

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

VII SEMINARIO INTERNACIONAL DE INGENIERÍA Y OPERACIÓN PORTUARIA

SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL TSUNAMI DE 1730 EN EL PUERTO DE SAN ANTONIO

RAFAEL ARANGUIZ^{1,3}
MARCO QUIROZ^{2,3}

RESUMEN

San Antonio es uno de los puertos más importantes del país y se ubica en una zona que ha experimentado grandes terremotos tales como el de 1730. El presente trabajo realiza una estimación de la inundación por tsunami debido a un evento de magnitud Mw 8.8, de similares características al de 1730, considerando además, la marea alta en sicigia. Se utiliza el modelo numérico NEOWAVE con 4 mallas anidadas y una resolución máxima de 30 m. Los resultados muestran que la primera onda es la más grande e inunda la zona portuaria antes de 20 min. Además, la máxima profundidad de inundación alcanzaría los 3 m en la zona del puerto, mientras que alcanzaría los 5 m en la zona de las lagunas de Lolleo. Adicionalmente, se observó que las velocidades máximas debido al tsunami en la entrada del puerto podrían alcanzar los 5 m/s, cuando el tsunami se retira.

¹Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Ssma Concepción, raranguiz@ucsc.cl

²Estudiante de Doctorado en Ciencias de la Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, maquiros@uc.cl

³Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN).

1. INTRODUCCIÓN

El terremoto de 1730 parece ser el mayor evento observado en Chile central. Este sismo fue percibido a lo largo de 750-1000 km de costa (Cisternas et al. 2011; Udías et al. 2012). Se estima que tuvo una magnitud entre Mw 8.8 y 9.0 con una longitud de ruptura entre 450 y 550 km de longitud (Lomnitz 1970). El sismo de 1730 generó también un tsunami que fue observado en La Serena, Valparaíso y Concepción (Soloviev, S.L., Go 1975), que se emplazaba en Penco en ese entonces. Gran parte de Valparaíso y Concepción fueron totalmente destruidos por el tsunami. Los eventos que han ocurrido posteriormente en la misma zona de ruptura, tales como el de 1822, 1906 y 1985, han tenido magnitudes inferiores al evento de 1730, por lo que la ocurrencia de un sismo y tsunami de similares características podría repetirse en el futuro.

Por su parte, el Puerto de San Antonio se ubica en la V Región (33.6°S) a unos 3.5 km al norte de la desembocadura del Río Maipo, frente al cañón submarino San Antonio. Este cañón tiene unos 170 km de largo y forma de U en varias secciones y es aparentemente alimentado por sedimentos del Río Maipo (Díaz-Naveas 2010). Desde sus inicios, el puerto ha tenido gran influencia en la morfología de la zona, ya que después de la construcción del molo sur (1911-1918) se modifica el borde costero dando origen a la Laguna de Lolleo (Contreras et al. 2012) debido a la continua sedimentación al sur del puerto. Desde el punto de vista del comportamiento de los tsunamis, el cañón submarino podría jugar un rol importante en la mitigación, ya que el cañón induce efectos de difracción y refracción que disminuyen la amplitud del tsunami frente al mismo (Aránguiz & Shibayama 2013). En la actualidad, San Antonio es el principal puerto de Chile con un área de influencia que abarca principalmente las regiones Metropolitana, Quinta, Sexta, incluso un porcentaje importante del comercio internacional con Argentina se realiza a través de este puerto (<http://www.sanantonioport.cc.cl/>). Por lo tanto, el comportamiento de un tsunami es de gran importancia para preparar planes adecuados de mitigación y continuidad de negocio (BCP).

El Puerto de San Antonio cuenta con una carta de inundación por tsunami que considera un evento como el de 1730 (www.shoa.cl). Sin embargo, no se conoce ni la magnitud ni los parámetros sísmicos del evento utilizado. Además, los mapas de inundación muestran solamente máximas profundidades de flujo, sin indicar tiempos de arribo o velocidades máximas en algunas zonas de interés. El presente trabajo tiene como objetivo realizar un análisis determinístico de un tsunami de similares características al de 1730 en el puerto de San Antonio, tal que se puedan obtener otras variables como series de tiempo, mapas de tiempos de arribo y mapas de velocidades además de los mapas de profundidades de inundación. Para ello se utilizarán parámetros sísmicos que han sido previamente definidos y validados mediante registros históricos del evento en Coquimbo, Valparaíso y Concepción. Es importante destacar que este trabajo no pretende ser un estudio de amenaza de tsunami para San Antonio, pues no incluye probabilidades de ocurrencia o análisis de sensibilidad de parámetros sísmicos, tal como lo haría un enfoque probabilístico (Geist & Parsons 2006; Park & Cox 2016).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Esta sección describe la metodología utilizada para la simulación numérica de un tsunami como el de 1730 en Chile Central. En primer lugar, se define las mallas utilizadas en las simulaciones, el modelo de ruptura del evento de 1730 y luego se describe brevemente el modelo numérico utilizado. Además, se define el nivel de marea utilizado en las simulaciones.

2.1. Mallas de simulación

Se utilizaron 4 mallas anidadas de diferente resolución espacial, esto es 120", 30", 6" y 1" de arco. Estas mallas se construyeron a partir de información proveniente de distintas fuentes tales como: GEBCO, Cartas Náutica y topografía de detalle. La Figura 1 muestra las mallas usadas en las simulaciones. Se puede observar que la malla 4 de 1" de resolución considera desde el Puerto de San Antonio hasta el Río Maipo. En la figura, se indican también los mareógrafos sintéticos utilizados para obtener las series de tiempo, uno en la entrada del puerto (Puerto) y otro frente el molo de abrigo (Molo).

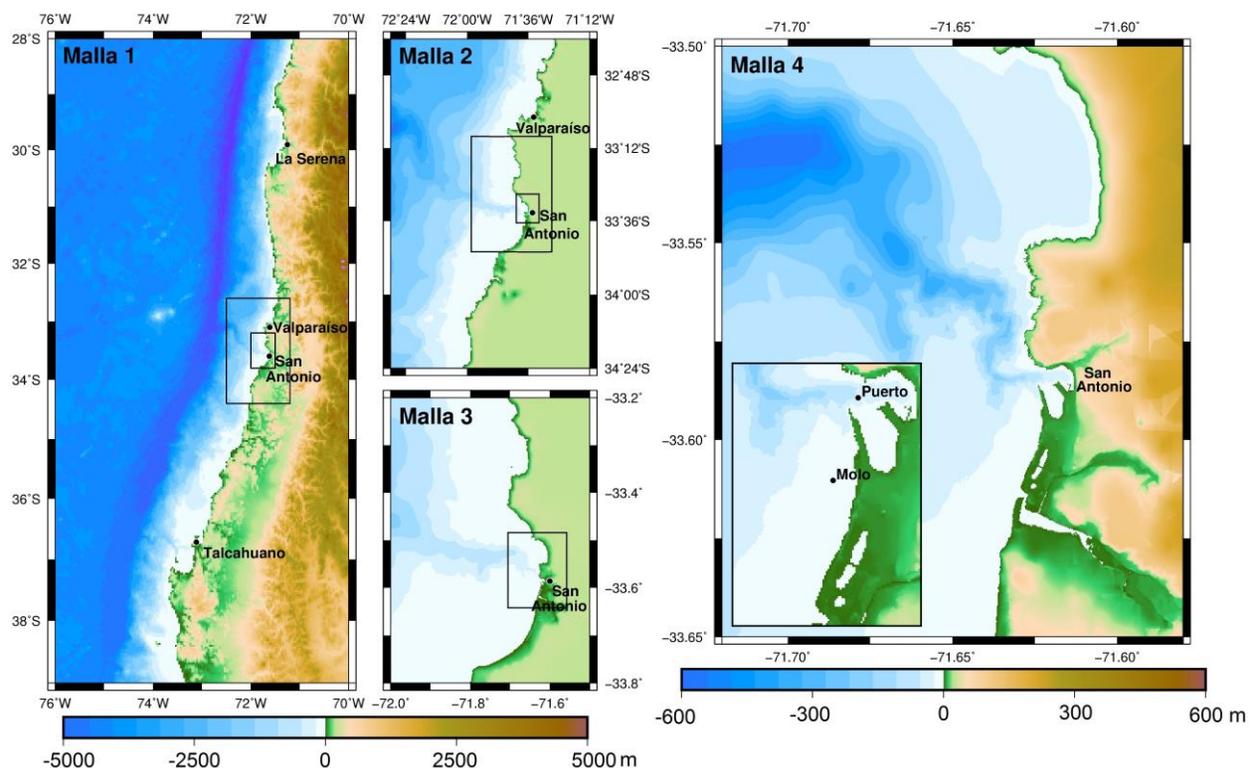


Figura 1. Mallas 1, 2, 3 y 4 de 120", 30", 6" y 1" de arco de resolución, respectivamente.

2.2. Modelo de ruptura y condición inicial del tsunami

El evento de 1730 tuvo una magnitud estimada de M_w 8.8-9.0 (Cisternas et al. 2011; Quiroz et al. 2014; Lomnitz 1970). El presente trabajo considera un evento de magnitud $M_w=8.8$, con una longitud de ruptura de 450 km, un ancho de 120 km y un desplazamiento interplaca uniforme de $D=8.7m$ tal como propone Quiroz et al. (2014). Dada la longitud y características de la fosa a lo largo de la zona de subducción, la fuente sísmica se subdividió en 3 subfallas de igual desplazamiento interplaca. Los parámetros sísmicos usados para la fuente sísmica se muestran en la Tabla 1. Las condiciones iniciales de cada evento se determinaron mediante la formulación de (Okada 1985). Esta formulación entrega una solución analítica para la deformación del lecho marino a partir de los parámetros de la zona de ruptura, esto es, longitud (L), ancho (W), profundidad (h), rumbo (ϕ), manteo (δ), ángulo de desplazamiento (λ) y desplazamiento de la falla (D). En este caso se utilizan parámetros característicos definidos en la literatura para los ángulos de manteo (dip) y desplazamiento (rake) (Quiroz et al. 2014). EL modelo de ruptura del evento y la condición inicial del tsunami se muestran en la Figura 2.

Tabla 1. Modelo de ruptura del evento de 1730 de tres segmentos.

Segmento	L (km)	W(km)	D(m)	$\phi(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$
S1	125	120	8.6	29	18	105
S2	240	120	8.6	14	18	105
S3	110	120	8.6	357	18	105

2.3. Efecto de la marea

La variación de marea en la zona de estudio puede alcanzar rangos de hasta 2 m con una marea alta en sicigia de 1.2m sobre el nivel medio del mar, tal como se observa en la Figura 3. El efecto de la marea se incorpora manualmente en las mallas de simulación. Esto es, se modifica la topobatimetría mediante la suma o resta del nivel de marea deseado, tal que el nivel del mar coincide siempre con el nivel cero del modelo numérico. Posteriormente, los resultados de altura de inundación y series de tiempo son corregidos por el nivel de marea agregado a la topobatimetría. Por restricciones del modelo, se utiliza un nivel de marea constante durante el tiempo de simulación, lo que podría considerarse desfavorable desde el punto de vista del tiempo de arribo de las ondas del tsunami.

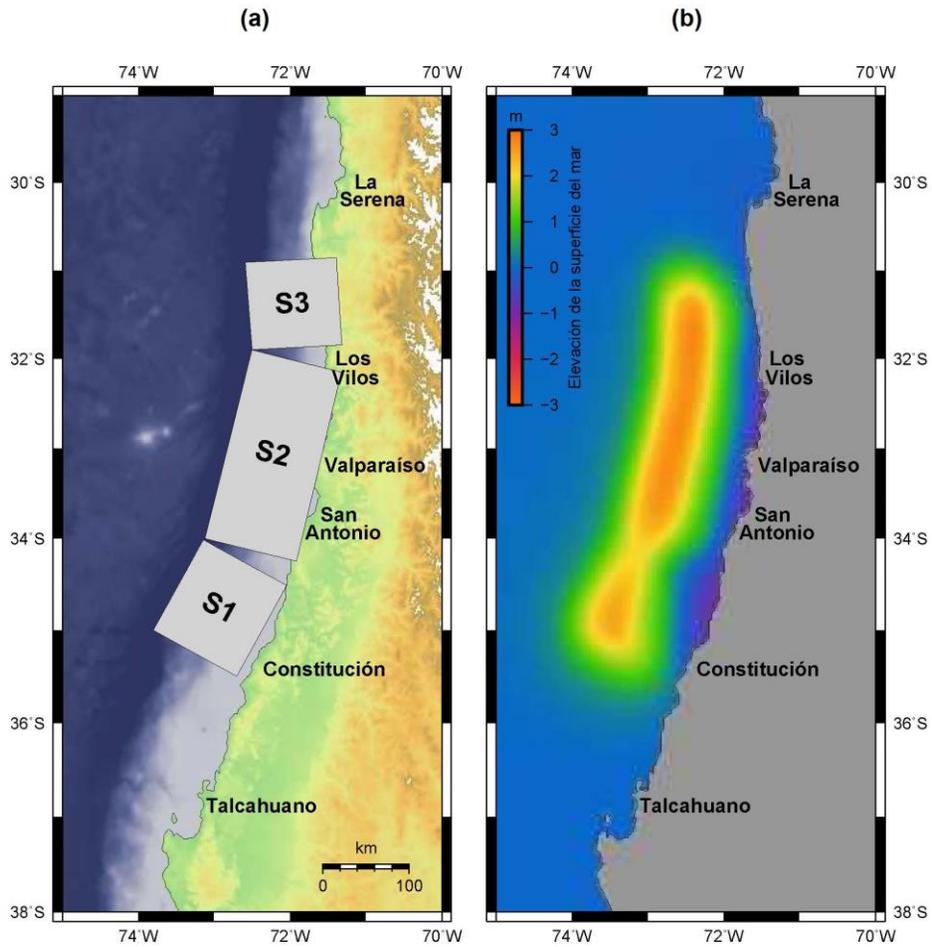


Figura 2. Condición inicial del tsunami generado por un sismo $M_w=8.8$, similar al evento de 1730.

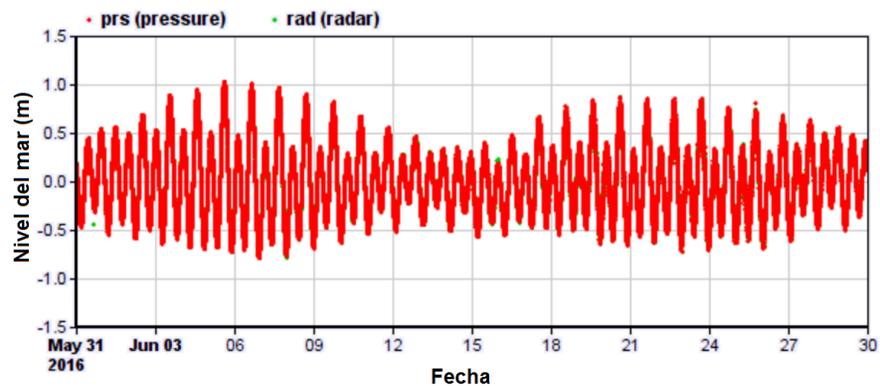


Figura 3. Variación de la marea respecto al NMM en San Antonio para el mes de Junio de 2016 (fuente: <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/station.php?code=sano2>)

2.4. Modelo Numérico

Para estimar el área de inundación por tsunamis, se utilizó el modelo Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVEs, NEOWAVE (Yamazaki et al. 2009; Yamazaki et al. 2011). NEOWAVE es un modelo de diferencias finitas que resuelve las ecuaciones no lineales de aguas someras con una expresión de la velocidad vertical para considerar olas débilmente dispersivas. Además, plantea la ecuación de conservación del momentum tal que el modelo es capaz de representar saltos hidráulicos, por ejemplo.

Las ecuaciones de momentum y de continuidad en los ejes cartesianos x , y , z utilizadas por el modelo son las siguientes:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{11}{2} \frac{\partial q}{\rho \partial x} - \frac{1}{2} \frac{q}{D \rho} \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - h) - n^2 \frac{g}{D^{1/3}} \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho D} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{11}{2} \frac{\partial q}{\rho \partial y} - \frac{1}{2} \frac{q}{D \rho} \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - h) - n^2 \frac{g}{D^{1/3}} \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho D} \quad (2)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{q}{\rho D} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (UD)}{\partial x} + \frac{\partial (VD)}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

Donde ρ es la densidad del agua, g es la aceleración de gravedad, U , V y W son las componentes de velocidad promediadas en la vertical para x , y y z respectivamente. q es la presión no hidrostática en el fondo marino y n es el coeficiente de rugosidad de Manning. D es la profundidad de la columna de agua, que considera tanto la elevación de la superficie libre (ζ) como la profundidad desde el nivel del mar (h). En el presente trabajo se utilizó un coeficiente de rugosidad de Manning de 0.025 en todo el dominio.

3. RESULTADOS

Esta sección entrega los resultados de la simulación numérica mediante mapas de inundación, series de tiempo y mapas de tiempos de arribo.

3.1. Altura de inundación y velocidades máximas

La altura de inundación se define como el máximo nivel de inundación que alcanza el agua medido desde un nivel del mar de referencia, mientras que la profundidad de inundación ó profundidad de flujo se define como la altura de la columna de agua medida desde el nivel de terreno. En el presente estudio se utiliza simplemente el nivel medio del mar tanto para la topografía como alturas de inundación.

La Figura 4 muestra los resultados de velocidades máximas de corriente, alturas de inundación y variación del nivel del mar. En general, es posible observar que las alturas máximas de inundación podrían alcanzar los 7 m (Figura 4-b), llegando incluso hasta los 8 m en el sector de las lagunas de Lolloe. En cuanto a las velocidades, se puede observar que las máximas velocidades se obtienen en la entrada del puerto (5 m/s) y ocurren durante una resaca, es decir, cuando el tsunami se retira una vez completada la inundación (Figura 4-a). Además, la simulación muestra que se alcanzan 4 ondas importantes durante las primeras 3.5 horas, siendo la primera la más grande, la que alcanza el máximo a los 20 min.

3.2. Profundidades de flujo y tiempos de arribo

Para dimensionar de mejor manera el potencial impacto de un tsunami como el de 1730, la Figura 5 muestra las profundidades de inundación y los tiempos de arribo. Con el primer mapa se puede observar cuál es la inundación, sobre la cota de terreno, que experimentaría cada sector del puerto si la inundación máxima ocurriera con marea alta (1.2 m sobre el NMM). Se puede observar que las instalaciones del puerto alcanzan valores de hasta 3 m de profundidad de inundación, los que disminuyen hacia el interior. Mientras que el sector de las lagunas de Lolloe alcanza profundidades de inundación de hasta 5m. Estos resultados son coherentes con otras observaciones en sectores hay presencia de cañones submarinos, tales como en el Río Biobío (Aránguiz & Shibayama 2013) . Por su parte, el mapa de tiempo de arribo (Figura 5-b) muestra el tiempo en que el tsunami inunda un determinado sector. Se puede observar que la inundación de la zona portuaria comienza después de 15 min de ocurrido el sismo y 10 min después la inundación es prácticamente completa. Por lo tanto, cualquier plan de evacuación y/o mitigación debiera considerar tiempos de evacuación menores a 15 min después de ocurrido el sismo.

Al comparar los resultados de la simulación numérica del presente trabajo con los valores entregados en la carta de inundación por tsunami del SHOA (<https://www.google.com/maps/d/viewer?mid=19QMC0avIG4YV3sKQ3DmQIXFI2ml>) es posible observar que el primero entrega profundidades de flujo que son prácticamente la mitad del segundo. Lamentablemente y debido a que los parámetros sísmicos del evento utilizado por el SHOA no están disponibles, no es factible realizar un análisis más detallado de la razón detrás de esos resultados. Las razones podrían ser varias, tales como variabilidad de los modelos numéricos, variabilidad de los parámetros sísmicos o diferentes fuentes topo-batimétricas utilizadas. Por lo tanto, es posible establecer que para realizar un estudio de peligro de inundación por tsunami es recomendable utilizar un enfoque probabilístico y no un sólo evento, ya que se podrían subestimar o sobreestimar las inundaciones máximas. Alternativamente, se podrían utilizar varios eventos de manera determinística y construir el mapa de peligro de inundación como la envolvente de la inundación generada por cada evento, tal como proponer la nueva Guía para la Estimación de Peligro de Inundación por Tsunami (JICA 2016)

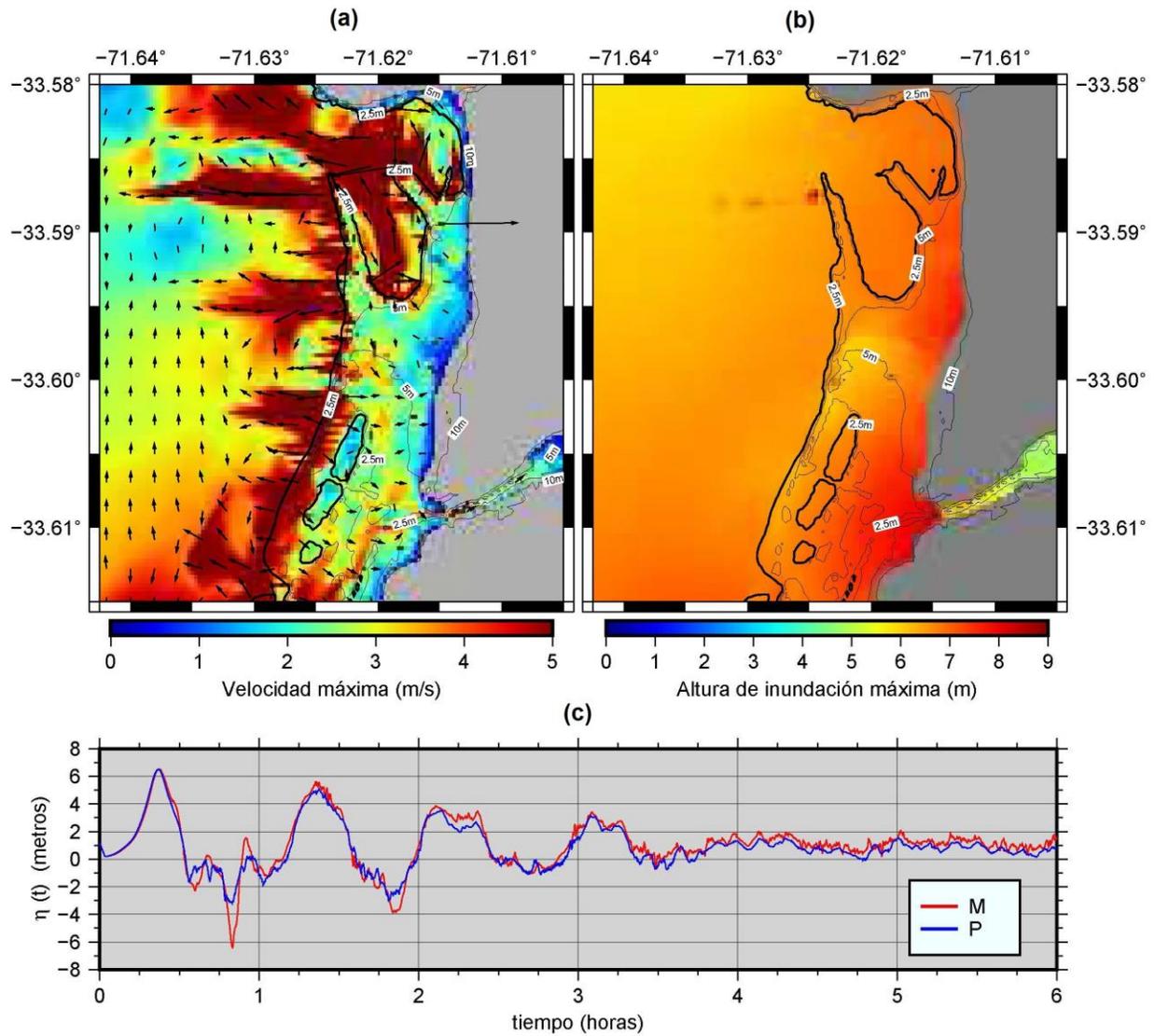


Figura 4. Mapas de inundación. a) velocidades máximas. b) Altura de inundación. c) Series de tiempo para los mareógrafos definidos en la entrada del puerto (P) y frente al molo de abrigo (M)

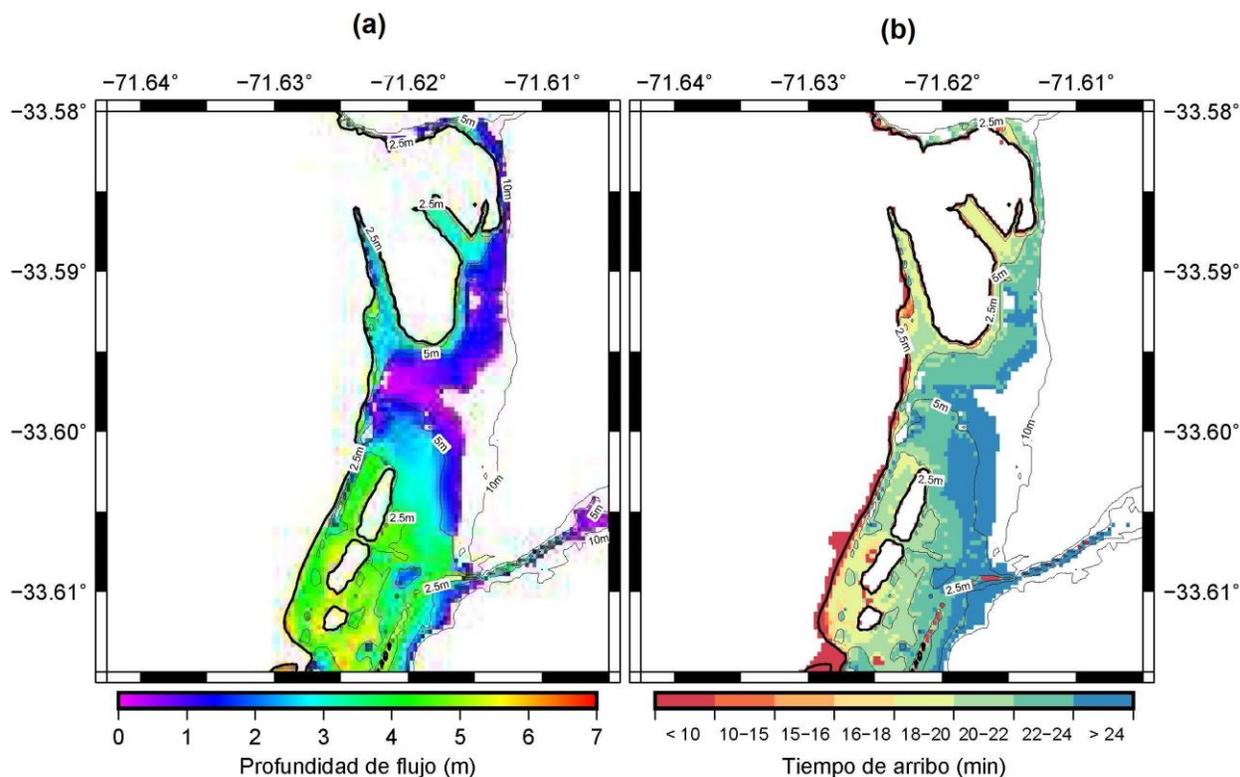


Figura 5. Mapas de inundación. a) Profundidades de flujo. b) Tiempos de arribo de las ondas del tsunami

4. CONCLUSIONES

Se realizó una simulación del tsunami de 1730 en el puerto de San Antonio, usando un enfoque determinístico con parámetros sísmicos validados con registros históricos. Los resultados mostraron que un tsunami como el de 1730 generaría 4 ondas grandes en el puerto, siendo la primera la más grande. La máxima inundación se alcanzaría en unos 20 min, por lo tanto, los planes de evacuación deben considerar vías expeditas tal que los tiempos de evacuación sean breves. Además, se observó que la máxima profundidad de inundación alcanzaría los 3 m en la zona del puerto, la que disminuye hacia el interior, mientras que en el sector de Lolleo se alcanzarían 5 m de profundidad de inundación. Adicionalmente, se observó que las velocidades máximas de corriente debido al tsunami en la entrada del puerto podrían alcanzar los 5 m/s, cuando el tsunami se retira, lo que ocurriría durante la primera media hora después de ocurrido el sismo. Finalmente, es posible concluir que un estudio de peligro de inundación por tsunami debiera considerar un enfoque determinístico con varios eventos, tal que el área de inundación corresponde a la envolvente de todos los eventos, o bien un enfoque probabilístico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a CONICYT por financiamiento aportado a través de los proyectos FONDAP 15110017 y FONDECYT 11140424.

REFERENCIAS

- Aránguiz, R. & Shibayama, T., 2013. Effect of Submarine Canyons on Tsunami Propagation: a Case Study of the Biobio Canyon, Chile. *Coastal Engineering Journal*, 55(4), p.1350016. Available at: <http://www.worldscientific.com/doi/abs/10.1142/S0578563413500162>.
- Cisternas, M. et al., 2011. Terremoto y tsunami de Chile central de 1730: ¿Un gigante o una serie de eventos menores? In *XXXI Congreso de Ciencias del Mar*.
- Contreras, M., Winckler, P. & Urbina, L., 2012. Área de inundación y efectos del tsunami del 27 de febrero de 2010 en la localidad de Lolleo, San Antonio - Chile (33°36.5'S). *Revista geográfica Valparaíso*, 46, pp.69–81.
- Díaz-Naveas, J., 2010. El Margen Continental Chileno. In J. Díaz-Naveas & J. Frutos, eds. *Geología Marina de Chile*. CONA.
- Geist, E.L. & Parsons, T., 2006. Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Natural Hazards*, 37(3), pp.277–314.
- JICA, 2016. *Guía para la Estimación de Peligro de Tsunami*, SATREPS Tsunami.
- Lomnitz, C., 1970. Major Earthquakes and Tsunamis in Chile during the period 1535-1955. *Geol. Rundschau*, 59(3), pp.938–960.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), pp.1135–1154.
- Park, H. & Cox, D.T., 2016. Probabilistic assessment of near-field tsunami hazards: Inundation depth, velocity, momentum flux, arrival time, and duration applied to Seaside, Oregon. *Coastal Engineering*, 117, pp.79–96. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.07.011>.
- Quiroz, M., Aránguiz, R. & Belmonte, A., 2014. Peligro de Tsunami en Chile Central: Modelo de Ruptura del evento de 1730. In *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Santiago de Chile*.
- Soloviev, S.L., Go, C.N., 1975. *A Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean*, Moscow: Nauka Publishing House.
- Udías, A. et al., 2012. The Large Chilean Historical Earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from Contemporary Documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), pp.1639–1653. Available at: <http://www.bssaonline.org/content/102/4/1639.abstract>.
- Yamazaki, Y., Cheung, K.F. & Kowalik, Z., 2011. Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 67(12), pp.2081–2107. Available at: <http://dx.doi.org/10.1002/flid.2485>.
- Yamazaki, Y., Kowalik, Z. & Cheung, K.F., 2009. Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 61(5), pp.473–497. Available at: <http://dx.doi.org/10.1002/flid.1952>.