

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

GENERACIÓN DEL TSUNAMI DE 1960 EN EL SUR DE CHILE

RAFAEL ARÁNGUIZ M.^{1,2}

RESUMEN

El sismo de 1960 fue una secuencia de varios eventos ocurridos en un lapso de tiempo de 33 horas los días 21 y 22 de mayo de 1960. El presente trabajo analiza el tsunami de 1960 utilizando el modelo de falla plana propuesto por Barrientos y Ward (1990) y se propuso un modelo no homogéneo de 5 subfallas que consideran sólo el evento principal del 22 de mayo. Se utilizó el código NEOWAVE con 4 mallas anidadas y se estudió el comportamiento del tsunami en varias localidades del sur de Chile. Se observó que ambos modelos de ruptura generan un tsunami de comportamiento similar y reproducen las alturas máximas de inundación en todas las localidades estudiadas. Sin embargo, en la Bahía de Concepción se observó que el modelo PFM, que considera toda la zona de ruptura, sobreestima la amplitud de la primera onda y entrega tiempos de arribo menores. Mientras que modelo FFM de 5 fallas finitas muestra una mejor concordancia con el mareógrafo de Talcahuano, tanto en los tiempos de arribo como en las amplitudes máximas.

¹ Profesor Asistente, Departamento Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Sma Concepción.

²Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN)– e-mail: raranguiz@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

El terremoto del 22 de Mayo 1960 ha sido catalogado como el sismo más grande registrado en la historia. El sismo tuvo una magnitud de momento $M_w=9.5$ y el área de ruptura se extendió desde la Península de Arauco por el norte (37°S) hasta la Península de Taitao por el sur (46°S), (Barrientos y Ward, 1990). Además, se observaron cambios morfológicos importantes en una longitud de 1000km y un ancho de 200km.

El terremoto generó un tsunami destructivo que alcanzó alturas de inundación superior a los 10m en las costas de Chile, y afectó además toda la cuenca del Océano Pacífico, incluyendo, Hawaii, Japón, y Nueva Zelanda. Mediante estudios estratigráficos de paleotsunamis en el Río Maullín (41.3°S , 73.7°W) se concluyó que predecesor del evento de 1960 ocurrió 385 años antes, y que eventos de similares características ocurrieron en promedio cada 285 años (Cisternas et al., 2005).

Liu et al. (1995) simularon numéricamente el tsunami de 1960 hasta Hawaii utilizando un modelo de ruptura homogéneo propuesto por Kanamori y Cipar (1974), el que considera una longitud de $L=800\text{km}$, un ancho de $W=200\text{km}$, un slip de $D=24\text{m}$ y una profundidad focal de 53km. Para la propagación se utilizaron las ecuaciones lineales de Boussinesq considerando además la fuerza de Coriolis, obteniendo una buena correspondencia entre los datos observados y los modelados. Del mismo modo, Heinrich et al. (1996) modelaron el tsunami de 1960 para estudiar el efecto en las islas de la Polinesia Francesa. Analizaron 6 fuentes homogéneas, incluyendo la propuesta por Kanamori y Cipar (1974) más 5 combinaciones posibles según Cifuentes (1989). En el análisis utilizaron el modelo SWAN y compararon las series de tiempo con los registros de mareógrafos en Talcahuano, Valparaíso, Coquimbo, Antofagasta, Arica y otros lugares del Pacífico. El modelo propuesto por Cifuentes (1989) con un ancho de 120km, un largo de 920km y un slip de 32m entregó los mejores resultados en tiempos de arribo y amplitudes máximas, aún cuando el modelo numérico indica que la primera onda llega antes de lo registrado. En cuanto a estudios de campo cercano, Lagos y Gutiérrez (2005) reconstruyeron la inundación generada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín. Para ello utilizaron el modelo sísmico homogéneo propuesto por Barrientos y Ward (1990) con una longitud $L=850\text{km}$, un ancho $W=130\text{km}$ y un slip $D=17\text{m}$. La propagación se realizó mediante el modelo numérico TUNAMI con una grilla de detalle de $3''$ de arco (93m) de resolución, con lo que se obtuvo una buena correspondencia entre los datos observados y simulados.

El objetivo del presente trabajo es definir una fuente tsunamigénica no homogénea que reproduzca el comportamiento del tsunami de 1960 en varias localidades del sur de Chile, tales como Bahía de Coliumo, Bahía de Concepción, Coronel, Tirúa, Corral y Ancud, tal que permita ser utilizada posteriormente en análisis espectrales al interior de la Bahía de Concepción. El capítulo 2 del estudio presenta una recopilación de observaciones y mediciones de campo sobre alturas de inundación y runup máximos. El capítulo 3 describe los materiales y métodos empleados en la definición de la fuente tsunamigénica y el capítulo cuatro muestra los resultados del estudio. Finalmente, el capítulo 5 contiene las principales conclusiones de este trabajo.

2. TSUNAMI DE 1960

El terremoto de 1960 consistió en una serie de eventos sísmicos que ocurrieron durante 33 horas con una distancia total de ruptura de 1000km. Cifuentes (1989) sugirió que los

eventos tuvieron una migración desde el norte al sur durante esas 33 horas. El primer gran evento ocurrió el 21 de mayo a las 6:00hrs (10:00 UTC) con una magnitud 8.3, el segundo evento ocurrió el 22 de mayo a las 14:55hrs (18:55UTC) con una magnitud 7.8, mientras que el evento principal consistió en dos subeventos de magnitud 8.3 a las 15:10 y 15:11hrs (19:10 y 19:11UTC), (Duda, 1963).

Después del evento del 21 de mayo, todos los mareógrafos de Chile registraron una anomalía pero sin generar daño (SHOA, 2000). Sin embargo, para el evento principal del 22 de mayo, los mareógrafos registraron grandes variaciones, principalmente en Talcahuano, aún cuando dejó de funcionar con la llegada de la segunda onda. La Figura 1 muestra un extracto del mareógrafo de Talcahuano los días 21 y 22 de mayo de 1960. En la figura superior se puede observar la variación del nivel del mar generada por el evento del 21 de mayo, mientras que en la figura inferior se observa la variación inducida por el evento principal. Como el NRS se encontraba a los 0.92m del cero de la escala, y el nivel medio del mar está a 0.85m del NRS, se puede calcular que la amplitud de la primera onda fue de sólo 1.48m sobre el nivel medio del mar.

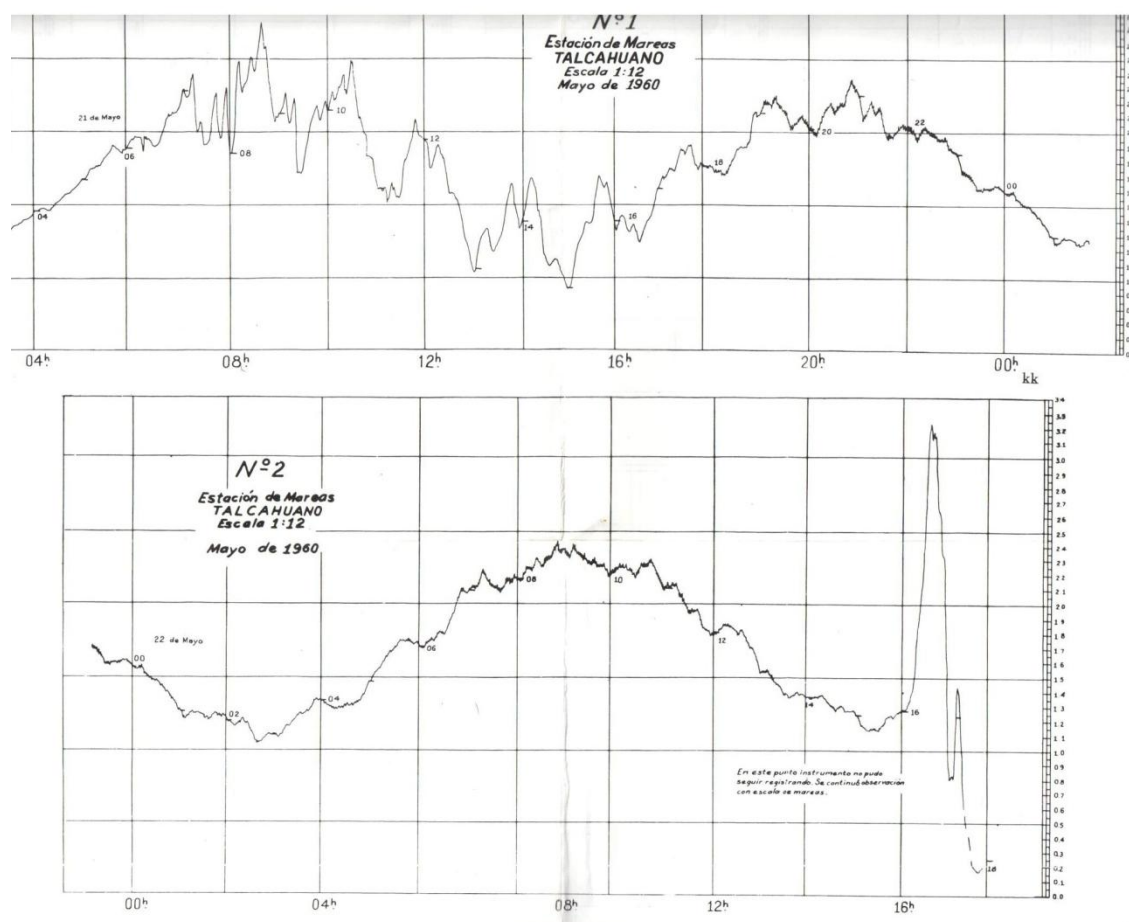


Figura 1. Mareógrafo de Talcahuano los días 21 y 22 de mayo de 1960 (SHOA, 2000)

El tsunami generó gran inundación en toda la Cuenca del océano Pacífico. Se midió una altura de inundación de 3m en Hawaii, y 4.2m y 4.9m en los puertos Japoneses de Onagawa y Ofunato, respectivamente (Takahashi, 1961). Las alturas de inundación registradas en

Japón motivaron la construcción de grandes rompeolas en las bahías de Ofunato y Kamaishi (Murata et al., 1960). En Chile se registraron efectos diversos a lo largo de la costa. La máxima inundación se observó en Isla Mocha son 20-25m, mientras que al interior de la Bahía de Concepción, las alturas de inundación no sobrepasaron los 3m (Takahashi, 1961). Se podría argumentar que la Bahía de Concepción está orientada hacia el norte, y que la península de Tumbes generó un efecto protector, sin embargo, la Bahía de Coliumo, que también está orientada hacia el norte, registró una inundación que varió entre los 3.5 y 7m. La Tabla 1 muestra un resumen de alturas de inundación medidas en la costa de Chile (Takahashi, 1961).

Tabla 1. Alturas de inundación en el sur de Chile producto del tsunami de 1960 (Takahashi, 1961).

Localidad	Latitud	Inundación (m)
Constitución	35.33°S	2.4
Dichato	36.54°S	3.5~7
Tomé	36.62°S	2.0
Penco	36.73°S	2.0~2.5
Talcahuano	36.71°	3.0
Coronel	37.03°S	2.0
Lota	37.10°S	2.0~3.0
Tirúa	38.34°S	4.0~5.0
Isla Mocha	38.57°S	20~25
Puerto Saavedra	38.78°S	8.0~9.0
Corral	39.89°S	8.8~10
Ancud	41.87°S	6.0~8.0

En Ancud se registró una primera onda 20 min después del sismo principal con una amplitud de 1m, y hasta las 17:00hrs se observaron 4 ondas donde la más grande fue la primera (SHOA, 2000). El agua inundó hasta un punto ubicado 1.5m sobre el muelle, el cual tiene una altura del cabezo de 4.7m (SHOA, 2000). Lo que resulta en una inundación de 6.2m. Por su parte Maullín registró una máxima inundación de 14m, donde la segunda y cuarta onda fueron las más altas. En Corral se produjo una primera onda de unos 3-5m entre las 15:30 y 15:50hrs para luego comenzar a descender y retirarse unos 30m, para ingresar una segunda onda estimada en 8.5m a las 16:25hrs, a pesar de haber información sobre daños en puntos ubicados a 10m sobre el nivel del mar (SHOA, 2000). Los máximos descensos del nivel del mar se estimaron en 8m, dejando gran parte de la bahía prácticamente en seco. En Isla Mocha, el tsunami se manifestó mediante 3 ondas que se desplazaron desde el suroeste, siendo la primera la de mayor amplitud, alcanzando los 15m (SHOA, 2000), se midieron, también, runup entre 20 y 25m (Takahashi, 1961). Por el contrario, en Lota se observaron amplitudes en torno a los 1.5m, los que inundaron hasta 20m más arriba del límite de las pleamares en sicigia (SHOA, 2000). De manera similar, en

Talcahuano se observó una inundación de 3m sobre el nivel medio del mar, el que inundó sin causar destrucción (SHOA, 2000). Estos datos concuerdan bien con las observaciones realizadas por Takahashi (1961) en la Bahía de Concepción, tal como se observa en la Tabla 1.

La Figura 2 muestra la predicción de marea para Talcahuano en el mes de Mayo de 1960 según las tablas de marea del SHOA. Las líneas verticales indican un rango de 4 horas entre las 16:00 y las 20:00 hrs del día 22 de mayo, periodo en que se registran las mayores amplitudes del tsunami en Talcahuano. Se puede observar que durante este lapso de tiempo el nivel del mar varió entre -0.3m y 0.4m solamente. Por lo tanto, en el análisis que sigue, no se consideró el efecto por marea, y las simulaciones numéricas se realizaron respecto al nivel medio del mar.

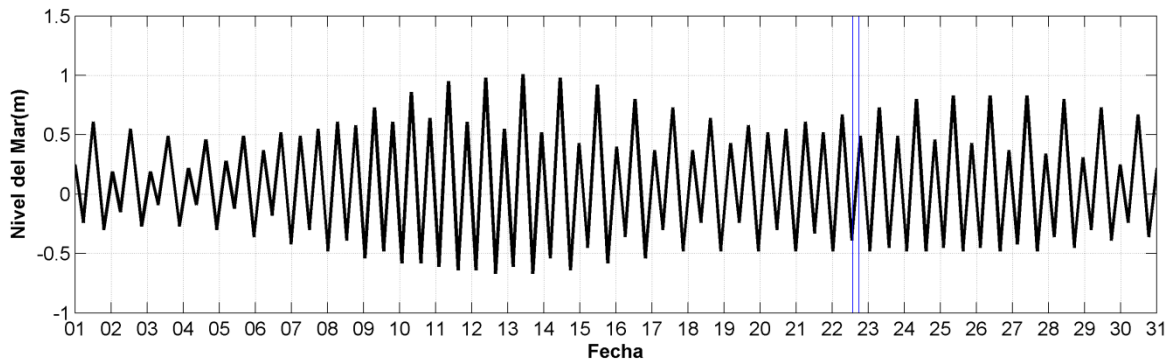


Figura 2. Predicción del nivel de mareas en Talcahuano para el mes de Mayo de 1960

3. MATERIALES Y METODO

El análisis de la fuente tsunamigénica del evento de 1960 se realiza mediante modelación numérica y comparación de tiempos de arribo y alturas máximas de inundación en varias localidades del sur de Chile. Las localidades seleccionadas corresponden a Dichato, Talcahuano, Coronel, Tirúa, Corral y Ancud. Para la simulación numérica se utilizaron cuatro mallas anidadas de diferente resolución espacial, esto es de 120", 60", 30" y 1" de arco. La topobatimetría de cada localidad se construyó a partir de diferentes fuentes de información, tales como GEBGO, cartas náuticas y topografías de detalle. En el caso de Dichato, Talcahuano, Coronel y Tirúa se utilizaron topografías de detalle obtenidas de información LIDAR de 2.5m de resolución, mientras que para las localidades de Corral y Ancud se utilizaron topografías de detalle con curvas de nivel cada 5m solamente. Como ejemplo, la Figura 3 muestra las 4 mallas utilizadas en las simulaciones numéricas para la localidad de Ancud. La malla 1 de 120" de resolución se definió de tal manera que se utilizó para todas las localidades, mientras que las demás mallas cambiaron según el área de estudio.

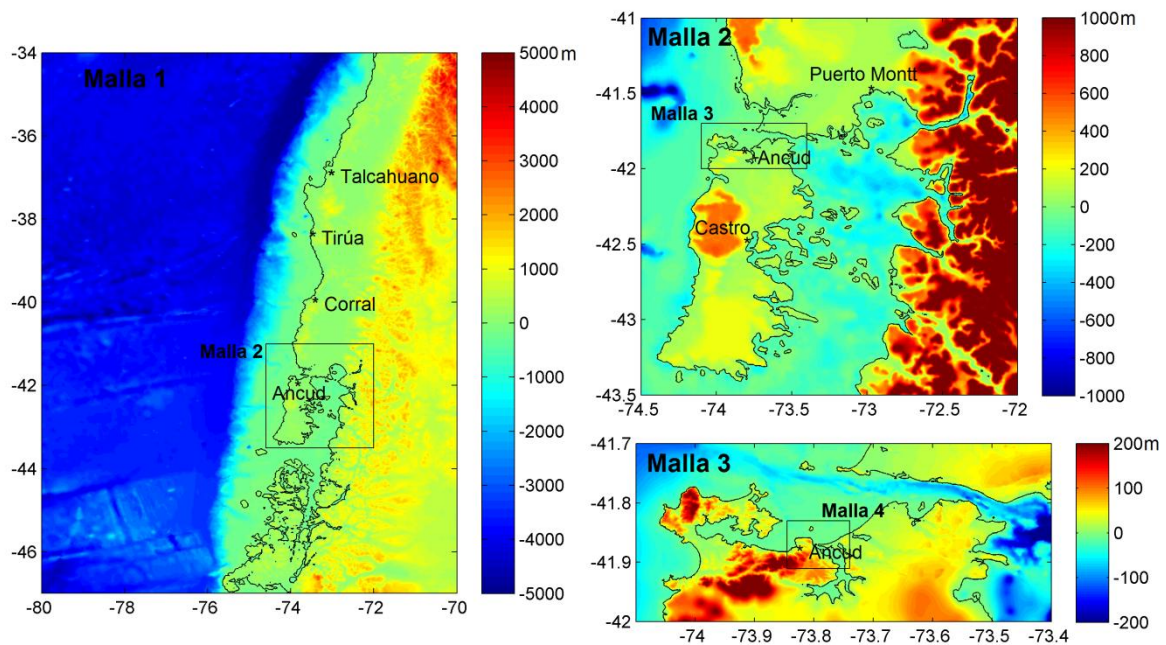


Figura 3. Mallas de simulación utilizadas para el análisis de Ancud

Las simulaciones numéricas se realizaron mediante el modelo NEOWAVE (Yamazaki et al., 2009, 2011). NEOWAVE resuelve las ecuaciones no lineales de aguas someras mediante un modelo semi-implícito de diferencias finitas en dos direcciones de mallas anidadas en coordenadas esféricas o cartesianas. El modelo considera además, la componente no hidrostática de presión. Se utiliza un coeficiente de manning $n=0.025$ característico del fondo oceánico. Se simuló 6 horas en las localidades de Ancud, Corral y Tirúa, mientras que en Coronel, Talcahuano y Dichato se simuló 8 horas debido a la distancia de estas localidades respecto a la fuente sísmica.

La deformación inicial de la superficie del mar se asumió igual a la deformación del fondo oceánico, la cual se determinó a partir de la formulación de Okada (1985). De este modo, se analizaron ambos modelos sísmicos propuestos por Barrientos y Ward (1990), estos es, un modelo homogéneo de falla plana (PFM) y otro de fallas finitas (FFM). El modelo de falla plana consideró una longitud de ruptura $L=850\text{km}$, un ancho $W=130\text{km}$, un slip $D=17\text{m}$ y una profundidad focal de 30km . Los ángulos de rumbo, buzamientos y desplazamiento fueron $\phi=7^\circ$, $\lambda=20^\circ$, $\delta=105^\circ$, respectivamente. Para el caso del modelo FFM, se propuso un modelo compuesto de 5 subfallas solamente basado en el modelo propuesto por Barrientos y Ward (1990), tal que se consideraron sólo los eventos principales del 22 de mayo de las 15:10 y las 15:11 (Duda 1963), dejando fuera las deformaciones generadas por los eventos del 21 de mayo y del 22 de mayo a las 14:55hrs. Por restricciones del modelo numérico, no fue posible utilizar cinco subfallas dinámicas, por lo tanto, se consideró que las subfallas actúan de manera simultánea e instantánea. Sin embargo, pruebas preliminares con una y dos fallas demostraron que la influencia de la dimensión temporal en la generación de la condición inicial no es significativa en términos de amplitud máxima del tsunami. La Tabla 2 muestra los parámetros usados en la generación de la condición inicial para el

modelo no homogéneo de 5 subfallas. La perturbación inicial de la superficie libre para cada escenario considerado se muestra en la Figura 4.

Tabla 2. Parámetros sísmicos de las subfallas del evento principal de 1960

Parámetro	S1	S2	S3	S4	S5
X0 (Lon)	75.154	75.246	75.337	75.521	76.014
Y0 (Lat)	39.60	40.20	40.80	42.00	45.00
Focal Depth (km)	30	30	30	30	30
L (km)	95	67	67	133	335
W (km)	130	130	130	130	130
D (m)	20	10	25	12	5

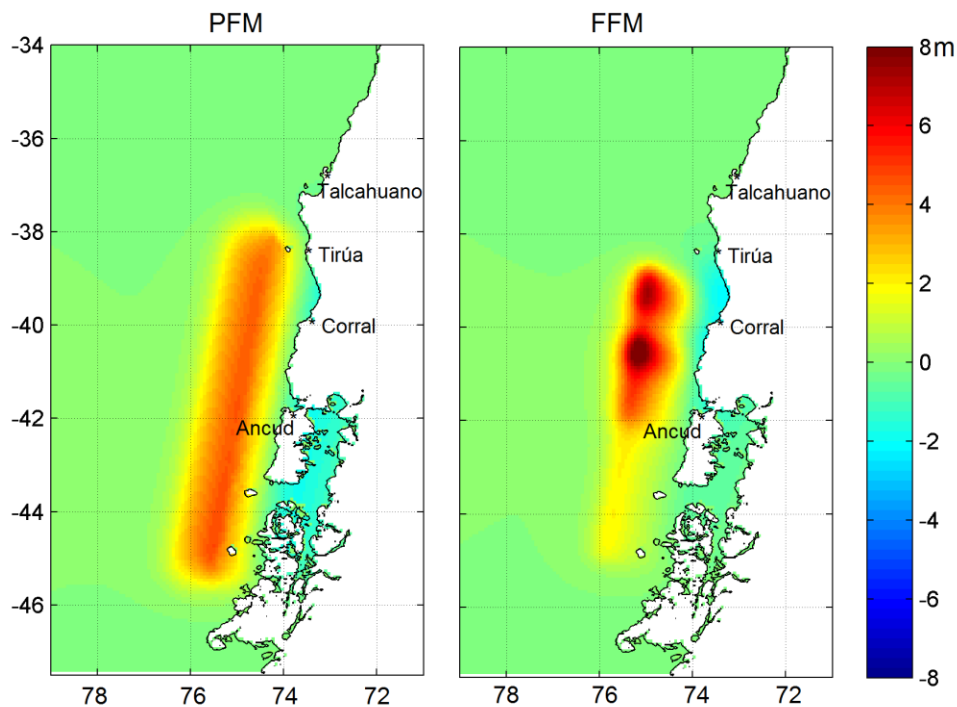


Figura 4. Deformación inicial de la superficie libre para los modelos de homogéneo y no homogéneo.

4. RESULTADOS

La comparación entre las mediciones del nivel del mar y los datos simulados en Talcahuano se muestran en la Figura 5. Los datos del mareógrafo de Talcahuano se obtuvieron directamente de los rollos de marea existentes en el SHOA. Estos datos se corrigieron al nivel medio del mar para poder comparar con las simulaciones numéricas. En general ambos modelos de falla se comportan de manera similar y representan bien la amplitud máxima observada de 3m (Ver Tabla 1). Sin embargo, el modelo homogéneo sobreestima

la amplitud de la primera onda y entrega un tiempo de arribo menor, es decir, el tsunami llega antes de los observado. Esto se explica porque el modelo de falla plana consideró toda la zona de ruptura propuesta por Barrientos y Ward (1990) incluyendo el evento del 21 de mayo, por lo tanto, el extremo norte de la fuente sísmica está más cercano a la zona de estudio. Por su parte, el modelo no homogéneo se ajusta mejor a los datos medidos por el mareógrafo, principalmente los correspondientes a la primera onda. Además, se observa una primera onda de menor amplitud que la segunda. Este mismo comportamiento se observó para el tsunami de 2010 (Martínez et al. 2012). Es importante destacar que los datos medidos entre las 17:30 y las 18:30 se realizaron directamente desde la escala de marea (SHOA, 2000), por lo tanto pueden contener errores en las lecturas.

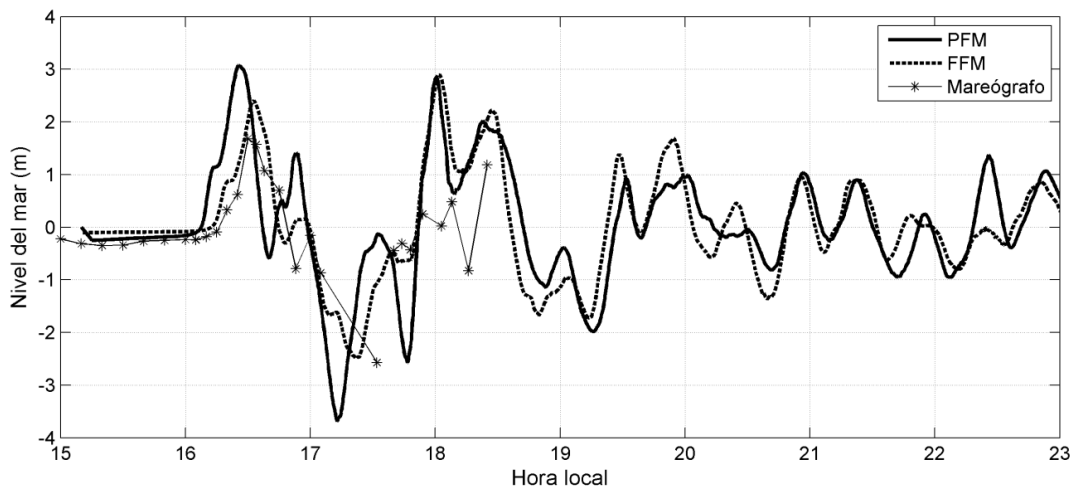


Figura 5. Comparación de nivel del mar medido y simulado en Talcahuano con modelo de ruptura homogénea (PFM) y no homogénea (FFM)

Los resultados en las otras localidades en estudio se muestran en la Figura 6. Se observa que ambos modelos de ruptura entregan variaciones del nivel del mar similares entre sí para cada una de las localidades, tanto en amplitud como en el período de las ondas. Las amplitudes máximas simuladas concuerdan bien con los valores medidos que se indican en la Tabla 1, esto es 6m en Ancud, 10m en Corral y 5m en Tirúa. También se reproduce el gran descenso del nivel del mar en Corral, el cual se estimó en unos 8m (SHOA, 200). Sin embargo, no se observa lo mismo para los tiempos de llegada y horas de las máximas amplitudes. Por ejemplo, en Ancud no se reproducen las cuatro ondas observadas antes de las 17:00hrs (SHOA, 2000) ni la primera onda de 1m de amplitud. En el caso de Corral, los modelos de ruptura reproducen los tiempos de llegada y retiro de las ondas, pero las variaciones del mar no concuerdan con los tiempos en que ocurren las amplitudes máximas. De este modo, no se reproduce la primera onda estimada en 3-5m ni la segunda de 8.5m que hizo su arribo a las 16:25hrs (SHOA, 2000). Un aspecto importante a considerar es que todas las observaciones fueron hechas de manera visual y tanto los tiempos de arribo como las amplitudes máximas fueron estimados visualmente y sin instrumentos. Por lo tanto,

pueden contener un margen de error considerable. En cuanto a la modelación numérica, se debe mencionar que la perturbación inicial de la superficie del mar se consideró instantánea en el tiempo $t=0$, y no se consideraron fallas dinámicas desfasadas para los subeventos ocurridos a las 15:10 y 15:11 ni tampoco se asignó tiempo de ruptura, lo que podría modificar las amplitudes del tsunami. Sin embargo, estas variaciones no serían significativas si se observa el buen ajuste de los modelos en Talcahuano donde sí existen mediciones instrumentales.

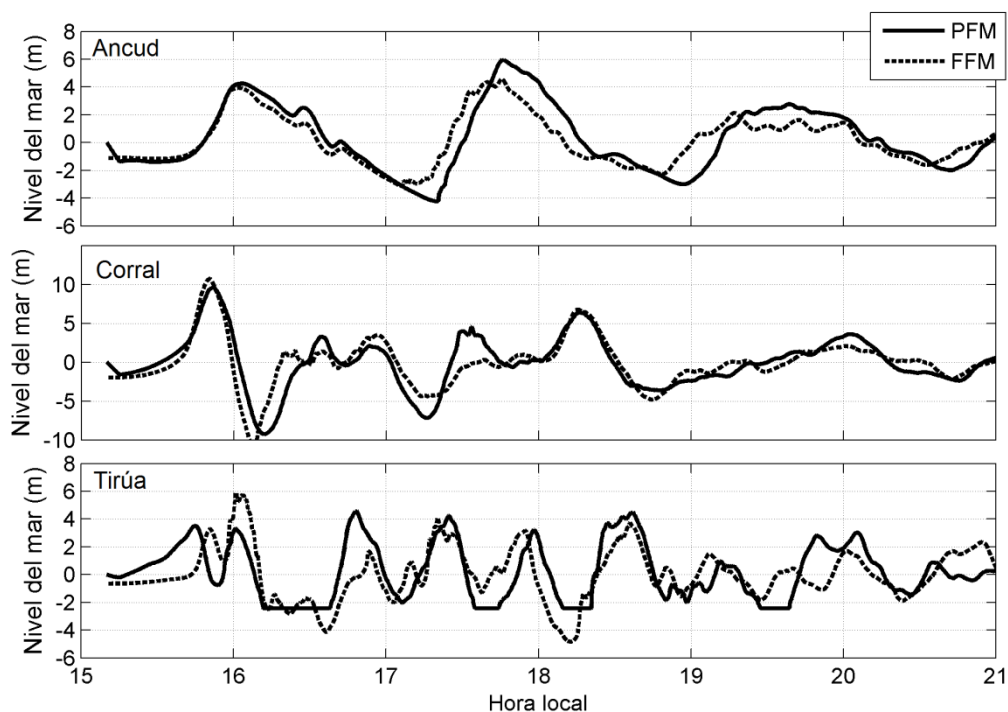


Figura 6. Series de tiempo en las localidades de Ancud, Corral y Tirúa para los modelos homogéneo (PFM) y no homogéneo (FFM)

Finalmente, la Figura 7 muestra una distribución de amplitudes máximas del tsunami de 1960 en la Bahía de Concepción y Golfo de Arauco. En la parte norte se observa también la Bahía de Coliumo. Para el caso de la Bahía de Concepción (Tomé, Penco y Talcahuano), ambos modelos de ruptura entregan amplitudes máximas que concuerdan bien con lo observado (Ver Tabla 1). Lo mismo ocurre en Coronel y Lota, donde las amplitudes máximas están en torno a los 2-3m solamente. Este comportamiento se debe a la presencia del cañón submarino del Biobío en conjunto con la Isla Santa María que generan un efecto mitigador en la costa Este del Golfo de Arauco (Aránguiz, 2011, 2012). En el caso de la Bahía de Coliumo, se puede observar que el modelo PFM reproduce una inundación de 5m aproximadamente mientras que el modelo FFM genera una inundación de 3.5-4m solamente. Sin embargo, estos resultados son consistentes con lo observado por Takahashi (1961), donde se indica que Dichato sufrió una inundación entre 3.5 a 7m (Ver Tabla 1) a pesar de estar orientada hacia el norte, igual que la Bahía de Concepción.

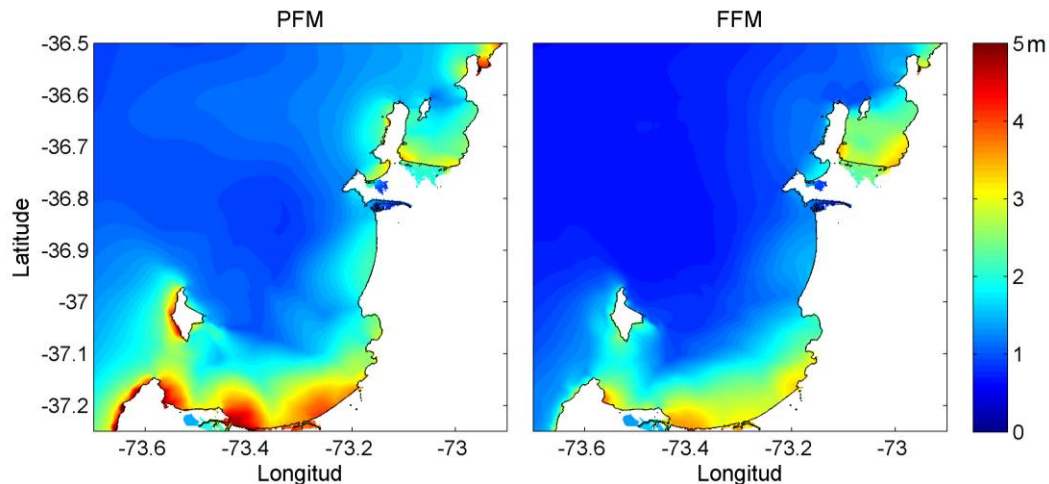


Figura 7. Amplitudes máximas del tsunami de 1960 en el Golfo de Arauco y Bahía de Concepción para modelo de ruptura homogéneo (PFM) y heterogéneo (FFM)

5. CONCLUSIONES

Se simuló el tsunami de 1960 utilizando dos modelos de ruptura basados en los modelos PFM y FFM propuestos por Barrientos y Ward (1990). Se observó que ambos modelos de ruptura generan un tsunami de comportamiento similar y reproducen las alturas máximas de inundación en todas las localidades estudiadas. En la Bahía de Concepción se observó que el modelo PFM, que considera toda la zona de ruptura, sobreestima la amplitud de la primera onda y entrega tiempos de arribo menores. Mientras que modelo FFM de 5 fallas finitas muestra una mejor concordancia con el mareógrafo de Talcahuano, tanto en los tiempos de arribo como en las amplitudes máximas, pues consideró sólo los subeventos principales del 22 de mayo de 1960. Además, se observó que el comportamiento del tsunami de 1960 en la Bahía de Concepción es similar a lo obtenido para el evento de 2010, donde la segunda gran onda es la de mayor amplitud. Finalmente, el efecto de la dimensión temporal en la condición inicial será abordado en detalle en investigaciones futuras.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece de manera especial al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, SHOA, por la información topográfica y de mareas suministrada para este estudio.

REFERENCIAS

Aránguiz, R., (2011). Estudio Preliminar sobre el efecto del Cañón del Biobío en la propagación de tsunamis. XX Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. 19-21 Octubre 2011.

Aránguiz, R (2012). The Effect of a submarine Canyon on tsunami propagation in the Gulf of Arauco, Chile. International Conference on Coastal Engineering 2012. 1-8 de Julio de 2012, Santander España.

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.

Cifuentes, I., (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) Volume 94, Issue B1, pages 665–680, 10 January 1989.

Cisternas, M., Atwater, B., F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C., P., Malik, J., K., Rizal, Y., Husni, M., (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature* 437, 404-407 (15 September 2005) | doi:10.1038/nature03943.

Duda, S. J., 1963. Strain release in the circum-pacific belt, Chile, 1960, *J. geophys. Res.*, 68,5531-5544.

Heinrich, Ph., Guibourg, S., Roche, R., (1996). Numerical modeling of the 1960 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia. *Physics and Chemistry of the Earth, Volume 21, Issues 1-2, January-March 1996, Pages 19-25.*

Kanamori, H. and Cipar, J.J., Focal process of the Crreal Chilean earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 128-136, t 974.

Liu, P, L, F, Cho, Y, S, Yoon S, B, Seo, S, N, (1995). Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii, *Advances in Natural and Technological Hazards Research Volume 4, 1995, pp 99-115*

Martínez, C.; Rojas, O.; Aránguiz, R.; Belmonte, A.; Altamirano, A. y P. Flores. (2012). “Riesgo de tsunami en Caleta Tubul, Región del Bio-Bío: escenarios extremos y transformaciones territoriales post-terremoto”. *Revista de Geografía Norte Grande* 53: pp85-106

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.

SHOA, (2000). *El Maremoto del 22 de Mayo de 1960 en las Costas de Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, 2da Edición.*

Takahashi, R. (1961). A Summary Report on the Chilean Tsunami of May 1960. Report on the Chilean Tsunami of May 24, 1960, as observed along the Coast of Japan. Committee for the Field Investigation of the Chilean Tsunami of 1960.

Yamazaki, Y., Cheung, K.F., and 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), 2081-2107.

Yamazaki, Y., Kowalik, Z., and Cheung, K. F. (2009) “Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and runup”, *Int. J. Numer. Methods Fluids*, 61(5) , 473-497.