T = \frac{2\sqrt{H_1/H_2}}{\sqrt{H_1/H_2} + 1} \quad (2)$$

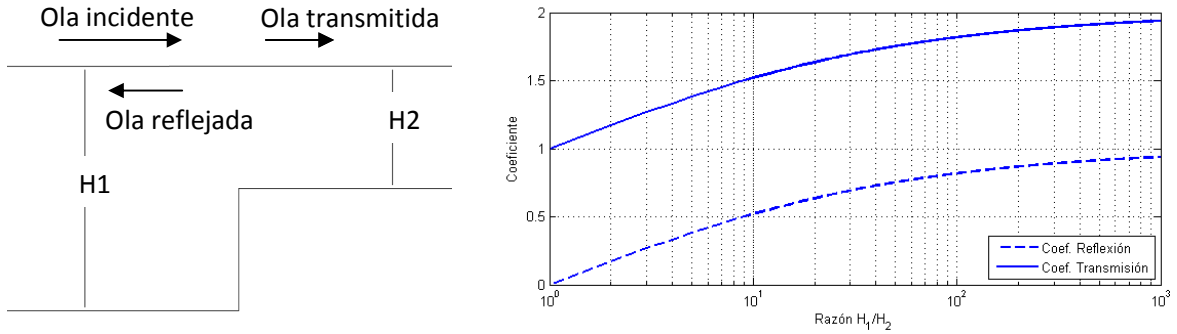


Figura 3. Izquierda: Representación esquemática de un cambio batimétrico tipo escalón de una profundidad constante H1 a otra profundidad menor H2. Derecha: Variación de los coeficientes de Transmisión, T, y reflexión, R, en función de la razón de profundidades para el caso de cambio de batimetría tipo escalón.

El caso de una onda que incide de manera oblicua es analizado detalladamente en el trabajo de Mofjeld *et al* (2000), el cual aplica la ley de refracción de Snell para calcular la dirección de la onda transmitida en función del ángulo de incidencia y la relación entre las profundidades H1 y H2 (Ver Figura 4-izquierda), esta ecuación es de la forma

$$\varphi_1 = \arcsin\left(\varphi_0 \sqrt{\frac{H_1}{H_2}}\right) \quad (3)$$

De donde se deduce que una onda transmitida cambia su dirección haciéndose más perpendicular al cambio batimétrico cuando la onda se propaga desde aguas profundas. Mofjeld *et al* (2000) también analizó la influencia del ángulo crítico de incidencia, pues este ángulo define si la onda es reflejada completamente o si existe una fracción de ella que es transmitida y refractada a través del escalón. La expresión propuesta para calcular el ángulo crítico es de la forma

$$\varphi_{0_Crit} = \arcsin\left(\sqrt{\frac{H_2}{H_1}}\right) \quad (4)$$

La Figura 4-derecha muestra la variación del ángulo crítico de incidencia en función de las profundidades H1 y H2. Se observa que este ángulo decrece rápidamente a medida que la razón H1/H2 aumenta. Lo que significa que mientras más grande es la diferencia de profundidades, menor es el ángulo con que la onda debe incidir para que exista transmisión,

de lo contrario, la onda será completamente reflejada. Por lo tanto, si una onda de tsunami incide con un ángulo mayor al crítico, podría reflejarse continuamente al interior del cañón comportándose como una onda atrapada hasta llegar a la costa.

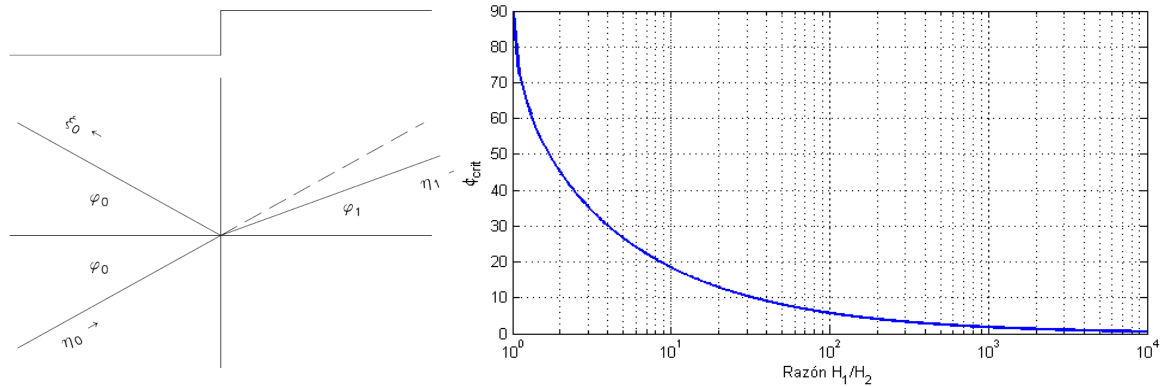


Figura 4. Izquierda: Diagrama esquemático indicando el ángulo de la onda reflejada (ϕ_0) y la onda transmitida que además sufre refracción (ϕ_1) cuando una onda de tsunami incide de manera oblicua en un cambio batimétrico tipo escalón (Mofjeld *et al*, 2000). Derecha: Variación del ángulo crítico de incidencia en función de la razón de las profundidades H_1/H_2

3. METODOLOGIA

Para la topografía se utilizaron datos LIDAR con una resolución de 2.5m referidos al nivel medio del mar, mientras que la batimetría de toda la zona de estudio, se construyó a partir de tres fuentes de datos, éstas son GEBCO con resolución 30", Cartas náuticas n°6120 y 6110, y datos propios recolectados mediante equipo ecosonda en la zona costera entre la desembocadura del Río Biobío y Punta Puchoco en Coronel.

Las modelaciones numéricas se realizaron mediante el código TUNAMI, el cual se basa en la teoría lineal de onda larga sin fricción de fondo en profundidades donde los efectos de aceleración convectiva y fricción de fondo son poco significativos en comparación con las fuerzas gravitacionales que gobiernan el fenómeno (Imamura *et al*, 2006). Sin embargo, para profundidades menores se utiliza la teoría no lineal de aguas someras con fricción cuadrática y advección de momentum, que corresponde a una integración en la vertical, considerando que la resistencia de fondo marino se evalúa mediante el coeficiente de resistencia de Manning (Imamura *et al*, 2006).

La integración numérica se realiza utilizando un sistema de coordenadas ortogonales, donde se propone un esquema de cuatro mallas anidadas con diferente resolución espacial. El algoritmo permite calcular la desnivelación instantánea y el flujo en dos dimensiones mutuamente ortogonales, de acuerdo a la profundidad de cada nodo. Las 4 mallas utilizadas en este trabajo son de 81", 27", 9" y 3" de resolución, que corresponden a las mallas A, B, C, y D, respectivamente. La Figura 5 muestra las mallas B, C y D utilizadas en las modelaciones. Las dimensiones y posiciones de las mallas fueron seleccionadas tal que el número de Courant definido como $Cr = \sqrt{gh_{max}}(dt/dx)$ satisfaga la condición $Cr < 0.7$, pues

valores mayores generaron inestabilidades del modelo. En la ecuación anterior, h_{\max} es la máxima profundidad de cada malla, $dt=1s$ es el paso de tiempo para la integración numérica y dx representa el espaciado de cada malla.

En este estudio se analiza la propagación de los tsunamis generados en los eventos de 1960 y 2010 solamente. En general, para modelar de manera precisa un tsunami, se requiere información sobre la distribución y magnitud del desplazamiento generado por el sismo (Kundu, 2007), el que no ocurre de manera uniforme en toda la superficie de la zona de ruptura. Estos modelos de ruptura se construyen a partir de inversión de datos de ondas sísmicas y ondas del tsunami (Satake y Kanamori, 1990). Para el evento de 2010 se utilizó el modelo propuesto por Delouis *et al* (2010), con el cual se obtiene una condición inicial que representa adecuadamente el descenso inicial del nivel del mar y llegada de la primeras olas registradas en el mareógrafo de Talcahuano y observaciones visuales de las siguientes (Aránguiz, 2010), mientras que para el evento de 1960, se utiliza el modelo propuesto por Barrientos y Ward (1990). Si bien no se realizó una validación de este último escenario, contrastando con mediciones del nivel del mar, este modelo de ruptura se desarrolló a partir de más de un centenar de observaciones y mediciones de campo, además de cálculos de tensión horizontal (Barrientos y Ward, 1990). Sin embargo, sería recomendable realizar validaciones de cada uno de los eventos para investigaciones futuras complementarias a este estudio preliminar. La Figura 6 muestra las deformaciones iniciales obtenidas a partir de los modelos de ruptura.



Figura 5. Representación espacial de las mallas B de 27", C de 9" y D de 3" que se utilizaron de las modelaciones numéricas.

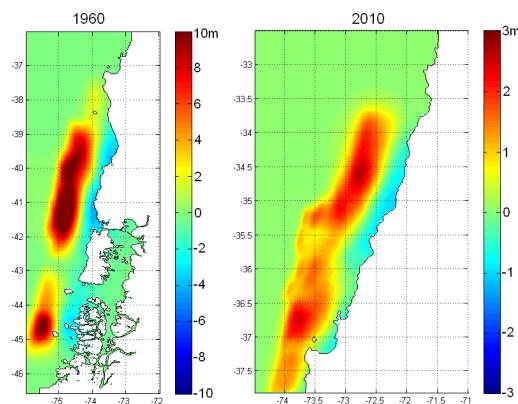


Figura 6. Deformación inicial estática no uniforme utilizada para cada uno de los eventos en estudio, izquierda: evento de 1960, derecha: evento de 2010.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las Figuras 7 y 8 muestran secuencias de imágenes para varios instantes de tiempo generados durante la llegada de la primera onda para los eventos de 1960 y 2010, respectivamente. La superficie coloreada indica la elevación de la superficie del mar, donde el azul denota un descenso y el rojo un aumento respecto al nivel medio del mar. Para una mejor identificación del frente de ola, se han dibujado, también, líneas gruesas de color verde, azul y rojo, indicando las isolíneas de elevaciones 0.5, 1.0, y 1.5m, respectivamente. Además, para identificar de mejor manera la influencia de la batimetría en la propagación de las ondas, se dibujaron líneas de color negro más delgadas representando los veriles de la batimetría, donde la primera línea y más cercana a la costa es la curva 50m, mientras que las demás van desde la 200 a la 1000m de profundidad, cada 200m.

En la Figura 7 se observa que la primera onda ingresa al Golfo de Arauco, y al Cañón del Biobío, unos 40 minutos después de generado el evento de 1960. En este caso, la isolínea 0.5m ya demuestra una refracción producto de la desaceleración del frente de ola en aguas someras, manteniendo una velocidad mayor en la zona del cañón. Algo similar se observa con la isolínea 1.0m en los instantes 45 y 50min, observándose además, una concentración y mayor altura en los costados del cañón. Un aspecto importante de destacar es la trayectoria que siguen las isolíneas en la zona sur del cañón cercano a la costa, las que se propagan prácticamente perpendiculares a la línea de costa en dirección norte-sur. En el instante 61min se observan elevaciones del nivel del mar que superan los 1.5m producto del asomeramiento, sin embargo, estas concentraciones ocurren en los costados norte y sur de la desembocadura del río indicando claramente que la onda se propaga alejándose del cañón, y para el instante 66min, el frente de onda se desplaza en dirección norte-sur con una isolínea perpendicular a la costa.

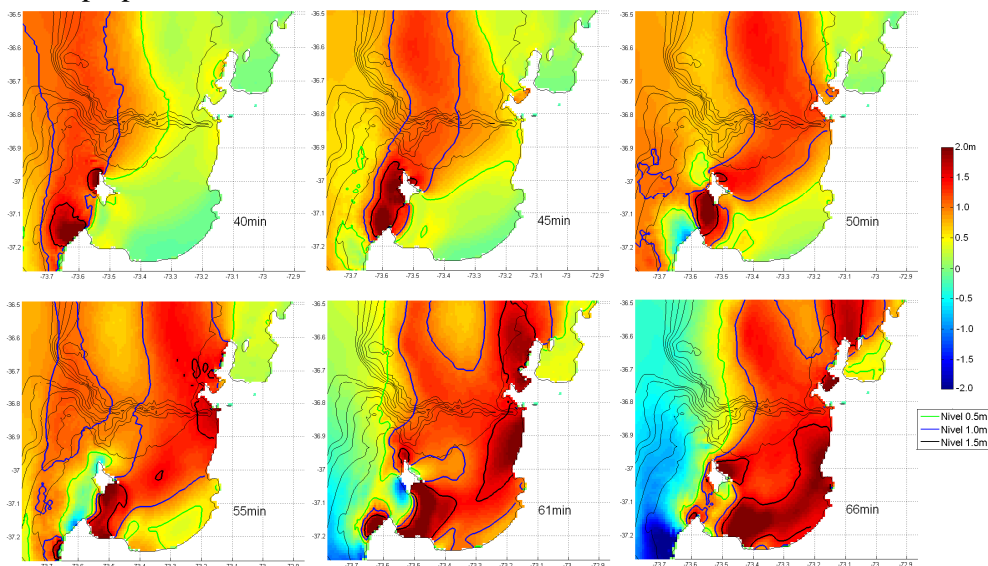


Figura 7. Secuencia de imágenes para diferentes tiempos que muestran la elevación de la superficie del mar para la primera onda del tsunami simulado de 1960. Las líneas gruesas de color verde, azul y negro indican niveles de elevación de 0.5, 1.0 y 1.5m, respectivamente. Las líneas negras más delgadas indican los veriles de la batimetría cada 200m

La Figura 8 muestra un comportamiento similar para el evento de 2010. En el instante 4min después de generado el evento, la onda entra en contacto con el cañón y no se observa cambio importante en su dirección, pues gran parte de la condición inicial se encuentra sobre dicho cañón. Pero en el instante 8min, el modelo numérico muestra un evidente fenómeno de refracción dividiendo el frente de ola en dos partes producto de la desaceleración en los lados norte y sur del cañón, generando dos zonas de concentración con alturas superiores a los 1.5m. En el instante 12min es evidente el fenómeno inducido por la batimetría donde se observa claramente que el frente de ola se dispersa y propaga de manera divergente desde el cañón. Además, tal como en el caso anterior, las isolíneas demuestran una trayectoria en dirección norte-sur a lo largo de la playa hacia el sur del cañón, como se observa en los instantes 12 y 16min. Los instantes 21 y 26min evidencian una concentración de energía producto del asomeramiento, pero que continúa su trayectoria en dirección norte-sur alejándose de la boca del río.

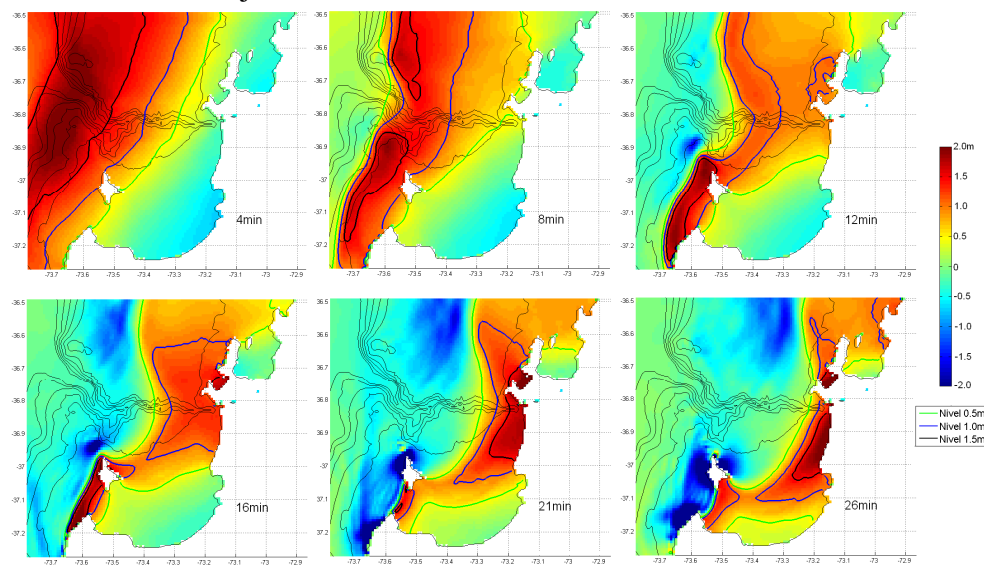


Figura 8. Secuencia de imágenes para diferentes tiempos que muestran la elevación de la superficie del mar para la primera onda del tsunami simulado de 2010. Las líneas gruesas de color verde, azul y negro indican niveles de elevación de 0.5, 1.0 y 1.5m, respectivamente. Las líneas negras más delgadas indican los veriles de la batimetría cada 200m

En contraposición a los trabajos de Jinadasa (2008) en Sri Lanka e Ioualalen *et al* (2007) en Bangladés, los cuales concluyeron que los cañones submarinos pueden generar efectos amplificadores y mayores alturas de inundación, el Cañón del Biobío evidencia un efecto mitigador. Por lo que es importante analizar la configuración geométrica de estos cañones. En el caso de Sri Lanka, los cañones submarinos son de unos 30km de longitud y 5km de ancho, prácticamente rectos y perpendiculares a la costa, que también es mayoritariamente recta. El cañón frente a Bangladés está ubicado al fondo del Golfo de Bengala, el cual podría estar afectado también por concentraciones debido a la reflexión en las costas de India y Bangladés, y posee unos 150km de largo por unos 25 km de ancho, conformado por dos tramos rectos sin un cambio de dirección importante entre ellos. El Cañón del Biobío, posee una longitud total aproximada de 120km con varios quiebres que lo subdividen en tramos de diferente orientación de anchos aproximados de 10km. La Figura 9 muestra los

tres cañones mencionados, y para efectos de comparación se muestran bajo la misma escala. Por lo tanto, los sucesivos quiebres del cañón podrían estar limitando la concentración de la onda de tsunami al interior del cañón y favoreciendo la transmisión y refracción. Además, la configuración de la costa en la zona de la desembocadura, evita la reflexión y concentración en este sector, a diferencia del Golfo de Bengala.



Figura 9. Izquierda: Cañones submarinos en la costa de Sri Lanka. Centro: Cañón submarino en el Golfo de Bengala frente a Bangladés. Derecha: Cañón submarino en el Golfo de Arauco, Chile.

El comportamiento anterior se explica principalmente por la refracción del frente de onda, sin embargo, se debe analizar también el fenómeno reflexión-transmisión cuando las ondas pasan por los diferentes tramos del cañón. La Figura 10 muestra el cañón del Biobío y los tres tramos principales en forma de zig-zag. La figura muestra también las diferentes profundidades con veriles cada 200m. Las flechas indican la dirección de las ondas incidentes, I, para dos casos, estos son del SW y NW. Se indican también las ondas reflejadas, R, y las transmitidas, T. Esto significa que una onda que se acerca al cañón desde el SW, primero sufre refracción debido al cambio de profundidad en las cercanías de la Isla Santa María, y cuando interactúa con el cañón, se refleja hacia la isla y parte se transmite, pero el ángulo de la onda transmitida será menor al ángulo incidente (ver ec 3), por lo cual la onda se dispersaría. Este fenómeno se aprecia con claridad en la Figura 7 para el instante 45min. De manera similar, la onda sufrirá este efecto cuando interactúe con el tramo 2 del cañón, en este caso la onda transmitida cambiará su dirección alejándose nuevamente del cañón pero en dirección opuesta al caso anterior, tal como se aprecia en la misma Figura 7, pero en el instante 50min. Para el caso de una onda incidente desde el NW, es decir en forma paralela al eje del primer tramo del cañón, el fenómeno predominante y que dispersa la onda incidente será la refracción y cuando la onda pasa por el segundo tramo, sufrirá reflexión de la onda incidente y refracción de la onda transmitida, lo que podría explicar el comportamiento en los instantes 8 y 12min de la Figura 8. Ahora, este fenómeno ocurrirá siempre y cuando el ángulo de incidencia sea menor al ángulo crítico.

La Tabla 1 muestra las profundidades promedio usadas para el cálculo de los ángulos críticos y los coeficientes de reflexión y transmisión cuando la onda que incide perpendicularmente al cañón. Se definió una profundidad $H_2 = 200m$ como valor

representativo, pues en este valor la pendiente del fondo marino cambia abruptamente. Se observa que a mayor profundidad del cañón, menor es el ángulo crítico pero mayor el coeficiente de reflexión, es decir, en las proximidades de la costa, donde las profundidades del cañón son menores, el efecto de la reflexión es del orden del 20% solamente.

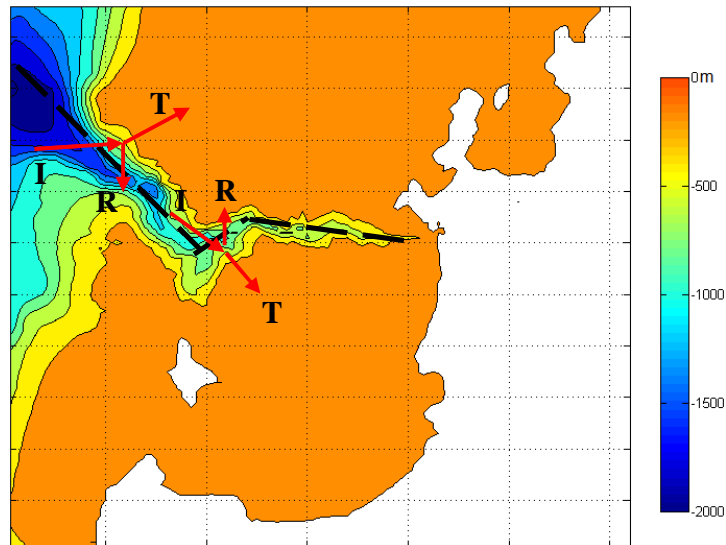


Figura 10. Malla B utilizada en las modelaciones con la batimetría del cañón del Biobío con veriles cada 200m. Las líneas segmentadas representan los ejes de los tramos en que se puede subdividir el cañón. Las flechas indican ondas incidentes, I, reflejadas, R, y transmitidas, T, en dos tramos del cañón.

Tabla 1. Profundidades asociadas a cada tramo del cañón, ángulos críticos de incidencia y coeficientes de Refracción y Transmisión para el caso de ángulo de incidencia nulo.

Tramo	H_1 (m)	H_2 (m)	φ_{0_Crit}	R	T
1	1200	200	24	0.42	1.42
2	700	200	32	0.30	1.30
3	500	200	39	0.23	1.23

Otro fenómeno importante que se puede observar de las Figuras 7 y 8, es que independientemente de la procedencia de la onda, ésta ingresa por la zona más ancha del Golfo de Arauco, producto de la difracción por la isla Santa María y el fenómeno reflexión-transmisión en el cañón, lo que genera que los frentes de ola se propaguen en dirección norte-sur a lo largo de playa en el lado sur de la desembocadura sin generar un impacto directo ni destructivo en la costa, lo que explica los run-ups menores a 1m durante el evento de febrero de 2010, ni en la bahía de Coronel donde sólo se midió una altura de inundación de 3.5m (Quezada *et al*, 2010). Muy por el contrario, la trayectoria de las isolíneas muestran un impacto directo del frente de ola en el lado sur del Golfo de Arauco, donde se encuentran las localidades de Arauco, Tubul y Llico, donde se midieron run-ups de 4.2, 8.4, 13.4m, respectivamente (Fritz *et al*, 2011).

Ahora, para complementar el análisis anterior, se calcularon las áreas de inundación y alturas máximas del nivel del mar para 6 horas de simulación en la zona de la desembocadura del Río Biobío hasta Escuadrón, lo que se muestra en la Figura 11. Con el fin de identificar el cañón y la desembocadura del Río Biobío, se incluyeron líneas segmentadas que representan los veriles cada 50m. Es posible observar que los máximos niveles del mar se alcanzan a los costados del cañón y no en la desembocadura. De esta forma, no hay un ingreso significativo de agua por el cauce del río, y se alcanzan sólo alturas de inundación del orden de los 2m, las cuales se registran principalmente en el lado norte del cauce, lo que es coherente con lo argumentado por Quezada (2000a) y que se debería a la depositación de sedimentos y grandes arenales en la ribera sur del río. Se observa también que no se obtiene una inundación en el sector Escuadrón lo que se debe, primero, a la dirección norte-sur de la onda, y segundo, a la presencia de dunas que alcanzan cotas de hasta 5-6m, demostrando la importancia de esta barrera natural. La Figura 12 muestra el corte transversal A-A indicado en la Figura 11. Se observa nuevamente que la altura máxima de inundación no sobrepasa las dunas costeras, donde la costa en esa zona no excede los 8m de altura.

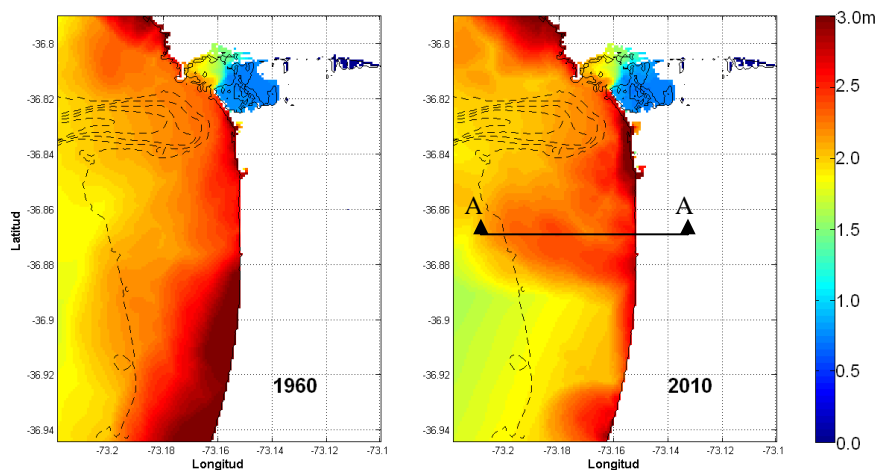


Figura 11. Áreas y alturas de inundación para los eventos de 1960 y 2010. Las líneas segmentadas representan la batimetría con veriles cada 50m.

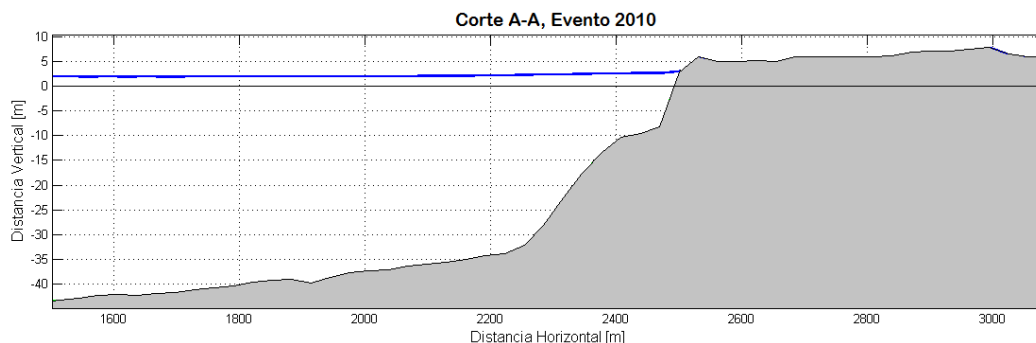


Figura 12. Perfil Transversal A-A indicado en la Figura 10 que muestra el máximo nivel del mar alcanzado para el evento 2010 simulado.

5. CONCLUSIONES

Se estudió mediante modelación numérica el efecto del cañón del Biobío en la propagación de tsunamis. Se simularon los eventos de 1960 y 2010 utilizando deformación estática no uniforme. En general se encontró que el cañón del Biobío puede jugar un rol fundamental en la dispersión de las ondas de tsunami lo que implica un efecto mitigador. Se encontró que la configuración mediante tramos en forma de zig-zig es el principal responsable del fenómeno de reflexión-transmisión de las ondas, a pesar de las grandes profundidades, pues se calcularon bajos coeficientes de reflexión los cuales facilitan la transmisión y refracción de las ondas. Se observó también que el asomeramiento en las cercanías de la costa, se ve disminuido producto de la refracción. Lo anterior, sumado al efecto de difracción inducido por la isla Santa María, genera un cambio de dirección de las ondas, tal que se desplazan en dirección norte-sur paralelo a la costa, sin generar inundación de gran magnitud, donde la zona de dunas protege aun más la costa, lo que ratifica la importancia de preservar estos sistemas dunarios. Finalmente, es importante considerar que el estudio realizado en este trabajo se basó en modelos numéricos que poseen simplificaciones, por lo que sería recomendable complementar estos resultados con modelos hidrodinámicos de inundación más complejos y modelaciones físicas a escala del cañón.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada en su totalidad por la Dirección de Investigación de la Universidad Católica de la Santísima Concepción a través del Proyecto Interno de Investigación DIN-13-2011.

REFERENCIAS

- Aránguiz, R., (2010), Modelación numérica del tsunami 2010 en la Bahía de Concepción usando deformación estática no uniforme. Revista Obras y Proyectos. Ed 8 p 10-18
- Barrientos, S. y Ward, (1990) S. The 1960, Chile earthquake: Inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 1990, N° 103, p. 589-598.
- Delouis, B., Nocquet, J., Valeé, M., (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw=8.8 Maule Earthquake, central, Chile, from static and high-rate GPS, InSAR and teleseismic data. *Geophysical Research Letters* 37, L17305.
- Didenkulova, I., y Pelinovsky, R., (2011), Run ups of tsunami waves in U shapes bays. *Pure Appl. Geophys.* 168, 1239-1249.
- Fritz, H. M., Petroff, C. M., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S., Meneses, G., Valderas, C., Ebeling, C., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Dominguez, J. C., Synolakis, C. E., (2011), Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. *Pure Appl. Geophys.* Springer Basel.
- Goring, D. G., (1978), Tsunamis: The propagation of long waves onto a shelf. Thesis for Degree of Doctor of Philosophy, California Institute of Technology, Pasadena, California.

Imamura, F., Yalciner, A., Ozyurt, G., (2006), Tsunami Modelling Manual, TUNAMI model. IOC Manuals and Guides N°30 IUGG/IOC TIME PROJECT.

Ioualalen, M., Pelynovsky, E., Asavanant, J., Lipikorn, R., Deschamps, A., (2007), On the weak impact of the 26 Indian Ocean tsunami on the Bangladesh coast. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 141–147.

Jinadasa, S.U.P (2008), Interaction of Tsunami wave propagation with coastal bathymetry and geomorphology; a case study in Sri Lanka, General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) Science day 2008, Japan Coast Guard, Tokyo, Japan.

Kundu, A. (2007): *Tsunami and Nonlinear Waves*, Springer Science+Business Media.

Levin, B., Nosov, M. (2009): *Physics of Tsunami*, Springer Science+Business Media.

Mofjeld, H. O., Titov, V. V., Gonzalez, F. I., Newman, J. C., (2000), Analytic Theory of Tsunami Wave Scattering in the Open Ocean with Application to the North Pacific. NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-116.

Murata, S., Imamura, F., Katoh, K., Kawata, Y., Takahashi, S., Takayama, T., (2010): *Tsunami: To survive from tsunami*, Advanced Series on Ocean Engineering-Vol 32.

Okada, Y., (1985), Surface Deformation of Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, [4], 1135-1154.

Pelinovsky, E., Choi, B., Talipova, T., Woo, S., Kim, Dong., (2010), Solitary wave transformation on the underwater step: Asymptotic theory and numerical experiment. *Applied mathematics and computation* 217, 2010, 1704-1718.

Quezada, J., Jaque, E., Belmonte, A., Fernández, A., Martínez, C., (2010), The third tsunami wave in Biobio Region bays during the Chilean 27th February 2010 earthquake., American Geophysical Union Chapman Conference, Valparaiso, Viña del Mar and Valdivia, Chile. 14-24 de Mayo 2010.

Quezada, J., (2000a), Peligrosidad de Tsunamis en la zona de Concepción. Congreso Chileno n° 10, Actas:92-96, Puerto Varas.

Quezada, J., (2000b), Visión General de los Riesgos Geológicos en la Comuna de San Pedro de la Paz, Chile Centro Sur. Congreso Chileno n° 10, Puerto Varas.

Satake, K., Kanamori, H., (1990), Use of Tsunami Waveforms for Earthquake Source Study. *Natural Hazards* 4: 193-208.

Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., Melnick, D., (2011), Coastal uplift and tsunami effects asociated to the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Central Chile. *Andean Geology* 38 (1):219-238.