

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

XX CONGRESO CHILENO DE HIDRÁULICA

EFFECTO DE LA ISLA SANTA MARÍA EN LA INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN LA BAHÍA DE CORONEL, REGIÓN DEL BIOBIO

MIGUEL JIMÉNEZ¹
RAFAEL ARÁNGUIZ²

RESUMEN

El presente trabajo estudia de manera general el efecto que tiene la isla Santa María en la propagación e inundación por tsunami en la localidad de Coronel. Para ello se consideraron dos escenarios, uno con la batimetría real del Golfo de Arauco y otro donde se eliminó por completo la presencia de la Isla Santa María, editando la topobatimetría en esta zona. Mediante el modelo numérico TUNAMI-N se simularon los eventos de 1835, 1960 y 2010 para ambos escenarios, para ello se utilizaron mallas de resolución 81", 27", 9", 3". Se obtuvieron resultados del tiempo de arribo de las ondas, variación del nivel del mar, zonas de inundación y alturas de inundación. Los resultados muestran que la isla tiene variados efectos en la localidad en estudio, siendo lo más importante el retraso en la llegada al borde costero de los frentes de ola. En cuanto a las alturas de olas, zonas de inundación y alturas de inundación, se concluye, además, que dependiendo del origen del evento (Sur o Norte) puede haber efectos tanto positivos como negativos, pero que no presentan cambios significativos. Sin embargo, se observa una clara influencia del cañón del Biobío en la propagación de los tsunamis lo cual incide directamente en la dirección de los frentes de onda y posterior inundación por tsunami.

¹Ingeniero Civil, titulado de la Universidad Católica de la Ssma. Concepción - e-mail: majimenez@ing.ucsc.cl

² Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Ssma Concepción – e-mail: raranguiz@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

El peligro de inundación por tsunami está y estará siempre presente para los habitantes de las zonas costeras de Chile, es por eso que nace la necesidad de saber más sobre estos sucesos y su comportamiento en el borde costero, ya que se quiera o no los tsunamis en Chile tienden a aparecer de manera cíclica en cuanto a su magnitud y periodicidad (Nanayama et al. 2003).

El Golfo de Arauco está ubicado entre los paralelos 37° 10' y 36° 45' de latitud Sur. Es un área semicerrada que tiene como límites Punta Lavapíe al Sur, en la comuna de Arauco y la Península de Hualpén al Norte en la comuna del mismo nombre. En su extremo occidental se encuentra ubicada la Isla Santa María, pieza muy importante para este estudio, ya que al final de esta investigación se determinará si ésta tiene efectos y consecuencias, tanto positivas como negativas, en la propagación de tsunamis.

Debido al reciente terremoto del 27 de Febrero del 2010 y al posterior tsunami que afectó a la costa de la región del Biobío, se midió una altura de inundación de sólo 3.5m en Coronel (Quezada *et al*, 2010), mientras que en otras localidades del Golfo de Arauco tales como Arauco, Tubul y Llico, se midieron run-ups de 4.2, 8.4, 13.4m, respectivamente (Fritz *et al*, 2011), lo que hace pensar en un posible efecto mitigador por parte de la isla en el caso de la Bahía de Coronel.

A lo largo de la historia, se han registrado varios eventos que han afectado la Región del Biobío (Aránguiz et al, 2011) y en particular al Golfo de Arauco, por esta razón se investiga la influencia de la isla Santa María en la propagación de un tren de olas generadas por los sucesos de 1835, 1960 y 2010. En la primera parte se describe la metodología utilizada y los eventos considerados para las simulaciones. Posteriormente se presentan los principales resultados obtenidos y las conclusiones.

2. METODOLOGÍA

Para la realización de las simulaciones se debió previamente contar con datos de batimetrías y topografías de la zona en estudio. Los datos topográficos son datos LIDAR, con curvas de nivel cada 2.5 metros, mientras que las batimetrías se obtuvieron de las cartas náuticas digitales del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, SHOA, y de la base de datos GEBCO, los cuales se procesaron y se editaron. En seguida se definen las mallas, con la topografía y batimetría corregida. Al tener las mallas definidas se ingresan las condiciones iniciales correspondiente a cada evento.

Luego de tener todo lo necesario, esto es, datos y archivos topobatimétricos completos, se procedió en el siguiente orden estructurado.

- Se define la localidad en estudio, se escogió la bahía de Coronel.
- Se definieron 3 eventos históricos a modelar, estos son los eventos de 1835, 1960 y 2010.

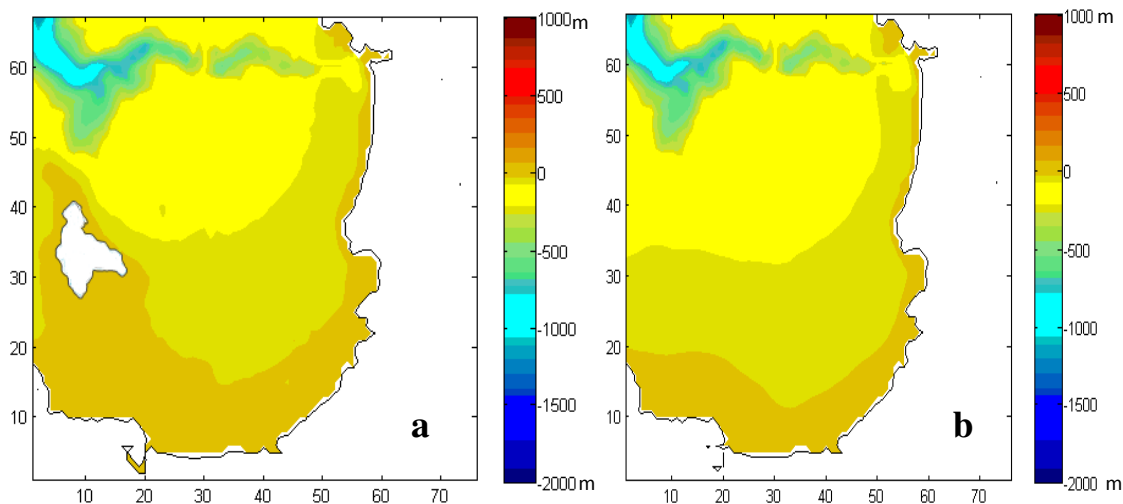
- Se definieron las mallas de distinta resolución espacial, de 81", 27", 9", 3"
- Se aplicó el modelo TUNAMI-N para propagar los eventos en la zona en estudio.
- De los resultados se compararán altura de olas, tiempos de arribo y áreas de inundación.

El TUNAMI-N es un modelo numérico no lineal creado por la Universidad de Tohoku (Japón) como parte del proyecto TIME (Tsunami Inundation Modeling Exchange) y es utilizado para modelar el proceso de generación, propagación e inundación de tsunamis sobre un dominio de integración que incluye la zona de generación del terremoto y el continente (Imamura et al 2006). El cálculo se realiza utilizando un sistema de coordenadas ortogonales, donde se propone un esquema de cuatro mallas anidadas con diferente resolución espacial, en cuyos nodos se resuelven las ecuaciones de la mecánica del oleaje.

La metodología de simulación numérica se basa en los siguientes aspectos:

- La condición inicial de tsunami se determina empleando el modelo de Mansinha y Smylie (1971) que supone una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la deformación vertical del lecho marino.
- La propagación del tsunami, desde la zona de generación hasta la costa, se simula con el método de Goto y Ogawa (1982), que consiste en la integración numérica de las ecuaciones de la mecánica de oleaje en aguas someras utilizando un algoritmo en diferencias finitas llamado "salto de rana" (*Leap frog*).

A continuación se muestran en la Figura 1 los dos escenarios, mostrando una comparación de los datos topográficos y batimétricos, con los cuales se trabajará en las simulaciones, se observa la figura (a) la presencia de la isla Santa María, mientras que en la figura (b) no existe registro de la isla. Se observa, también, la presencia del Gran Cañón del Biobío con más de 1000 metros de profundidad.



Figuras 1: (a): Topobatemetría original del Golfo de Arauco. (b): Topobatemetría editada, sin la isla Santa. María (Fuente: Elaboración Propia).

Es importante señalar que para realizar las modelaciones no se consideró el efecto de la marea ni deformaciones cosísmicas, ya que la finalidad de la investigación es concluir sobre los efectos de la isla ante la llegada de un tsunami, por ello se modelan los eventos bajo las mismas condiciones, fijando el cero en el NMM (nivel medio del mar). Para ello se corrigieron las batimetrías de las cartas náuticas, mediante resultados de análisis armónicos de mareas realizados con anterioridad, de este modo, pudo acoplar la batimetría con la topografía.

Para la simulación numérica se utilizaron 4 mallas anidadas, todas de distintas resoluciones, esto es 81" ~2500 m, 27"~833 m, 9"~277 m y 3" ~ 93 m, las cuales corresponden a la malla A, B, C y D, respectivamente. La malla A fue obtenida de la base de datos de GEBCO, mientras que las mallas de mayor detalle se obtuvieron de una combinación de datos proporcionados por cartas náuticas y topografías de datos LIDAR. La Figura 2 muestra las mallas B, C y D utilizadas en las simulaciones.

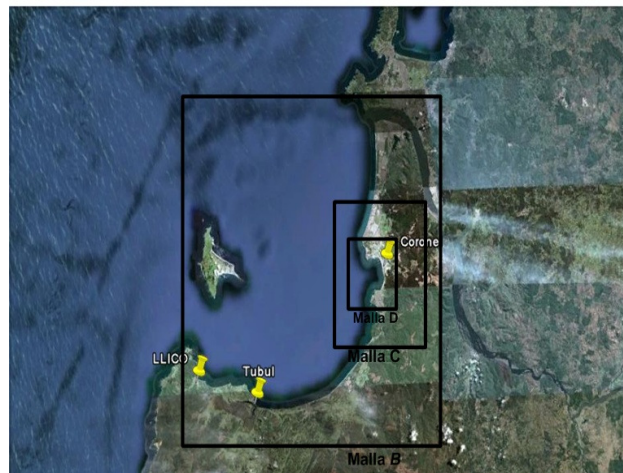


Figura 2: Delimitación de las Mallas B, C y D utilizadas en las simulaciones para la zona de Coronel

Se consideraron tres eventos asociados a los mayores eventos de origen cercano registrados en la historia reciente, los cuales permiten conocer lo más desfavorable en cuanto a propagación e inundación por tsunami en la zona del Golfo de Arauco. Estos eventos son el de 1835 (M_w 8.5), el de 1960 (M_w 9.5) y el reciente tsunami de Febrero del 2010 (M_w 8.8).

Cabe señalar que para el evento de 1835 se utilizó un modelo de ruptura simple, para lo cual se utilizaron los parámetros propuestos por Nishenko (1985), mientras que para los eventos de 1960 y 2010 se utilizaron modelos de ruptura heterogénea. Para generar las deformaciones estática variable, el área de ruptura total se subdivide en varias pequeñas zonas de ruptura, las cuales poseen sus propios parámetros de falla, tales como, ancho, longitud, profundidad, etc., mientras que otros parámetros, como el ángulo de desplazamiento, permanecen constantes (Satake y Kanamori, 1990), (Yamazaki et al 2005). Para el evento de 1960 se utilizan los parámetros sísmicos definidos por Barrientos y Ward (1990), mientras que para el evento de 2010 se utilizan los parámetros definidos por Delouis et al (2010). Lamentablemente no existen estaciones mareográficas al interior del Golfo de Arauco que permitan comparar las simulaciones con mediciones reales. Sin

embargo, el evento de 2010 generado por el modelo de ruptura de Delouis et al (2010) se comparó con el mareógrafo de Talcahuano, el cual muestra un buen ajuste con el descenso inicial del nivel del mar, la llegada de la dos primeras olas registradas y observaciones visuales de las siguientes (Aránguiz, 2010). Las condiciones iniciales de los 3 eventos se muestran en la Figura 3.

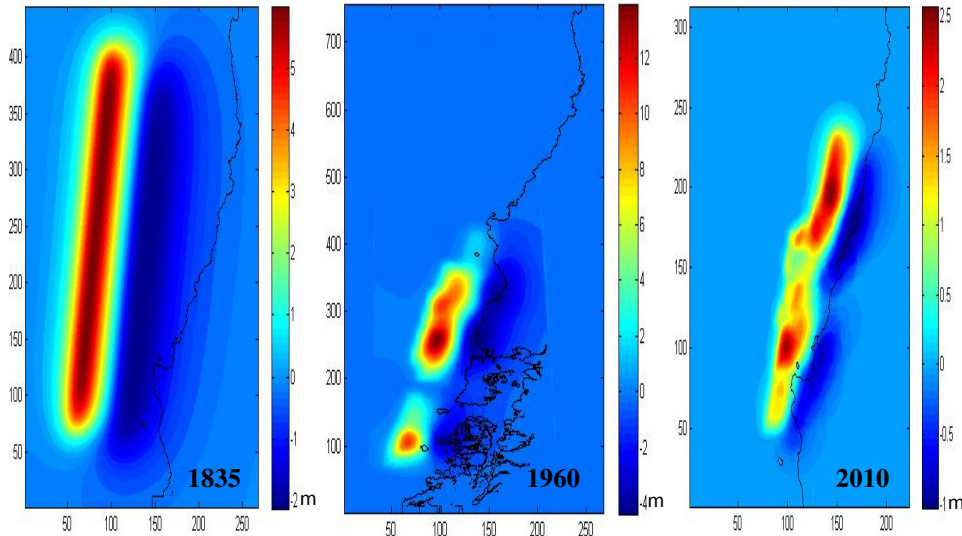


Figura 3: Condiciones iniciales de los tres eventos simulados, 1835, 1960 y 2010.

Para obtener las series de tiempo correspondientes a la variación del nivel del mar se definen 4 mareógrafos virtuales, tal que se puede obtener las alturas de ola y los tiempos de llegada a la bahía de Coronel. La Figura 4 muestra los puntos donde están ubicados los 4 mareógrafos sintéticos, los cuales se ubicaron de forma estratégica, por ejemplo el ubicado en la coordenada (10,60) que se dispuso de tal forma de visualizar la altura de ola a la entrada de la bahía, en tanto que el ubicado en la coordenada (50,70), que está ubicado en la costa de Coronel.

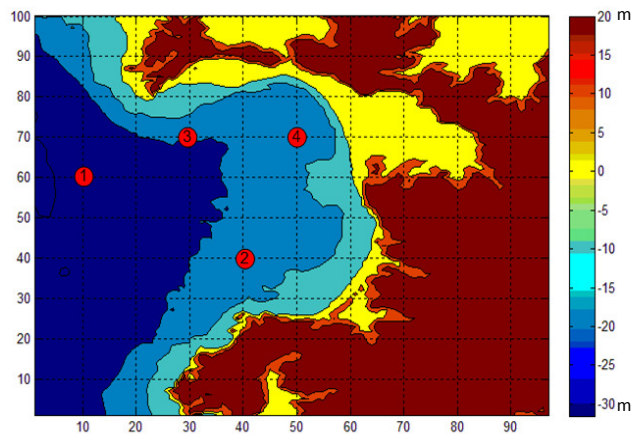


Figura 4: Malla D en Coronel con los mareógrafos sintéticos (Puntos rojos enumerados).

A continuación en la siguiente tabla se muestran las coordenadas exactas donde están ubicados los mareogramas, además de la profundidad del mar en esa coordenada, con la cual se puede estimar la velocidad o celeridad de la ola, según la ecuación 1.

$$c = \sqrt{gh} \tag{1}$$

Tabla 1: Coordenadas de los mareogramas virtuales y velocidades de ola para Coronel

mareógrafo	Latitud(°)	Longitud(°)	Profundidad del mar (m)	velocidad de propagación (km/h)
1	-37° 2' 27.59"	-73° 10' 51.59"	28,10	59,8
2	-37° 3' 39.5"	-73° 9' 43.2"	18,15	48,0
3	-37° 2' 9.6"	-73° 10' 15.6"	19,40	49,7
4	-37° 2' 9.6"	-73° 9' 10.8"	14,70	43,2

Fuente: Elaboración propia

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este punto solo se mostrarán los registros de los mareógrafos virtuales 1 y 4 los cuales son los considerados los de mayor significancia y los que reflejarán de mejor forma los registros de variación de marea y tiempos de arribo de las olas.

La figura 5 muestra las series de tiempo de los mareógrafos sintéticos y de los tres eventos considerados. Las variaciones del nivel del mar obtenidas con isla y sin isla se muestran mediante líneas azules y rojas, respectivamente. Se observa que para las tres simulaciones no existe mayor diferencia entre los niveles del mar en la primera hora de simulación. Sin embargo, se observa un retraso en la llegada de las demás olas, lo que indica un primer efecto retardador de la Isla Santa María.

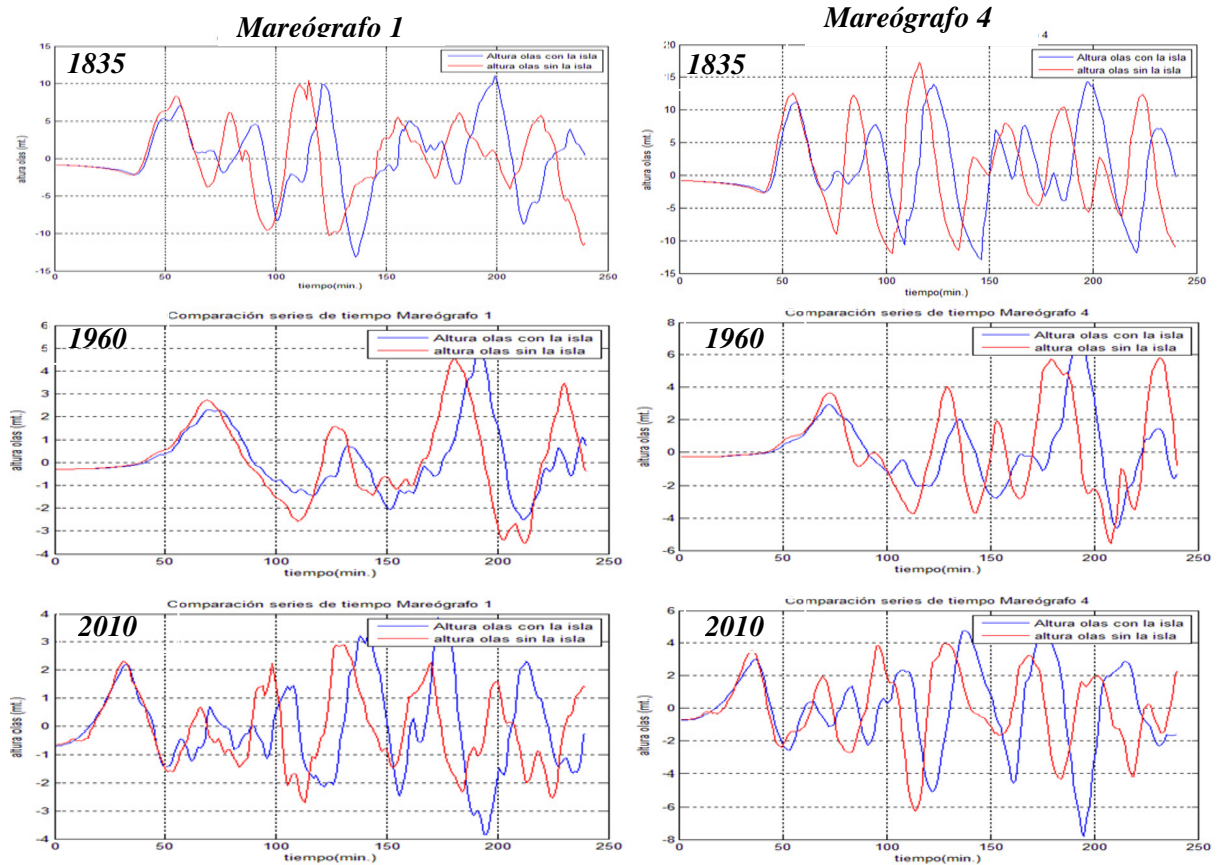


Figura 5: Mareógrafos Virtuales 1 y 4 para la bahía de Coronel, mostrando series de tiempo.

También se observa que las mayores alturas de olas se registraron en el mareógrafo sintético N°4, esto debido a que el mareógrafo está más cerca de la costa, lo que afecta directamente la altura de la ola, ya que al disminuir la profundidad del mar también disminuye la velocidad de la onda, lo que conlleva a que esta energía por pérdida de velocidad se transforme en altura.

Para el tsunami del 2010, se observa una serie de olas de menor altura, entre los 50 y 90 minutos después del inicio del terremoto, lo que no se observa para el caso sin isla, ya que en los primeros 90 minutos se observan solo 3 olas bien definidas. Por lo tanto, se puede concluir que un segundo efecto de la isla es la reflexión al interior del Golfo de Arauco. Lo anterior puede relacionarse con las mayores alturas observadas en el evento de 2010 para el caso con isla, donde el efecto atenuador generado en los eventos anteriores ya no es tan relevante, y la oscilación dentro del Golfo puede tomar un rol más importante. Este hecho se relaciona también con la procedencia del evento, es decir, un evento ocurrido frente (1835) o al sur (1960) de la isla es atenuado por la misma actuando como barrera, mientras que un evento proveniente desde el norte (2010) ingresa directamente al golfo y es incrementado producto de la oscilación. El fenómeno de oscilación al interior del Golfo de Arauco producto del evento de 2010 fue demostrado por Yamazaki y Cheung (2011).

También se deduce de la misma figura la diferencia entre un tsunami de origen más lejano de la zona en estudio como lo es la simulación del evento de 1960, el cual tiene como epicentro la ciudad de Valdivia. Esto se refleja en el tiempo de arribo de la primera ola de importancia a la bahía de Coronel, la cual demora aproximadamente 1 hora y 20 minutos después de iniciado el terremoto, mientras que la primera ola en llegar al borde costero después del inicio del evento del 2010 fue 30 minutos.

La Tabla 1 muestra los tiempos para alcanzar la máxima inundación por la primera ola para los tres eventos. En general, se puede observar que la isla no produce gran diferencia en la primera ola. Diferente es el caso observado en las Tablas 2, 3 y 4, las que muestran la altura máxima de inundación y tiempo de arribo de la tercera ola para los eventos de 1835 y 1960, mientras que para el evento de 2010 se muestra la cuarta ola. En este caso, se registran demoras en torno a los 10 min, ratificando el efecto retardador de la isla Santa María. Es importante destacar que el evento de 1835 muestra una elevación máxima en torno a los 15m en el mareógrafo 4, el cual está ubicado a una profundidad de 14.7m, lo que indica que podría haber un efecto de rompimiento no bien representado por el modelo numérico. Sin embargo, se debe tomar en cuenta también, que para este tipo de olas con una gran longitud de onda, el rompimiento es más bien del tipo “surging” o reflejante, y la altura de ola obtenida se debe principalmente al fenómeno de asomeramiento.

Tabla 2: Tiempos de arribo de la primera ola en Coronel

mareógrafo	1835		1960		2010	
	t (min.)	t* (min.)	t (min.)	t* (min.)	t (min.)	t* (min.)
1	57	55	70	69	32	31
4	57	55	72	72	36	35

Fuente: Elaboración propia, (*) datos para simulación sin isla.

Tabla 3: Altura y tiempos de arribo para la tercera ola del evento 1835 en Coronel

Mareógrafo	Altura de ola		tiempos de arribo	
	H (m)	H^* (m)	t (min.)	t^* (min.)
1	9.8	10.45	122	115
4	13.8	17.29	124	116

Fuente: Elaboración propia, (*) datos para simulación sin isla.

Tabla 4: Altura y tiempos de arribo de la tercera ola del evento de 1960 en Coronel

Mareógrafo	Altura de ola		tiempos de arribo	
	H (m)	H^* (m)	t (min.)	t^* (min.)
1	5.43	4.54	192	181
4	6.55	5.72	194	180

Fuente: Elaboración propia, (*) datos para simulación sin isla.

Tabla 5: Altura y tiempos de arribo de la cuarta ola del evento de 2010 en Coronel

Mareógrafo	Altura de ola		tiempos de arribo	
	H (m)	H^* (m)	t (min.)	t^* (min.)
1	3.32	2.91	143	130
4	4.76	3.97	138	128

Fuente: Elaboración propia, (*) datos para simulación sin isla.

Por lo tanto, como primer efecto de la isla Santa María sobre la propagación de un tsunami se puede señalar el retraso de tiempo en la llegada del tren de olas a la bahía de Coronel, lo que puede ser atribuido al fenómeno de refracción, ya que el tren de olas en presencia de la isla deberán experimentar dos veces este fenómeno, primero al llegar a la isla y segundo al llegar a borde costero de la bahía de Coronel. Cabe recordar que el fenómeno de refracción trae como consecuencia que el tren de olas reduzca su velocidad, disminuya su altura y de cierta forma modifique su dirección de propagación (Murata et al 2010). Se observa también que para un tsunami proveniente del Norte la isla genera mayor perturbación en las olas, que para un tsunami originado en el Sur, esto de acuerdo a los registros, de los cuales se observan 4 olas bien definidas para la simulación del tsunami de 1960, mientras que para los registros de 1835 y 2010 se observan registros con claras perturbaciones.

La Figura 6 muestra imágenes comparativas de dos instantes de tiempo durante la llegada de la primera ola correspondiente al evento de 1835, tanto para el escenario con isla (Figura 1a y 2a) como sin isla (Figura 1b y 2b). En general, se observa que a pesar de la difracción que la isla pueda inducir, no cambia de manera significativa la dirección del frente de ola, pero sí disminuye su celeridad retrasándolo. Esto puede deberse a que el comportamiento del tsunami está influenciado principalmente por la refracción inducida por el Cañón del Biobío en la parte norte del golfo (ver figura 1), y no por la isla. De este modo, las olas tienden a entrar por la boca del golfo, es decir, que las olas que llegan a la bahía de Coronel sin importar su origen, entran generalmente por la zona de la Península de Hualpén, para luego propagarse por el golfo de Norte a Sur.

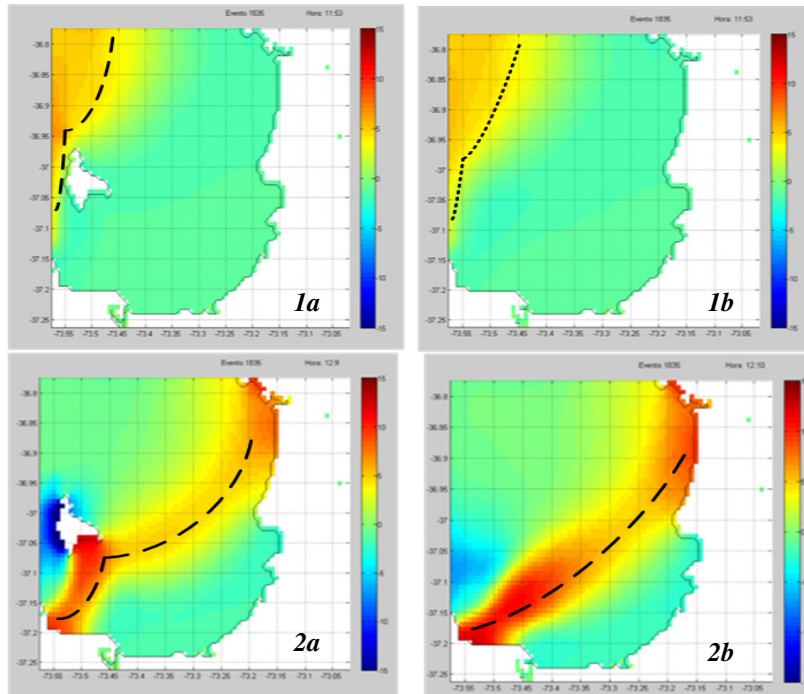


Figura 6: Comparación de la llegada de la 1ª ola al Golfo para el evento de 1835.

Ahora, en la Figura 7 se muestran las zonas de inundación en la Bahía de Coronel para los tres eventos considerados. En general se observa que las áreas de inundación son prácticamente idénticas sin importar la procedencia del evento ni la influencia de la isla. Es importante destacar que la inundación generada por el evento del 2010 no se ajusta adecuadamente a lo ocurrido en la realidad, esto podría deberse principalmente a la calidad de la topografía (curvas cada 2.5m), las condiciones del nivel del mar utilizadas en la simulación y la resolución de las mallas.

Se observa claramente que el evento más severo es el de 1835, el cual entrega las mayores alturas de inundación. De la simulación del tsunami de 1960 en el escenario con isla se observa en la zona superior de la bahía, sector Lo Rojas, una mayor altura de inundación en comparación con el escenario 2. Esta diferencia se puede observar con mayor claridad para el evento de 2010, en donde para el escenario 1 se tienen alturas de inundación que llegan a los 7 metros aproximadamente, mientras que para el caso 2 la mayor altura es de 4 a 5 metros solamente, lo que evidencia un efecto negativo de la isla posiblemente por la oscilación que genera al interior del golfo.

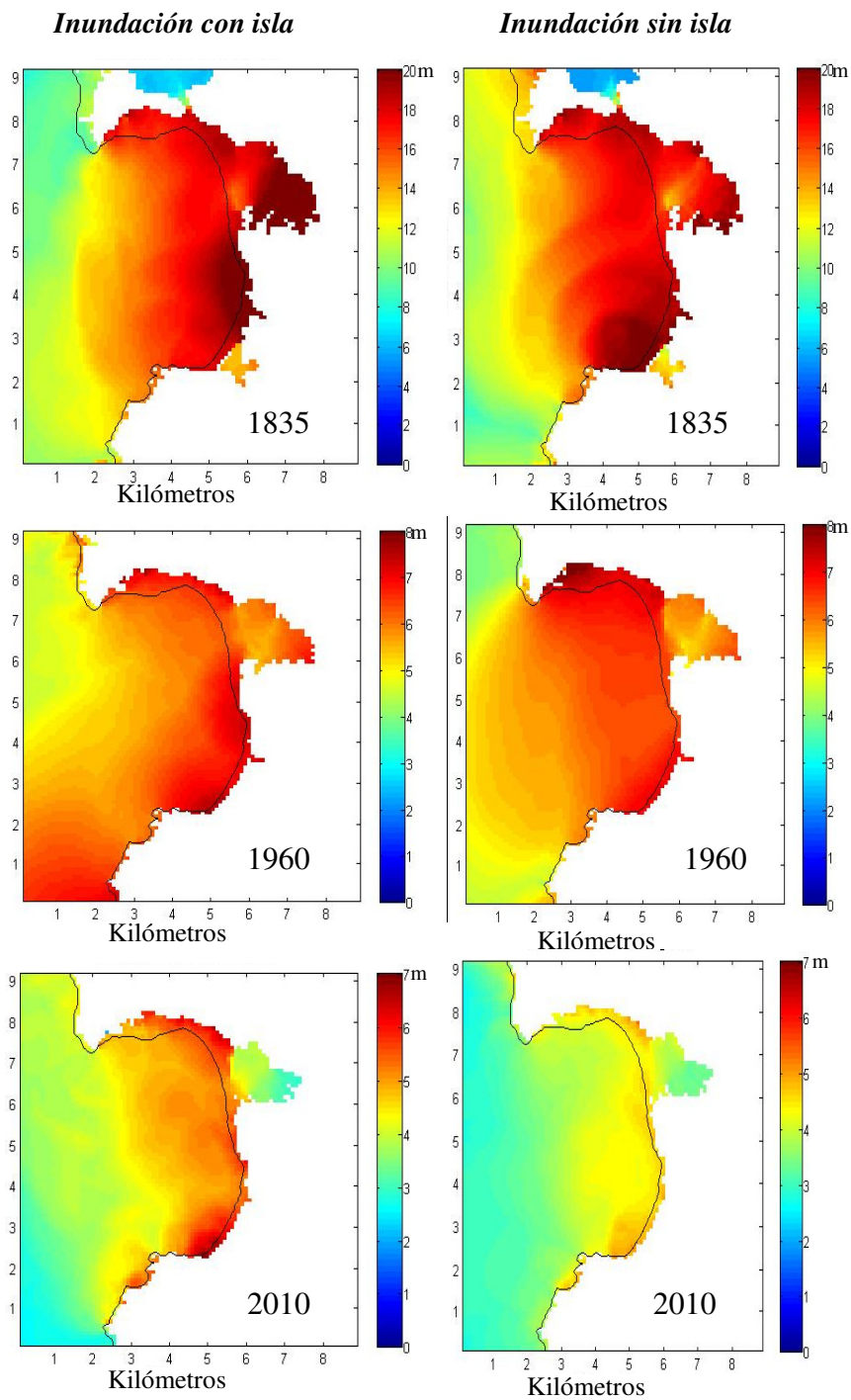


Figura 7: Comparación de alturas y áreas de inundación en Coronel para los 3 eventos simulados.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos mediante el modelo numérico TUNAMI-N mostraron variados efectos de la isla Santa María en la propagación e inundación por tsunami en la Bahía de Coronel.

Como primer efecto de la isla Santa María, se tiene el retraso del tren de las olas, esto se debe principalmente a que el fenómeno de refracción y desaceleración comienza antes, a diferencia del escenario sin isla, donde el tren de olas no se verá afectado por este fenómeno sino hasta llegar al borde costero del Golfo de Arauco. Aun cuando la diferencia de tiempo de llegada de la primera ola no es significativo (1-2min), para la máxima inundación se obtienen diferencias de hasta 10-12min, lo que sería favorable desde el punto de vista del tiempo disponible para la alerta y aplicación de planes de evacuación.

En lo que respecta a altura de olas, no se registran grandes diferencias entre un caso y otro a nivel general. Esto se podría explicar ya que la isla no genera una difracción importante en una onda que pasa a través de la isla, pues el tamaño de ésta es comparativamente menor a la longitud de onda. Además, el fenómeno predominante es la refracción inducida por el cañón del Biobío haciendo que las ondas ingresen por la boca ancha del golfo en dirección NW. Las diferencias puntuales de alturas de olas pueden deberse al fenómeno de oscilación al interior del golfo donde la isla sí tiene un rol importante, tal como se observó en los mareógrafos del evento 2010.

En cuanto a las áreas inundadas, se observa que no existe gran diferencia entre el escenario con isla y sin isla, lo que podría deberse a la calidad de la topografía utilizada y la resolución de la malla de detalle (~90m), por ello se recomienda utilizar mallas de mejor resolución tal que se puede representar de mejor manera la topografía. Sin embargo, sí se observa una diferencia en las alturas de inundación, donde la presencia de la isla incrementa levemente la inundación, lo que se podría explicarse por un fenómeno de oscilación al interior del golfo que es incrementado por la isla.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Centro de Investigación Marítimo Portuario de la Universidad Católica de la Santísima Concepción por los datos topobetímetros suministrados que permitieron realizar este estudio.

BIBLIOGRAFÍA

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

Aránguiz, R, Villagrán, M., Eyzaguirre, G. (2011). Use of trees as a tsunami natural barrier for Concepción, Chile, Journal of Coastal Research, SI 64, pp450-454.

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.

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.

Goto, C.; Y. Ogawa; N. Shuto; F. Imamura (1997). Iugg/oc TIME Project “Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme”, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides N°35 Paris, FR 4 Parts.

Goto, C. & Ogawa, Y. (1982). Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku University.

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

Mansinha L. y Smylie D. (1971). “The Displacement Fields of Inclined Faults”. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 61, N° 5, pp. 1433-1440.

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.

Nanayama F., Stake K., Furukawa R., Shimokawa K., Atwater B., Shigeno K., & Yamaki S., (2003). “Unusually large earthquakes inferred from tsunamis deposits along the Kuril trench”. *Nature*, 2003, N° 424, p 660-663.

Nishenko, S. P. (1985), Seismic potential for large and great interpolate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal. *J. geophys. Res.*, 90, 3589-3615

Quezada, J., Jaque, E., Belmonte, A., Fernández, A., Martínez, C., (2010), *The third tsunami wave in Biobío 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.

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

Yamazaki, Y., Cheung, K., F., (2011), Shelf resonance and impact of the near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, vol. 38, L12605.

Yamazaki, Y., Wei Y., Cheung, K., F., (2006), Forecast of Tsunamis from the Japan-Kuril-Kamchatka Source Region. *Natural Hazards* 38: 411-435