

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXIII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

INTERACCIÓN DE MAREAS Y TSUNAMIS EN EL CANAL CHACAO, CHILE¹

PATRICIO WINCKLER GREZ²
IGNACIO SEPÚLVEDA OYARZÚN³
FELIPE ARON MELO⁴
MANUEL CONTRERAS-LÓPEZ⁵

RESUMEN

Se estudia si las interacciones no lineales entre la marea y los tsunamis aumentan o reducen la elevación y las velocidades del flujo en el Canal Chacao utilizando tres enfoques: un modelo de tsunami con un nivel de marea constante, una serie de 6 casos en los que la marea y el tsunami se superponen linealmente (*composite model*) y una serie de 6 casos de interacción no lineal de marea y tsunami (*full model*). Encontramos que los patrones hidrodinámicos difieren significativamente entre los enfoques, siendo los modelos *full* y *composite* muy sensibles tanto a la fase de marea en la que se desencadena el tsunami, como a la profundidad local en el canal. Se concluye que i) las interacciones no lineales desencadenadas por advección y fricción son relevantes en regiones con altas corrientes mareales y baja profundidad, ii) el modelo *composite* predice adecuadamente la elevación máxima de la superficie a un costo computacional relativamente bajo, pero aparentemente sobreestiman las velocidades, iii) el modelo *full* predice corrientes razonables a un costo significativo y iv) los modelos *composite* y *full* generan valores significativamente mayores al modelo con marea constante, utilizado en forma convencional en la práctica nacional.

¹ Este trabajo fue parcialmente presentado en el XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Los resultados y conclusiones, no obstante, son completamente nuevos.

² Profesor Adjunto, Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso – patricio.winckler@uv.cl

³ PhD.(c), School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University - is328@cornell.edu

⁴ Investigador, Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica - faron@ing.puc.cl

⁵ Profesor Titular Facultad de Ingeniería, Universidad de Playa Ancha - manuel.contreras@upla.cl

1 INTRODUCCIÓN

La interacción entre tsunamis y mareas puede evaluarse utilizando diferentes enfoques en función de nivel de complejidad requerido. El más simple es considerar que el tsunami se propaga sobre un nivel de marea constante bajo el supuesto de que la escala de tiempo del primero, del orden de decenas de minutos, es bastante menor al periodo de la marea semidiurna, en torno a 12.42 horas. Un análisis más fino consiste en calcular el nivel del mar a través de una superposición lineal de las señales asociadas a la marea y el tsunami (*composite model*), enfoque en el que ambos fenómenos se consideran independientes. Estudios recientes han demostrado que esta aproximación ofrece resultados imprecisos en aguas poco profundas (Kowalik et al, 2006; Kowalik y Proshutinsky, 2010; Zhang et al, 2011; Tolkova, 2013; Androsov et al, 2011; Shimoyama et al, 2014). El nivel de modelación más refinado y complejo consiste en calcular la interacción del tsunami y la marea en forma simultánea (*full model*). Este enfoque es apropiado para las regiones donde los efectos no lineales pueden ser importantes debido a la presencia de fuertes corrientes mareales o batimetrías poco profundas. En este trabajo se estudia el Canal Chacao, localizado en el límite norte de la Patagonia Chilena (Figura 1). Este canal está dominado por corrientes de marea y se encuentra en una región propensa a la generación de tsunamis.

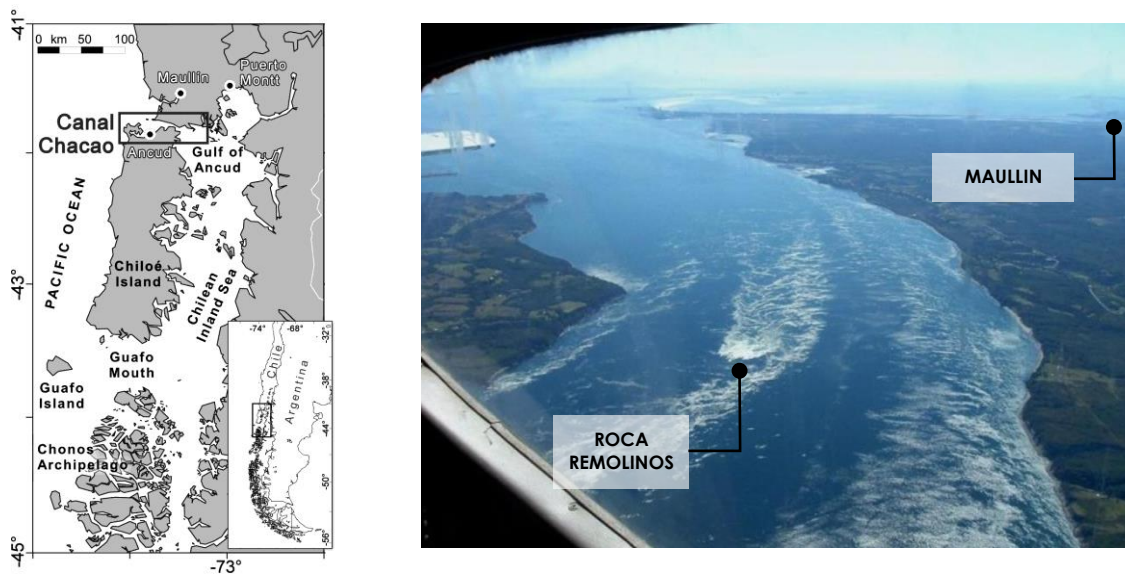


Figura 1. Izquierda: Canal Chacao y el Mar Interior de Chiloé. Derecha: Vista aérea del sector más angosto del Canal Chacao durante una marea vaciante. En el horizonte se observa el Océano Pacífico y en el centro la Roca Remolino, caracterizada por una estela turbulenta (Cortesía de Horacio Parragué).

2 METODOLOGÍA

La metodología contempla la elaboración de un modelo hidrodinámico forzado mediante la marea, sobre el cual se impone una perturbación asociada a un tsunami similar al ocurrido en 1960. El detalle de estos modelos se describe a continuación.

2.1 Modelo hidrodinámico

Se implementó un modelo hidrodinámico en dos dimensiones basado en las ecuaciones no lineales de onda larga sobre una malla flexible, implementado en Mike 21 HD (DHI, 2011). El algoritmo numérico se basa en volúmenes finitos y como forzante de las ecuaciones de momento se considera la fricción de fondo, la viscosidad turbulenta, el potencial de marea y la fuerza de Coriolis asociada a la rotación de la Tierra. El modelo de elevación digital penetra en sentido longitudinal 1500 [km] al interior del Océano Pacífico y cubre 1.300 [km] en dirección latitudinal. Con estas dimensiones se busca calibrar el modelo con instrumentos lo suficientemente alejados de los bordes del dominio. Se utilizó una malla no estructurada de 57.741 elementos triangulares con una resolución espacial del orden de 1.600 [km²] en el océano abierto, que se reduce a aproximadamente 2.500 [m²] en el sector de la Roca Remolinos. La Figura 2 muestra una porción del modelo de elevación digital que abarca la plataforma continental, el Mar Interior de Chiloé y un detalle en Roca Remolinos, donde se efectúa un análisis detallado de los resultados. Se utilizaron elementos grandes en el océano profundo, elementos relativamente pequeños en la plataforma continental (donde se genera la deformación vertical de la superficie del agua debido al terremoto) y elementos muy finos en el Canal Chacao.

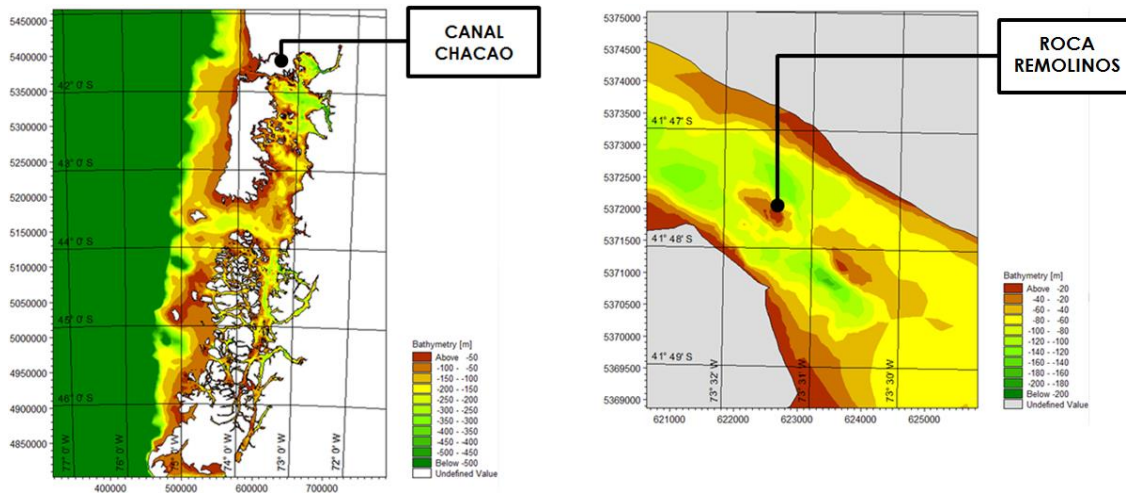


Figura 2. Izquierda: Modelo de elevación digital en la zona de generación del terremoto. Derecha: entorno de Roca Remolinos ubicada en 41°47'S-73°31'W.

2.2 Modelación de mareas

El efecto de la marea se incorporó en las ecuaciones de momento a través de un término que representa la marea de equilibrio (Pugh y Woodworth, 2014) y mediante condiciones de borde en el océano abierto. Las principales constituyentes de marea diurna (K1, O1, P1 y Q1), semidiurna (M2, S2, N2 y K2) y otras componentes (Mf, Mm, SSA) se especificaron en el dominio utilizando un modelo global (Andersen, 1995). Las mareas se activaron durante 2 días hasta alcanzar un equilibrio dinámico, esto es, cuando la señal de marea no es alterada por los fenómenos transientes asociados al inicio de la modelación.

La calibración de desnivelación instantánea se efectuó en el mareógrafo ubicado en la Roca Remolinos ($41^{\circ}48'S - 73^{\circ}32'W$) entre el 6 de agosto y el 5 de septiembre de 2000. La calibración consistió en i) definir la cantidad de constituyentes armónicas mínimas para reproducir en forma adecuada la señal de marea en estaciones ubicadas al interior del Canal Chacao, ii) sensibilizar los términos de fricción en la ecuación de momento y iii) sensibilizar los términos de viscosidad turbulenta. En general, se observó una muy baja sensibilidad a la fricción y viscosidad turbulenta y mayor dependencia de los resultados al número de constituyentes utilizadas en el forzamiento. Con las 11 constituyentes previamente indicadas se lograron calibraciones aceptables. La comparación de desnivelación instantánea entre el modelo y los registros se presenta en la Figura 3. La correlación alcanzada entre la elevación medida y modelada se caracteriza por un coeficiente de determinación $R^2 = 91\%$. El modelo también fue calibrado en otras tres estaciones de nivel con correlaciones de similar orden.

La calibración de velocidades se efectuó en un ADCP ubicado en la Roca Remolinos en las mismas fechas (Figura 4). Para comparar la velocidad medida in situ (que se registra a diferentes profundidades) con el modelo numérico (que resuelve la velocidad media en la profundidad), se promediaron para cada instante de tiempo los valores de la velocidad en la columna de agua del ADCP. La comparación del modelo y el registro arroja un coeficiente de determinación de $R^2 = 73\%$.

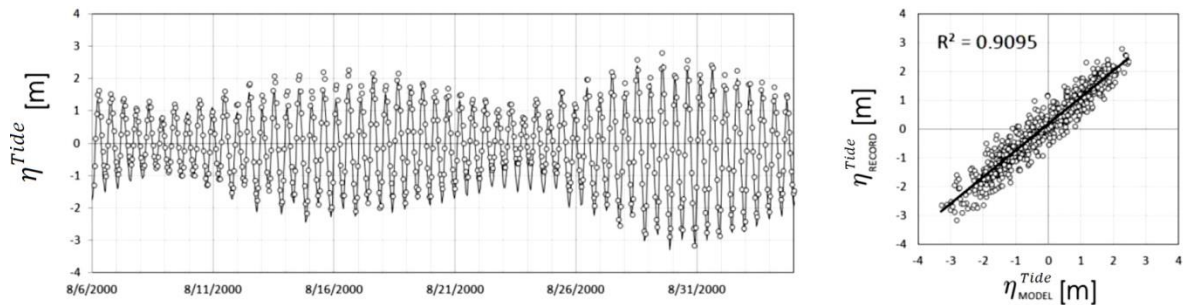


Figura 3. Izquierda: Serie de tiempo de desnivelación instantánea en Roca Remolinos para la campaña de 2000. El modelo se presenta en línea continua y los datos en círculos. Derecha: Correlación entre datos medidos y modelados.

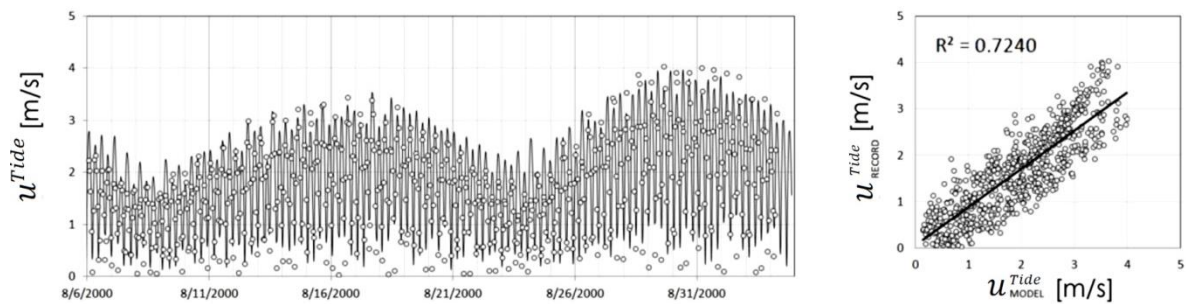


Figura 4. Izquierda: Serie de tiempo de velocidad media en la profundidad en Roca Remolinos para la campaña de 2000. El modelo se presenta en línea continua y los datos en círculos. Derecha: Correlación entre datos medidos y modelados.

2.3 Modelación de la ruptura

El Canal Chacao ha sido objeto de terremotos tsunamigénicos registrados el 16 de diciembre de 1575, el 24 de diciembre de 1737, el 7 de noviembre de 1837 y el 22 de mayo de 1960. Esos eventos rompieron parcial o totalmente el segmento de subducción limitado por la península de Arauco por el norte y la península de Taitao por el sur (Cisternas et al., 2005; SHOA, 2004). El gran terremoto de 1960 (Mw 9.5) causó un tsunami que afectó Chile y varios países en las costas del Pacífico. El tsunami se propagó a lo largo del Canal de Chacao, llegando con amplitudes relativamente bajas al Mar Interior de Chiloé (Sievers et al., 1963). Stein et al. (1986) indica que para ese segmento, eventos similares al de 1960, con deslizamientos entre placas (*slips*) iguales o superiores a 24 [m], tienen intervalos de recurrencia de alrededor de 275 años, mientras que terremotos como el de 1837, con *slips* del orden de 5 a 10 [m], ocurren cada 100 a 130 años. Cisternas et al. (2005), por otra parte, identificaron siete terremotos durante los últimos 2000 años (antes de 1960) a partir de evidencias estratigráficas y paleoecológicas.

Existen en la actualidad al menos cinco modelos de *slip* disponibles para el terremoto de 1960: uno propuesto por Barrientos y Ward (1990), dos por Moreno et al. (2009) y dos por Fujii y Satake (2013). Como complemento a ello hay descripciones cualitativas sobre el impacto del tsunami en la zona (Sievers et al., 1963; Benedetti, 2010; SHOA, 2000). En este estudio se adopta la deformación vertical de fondo marino propuesto por Fujii y Satake (2013) como condición inicial para la simulación de tsunami de 1960, ya que combina diferentes fuentes de datos (i.e. registros de tsunamis transpacíficos e información geodésica). El campo de *slip* propuesto por Fujii y Satake (2013) se presenta en la Figura 5 (izquierda). La deformación vertical del fondo se obtiene a partir del modelo de Okada (1992), considerando la ubicación, largo, ancho, *slip*, rumbo, manteo y ángulo de deslizamiento de todos los segmentos propuestos por Fujii y Satake (2013). El campo de deformación vertical del fondo marino producto de la zona de ruptura sísmica se presenta en la Figura 5 (derecha) y se asume equivalente a la desnivelación inicial de la superficie libre. Este supuesto se basa en que la deformación del fondo marino ocurre en una escala de tiempo significativamente inferior a las escala de tiempo en que se propagan las ondas de superficie.

2.4 Modelación de tsunami

Para determinar en qué condiciones los tsunamis y las mareas se pueden superponer y cuándo interactúan de forma no lineal, se elaboraron modelos hidrodinámicos de onda larga en Mike 21 HD para resolver el patrón de propagación de:

- a) un tsunami con marea constante e igual al nivel medio del mar
- b) 6 casos de bajo el supuesto de que la marea y el tsunami son fenómenos independientes (*composite model*)
- c) 6 casos de bajo el supuesto de que la marea y el tsunami son fenómenos que interactúan en forma no lineal (*full model*).

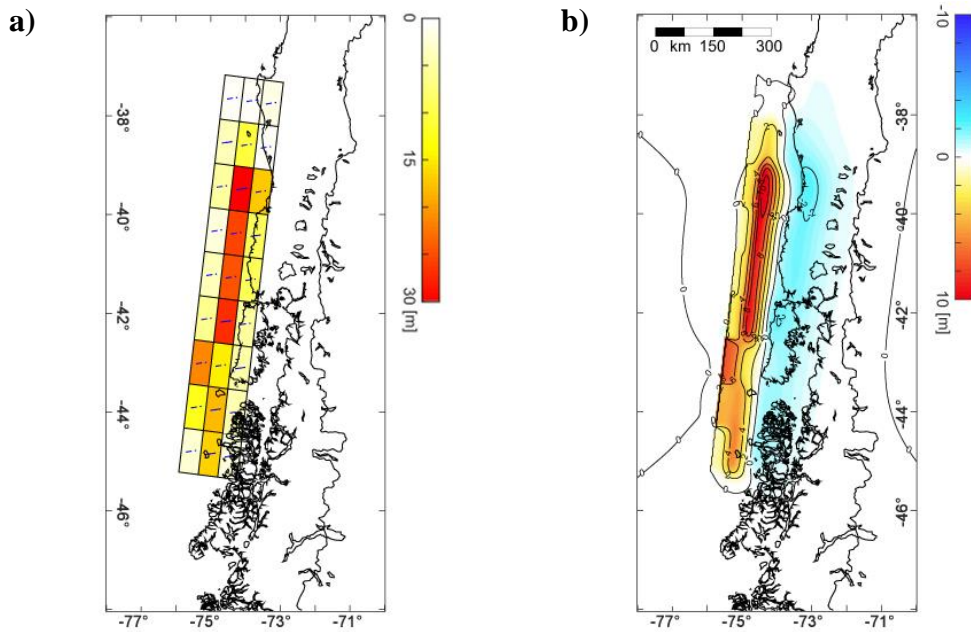


Figura 5. Izquierda: Distribución de *slip* propuesto por Fujii and Satake (2013). Derecha: Desplazamiento vertical del fondo marino obtenido a partir del campo de *slip*.

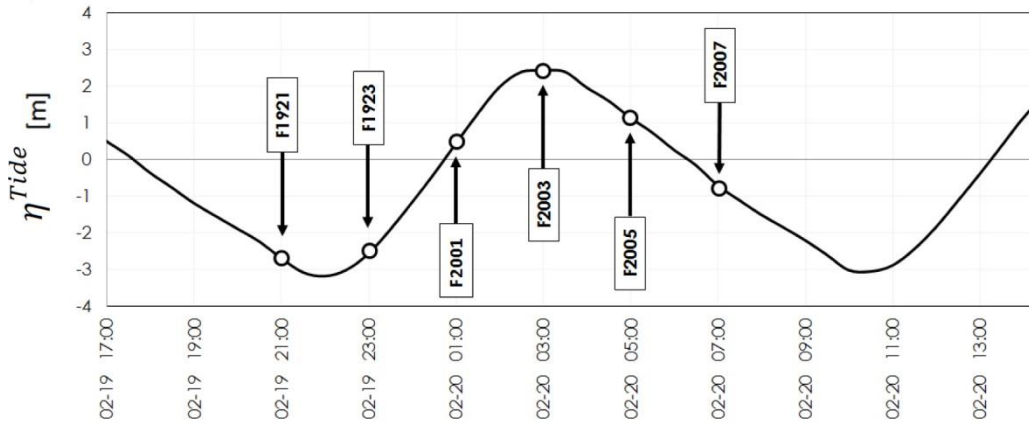
El modelo a) es independiente de la fase de marea, considerada constante durante la simulación. Para los modelos b) y c), el patrón hidrodinámico depende de la fase de marea y su variación tanto en el dominio espacial como en el tiempo. Para analizar el impacto de la fase de la marea en el patrón hidrodinámico, se estudiaron diversos casos donde el tsunami se inicia en distintos instantes, de forma de cubrir las posibles combinaciones a lo largo de la curva de marea (Figura 6). El inicio del tsunami se definió cada dos horas, cubriendo un ciclo de marea, durante la sicigia. Se consideró la sicigia pues los efectos de interacción son más marcados debido a las mayores corrientes mareales. Bajo estos criterios se definieron de 6 casos para el modelo *composite* y 6 casos para el modelo *full*.

3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Elevación del nivel del mar en Roca Remolinos

Las series de tiempo de elevación instantánea en Roca Remolino se presentan en la Figura 7 durante las primeras 3,5 horas de simulación (cada modelo dura 20 horas, pero se presentan las horas iniciales pues el tsunami se atenúa posteriormente). Los modelos *full* y *composite* son muy sensibles al nivel de marea al momento del ataque del tsunami, y salvo excepciones, dan desnivelaciones mayores que para el modelo de tsunami con nivel de marea constante. Ambos modelos son también diferentes entre sí debido a las interacciones no lineales consideradas en el segundo; el modelo *composite* se asemeja más al tsunami con marea constante pues deviene de la suma de éste con la señal de marea (que es de forma suave) en tanto que el modelo *full* muestra mayor variabilidad en la forma de la señal.

Figura 6. Nivel de mareas en Roca Remolinos y nomenclatura utilizada para casos simulados. Las celdas indican la hora del terremoto, cubriendo el período de validación entre el 19 de febrero y el 20 de febrero de 2015. En las siglas "FDDHH", "F" se refiere a febrero, "DD" al día y "HH" a la hora.



Modelo	Inicio terremoto (hr)	Dirección flujo mareal	Nivel de marea
F1921	Febrero 19, 21:00	Llenante	Antes de bajamar
F1923	Febrero 19, 23:00	Llenante	Después de bajamar
F2001	Febrero 20, 01:00	Transición	Subiendo
F2003	Febrero 20, 03:00	Vaciante	En pleamar
F2005	Febrero 20, 05:00	Vaciante	Después de pleamar
F2007	Febrero 20, 07:00	Transición	Bajando

En la mayoría de los casos, las elevaciones máximas son ligeramente mayores para el modelo *full* que para el modelo *composite*, aunque este comportamiento se invierte durante bajamar. Sin embargo, dada la existencia de diversas fuentes de incertidumbre (e.g. geometría de ruptura, precisión de batimetría y resolución espacial y limitaciones de las ecuaciones de gobierno) las diferencias del ~ 1 m entre ambos enfoques son insuficientes para justificar el uso del modelo *full* en el cálculo de las elevaciones máximas, a un costo computacional mucho mayor. El uso de un modelo *composite* en conjunción con márgenes de seguridad podría ser una elección razonable en diseños donde (sólo) la elevación máxima es el parámetro relevante; por ejemplo en la definición de la cota de muelles (McConnell et al., 2004).

Las elevaciones máximas son generalmente mayores durante la primera onda. En algunos casos, sin embargo, ocurren durante la llegada de ondas secundarias con niveles de marea crecientes. Esto es consistente con hallazgos anteriores utilizando un enfoque probabilístico (Mofjeld et al., 2007), en el contexto del análisis del peligro de tsunami en estuarios (Shelby et al., 2016) y en mares interiores (Lee et al., 2015). Otros mecanismos que expliquen el impacto de ondas secundarias considerables, como las ondas de borde (Catalán et al., 2015) o la resonancia (Yamazaki y Cheung, 2011), no son analizados en este estudio.

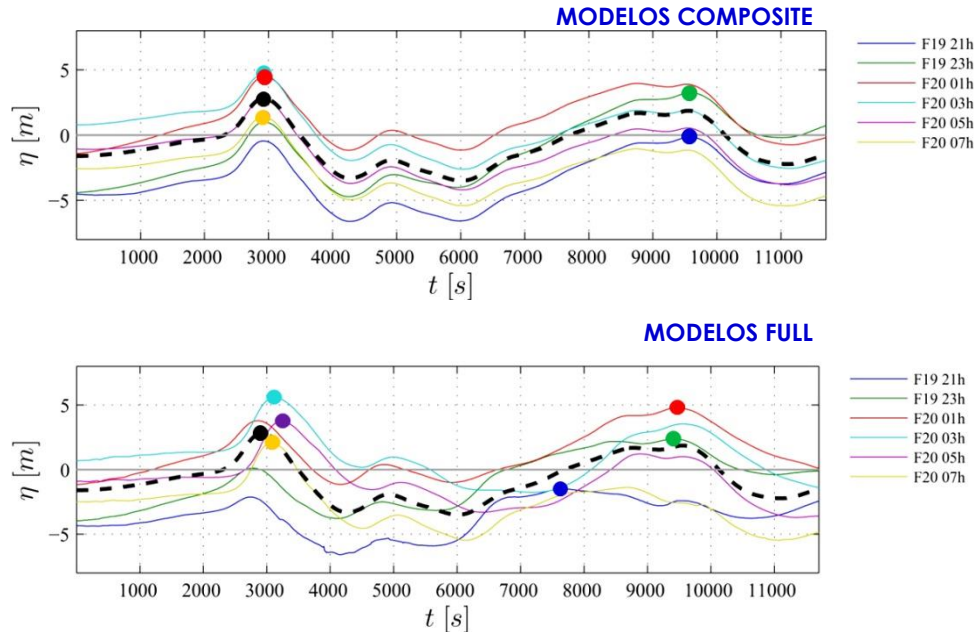


Figura 7. Series de tiempo de desnivelación instantánea en Roca Remolino para modelo de tsunami con marea constante, en línea segmentada, y los modelos *composite* y *full*. Los puntos ilustran los valores máximos. El tiempo de iniciación se ha establecido para todos los casos en $t = 0$ (ocurrencia del terremoto) para facilitar la comparación.

Las series de tiempo de elevación y velocidad de flujo obtenidas de los modelos *composite* y *full* dependen en gran medida de la profundidad total y de la corriente mareal a medida que el tsunami avanza desde la fuente a la zona de interés. La dependencia del flujo ante la profundidad ha sido identificada por otros autores para ondas cuasi-estacionarias generadas por tsunamis, donde la reflexión en la costa es el mecanismo principal (Kowalik y Proshutinsky, 2010), y para tsunamis que se propagan en los estuarios (Shelby et al., 2016). La dependencia de las características del tsunami ante la corriente de fondo en cuerpos de agua como el Canal Chacao, no obstante, ha sido menos estudiada.

El modelo *full* captura una anticipación (o retardo) de la primera onda como consecuencia de la interacción no lineal entre la marea y el tsunami; cambio que es casi imperceptible en el modelo *composite*. Los resultados mediante el primero son consistentes con los de Shelby et al. (2016), quienes observaron que los tiempos de arribo se reducen cuando hay una corriente de marea favorable y viceversa. Estudios para las condiciones de ondas cuasi estacionarias (Kowalik y Proshutinsky, 2010) han demostrado que los tiempos de arribo son más cortos (largos) en pleamar (bajamar) debido a que la celeridad del tsunami se escala con la profundidad total del agua. Aquí encontramos que para este canal, donde el tsunami se comporta como una onda progresiva, la amplitud y el tiempo de arribo dependen fuertemente de la dirección de la corriente mareal y son menos dependientes del nivel y velocidad de la marea.

3.2 Velocidad en Roca Remolinos

Como se observa en la Figura 8, el modelo *composite* proporciona valores mayores que el modelo *full* para la velocidad máxima durante la simulación, lo que a su vez tiene consecuencias en cantidades derivadas como las fuerzas de arrastre (*drag*) y sustentación (*lift*), el transporte de sedimentos y el potencial de erosión. A modo de ejemplo, para velocidades máximas de 8,53 m/s obtenidas mediante el modelo *full* (F1923) y 11,71 m/s para el modelo *composite* (F1921), las fuerzas de arrastre - proporcionales al cuadrado de la velocidad- son 1,68 y 3,17 veces mayores, respectivamente, que las asociadas al modelo de tsunami con marea constante (6,58 m/s). Las velocidades máximas se pueden registrar indistintamente a la llegada de la primera onda o durante las ondas secundarias.

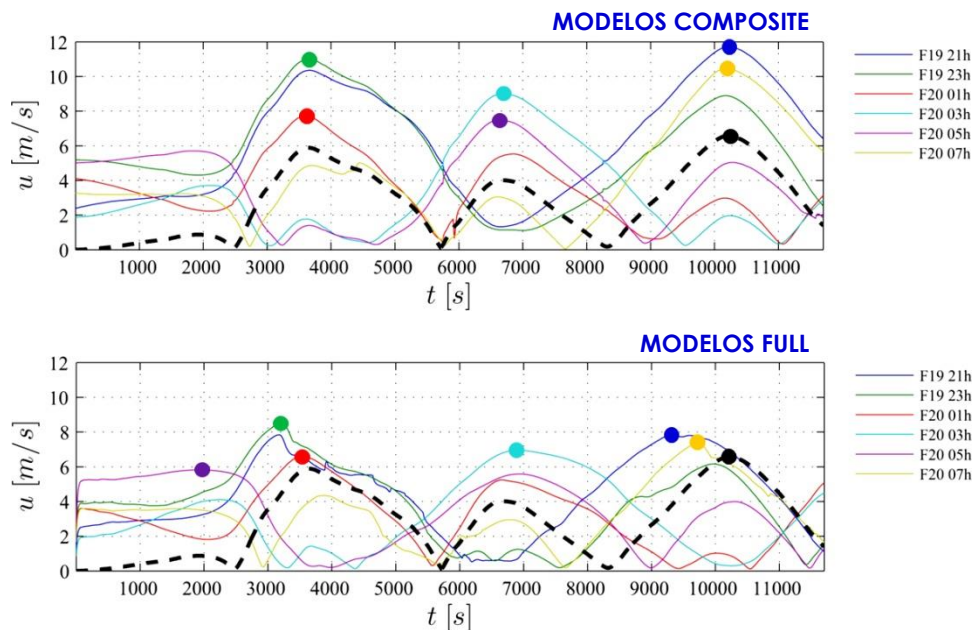


Figura 8. Series de tiempo de desnivelación instantánea en Roca Remolino para modelo de tsunami con marea constante, en línea segmentada, y los modelos *composite* y *full*. Los puntos ilustran los valores máximos. El tiempo de iniciación se ha establecido para todos los casos en $t = 0$ (ocurrencia del terremoto) para facilitar la comparación.

3.3 Campos 2DH de elevación y velocidad en Canal Chacao

El análisis se complementa con diagramas bidimensionales de la elevación y velocidad en el Canal Chacao, extraídos a la hora de llegada de la primera onda a Roca Remolinos. La Figura 9a muestra las elevaciones del modelo de tsunami obtenidas 49,83 minutos después del terremoto ($t = 2990$ s). En este instante, se observan elevaciones de casi 6,5 m en zonas bajas ubicadas en las inmediaciones del Canal Caulín, como consecuencia de la amplificación del tsunami. Los gradientes espaciales en elevación son comparativamente pequeños en otras partes del canal, incluyendo los alrededores de Roca Remolinos, donde la elevación de la onda es de 2,8 m.

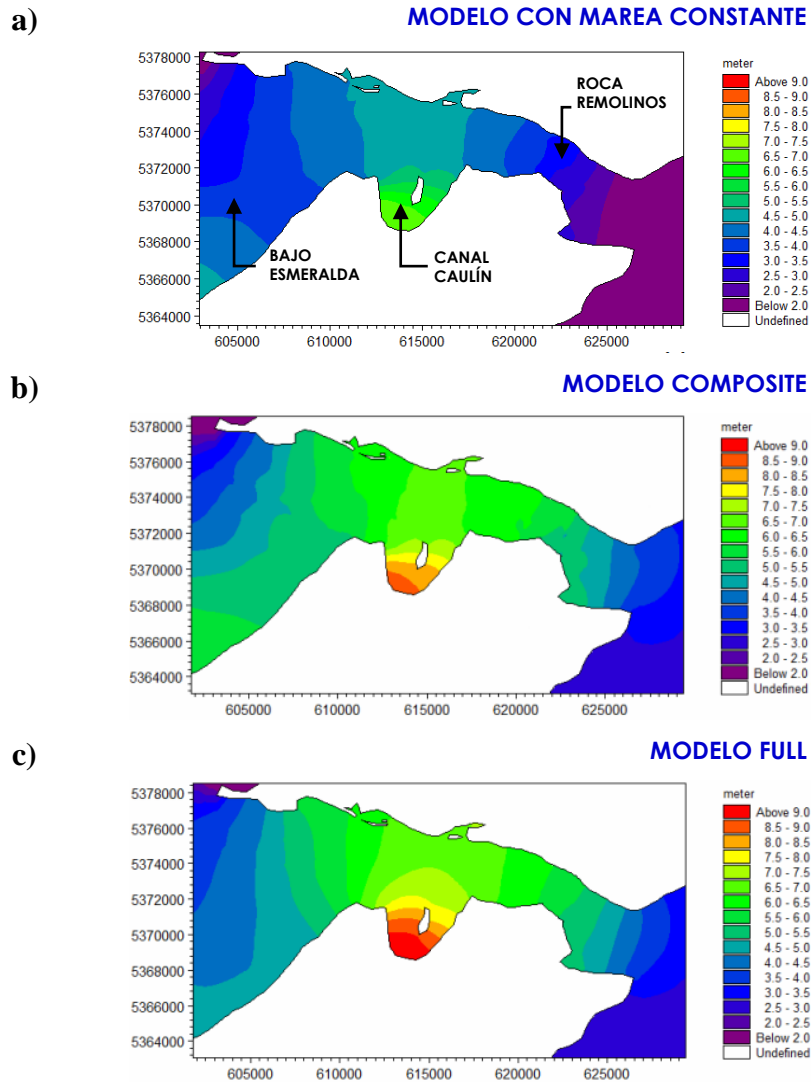


Figura 9. Elevación en Canal Chacao durante el arribo de la primera ola a Roca Remolinos para a) el modelo de tsunami con marea constante, b) el modelo *composite* y c) el modelo *full* para el caso F2003.

La Figuras 9b y 9c muestran la elevación de la superficie para el caso F2003 usando los modelos *composite* y *full*, respectivamente. En general, el modelo *full* proporciona los mayores valores dentro del Canal Chacao. En la parte central del canal, éste proporciona elevaciones aproximadamente 0,3 a 0,6 m más altas que el modelo *composite*, a excepción del Canal Caulín, donde esta diferencia es superior a 1 m. Finalmente, tanto el modelo *full* como el *composite* producen ~ 1 a 3 m de elevaciones mayores en comparación con los obtenidos con el modelo del tsunami. En Roca Remolinos, la diferencia entre los modelos *full* y *composite* con el modelo del tsunami es de 2,77 my 1,66 m, respectivamente.

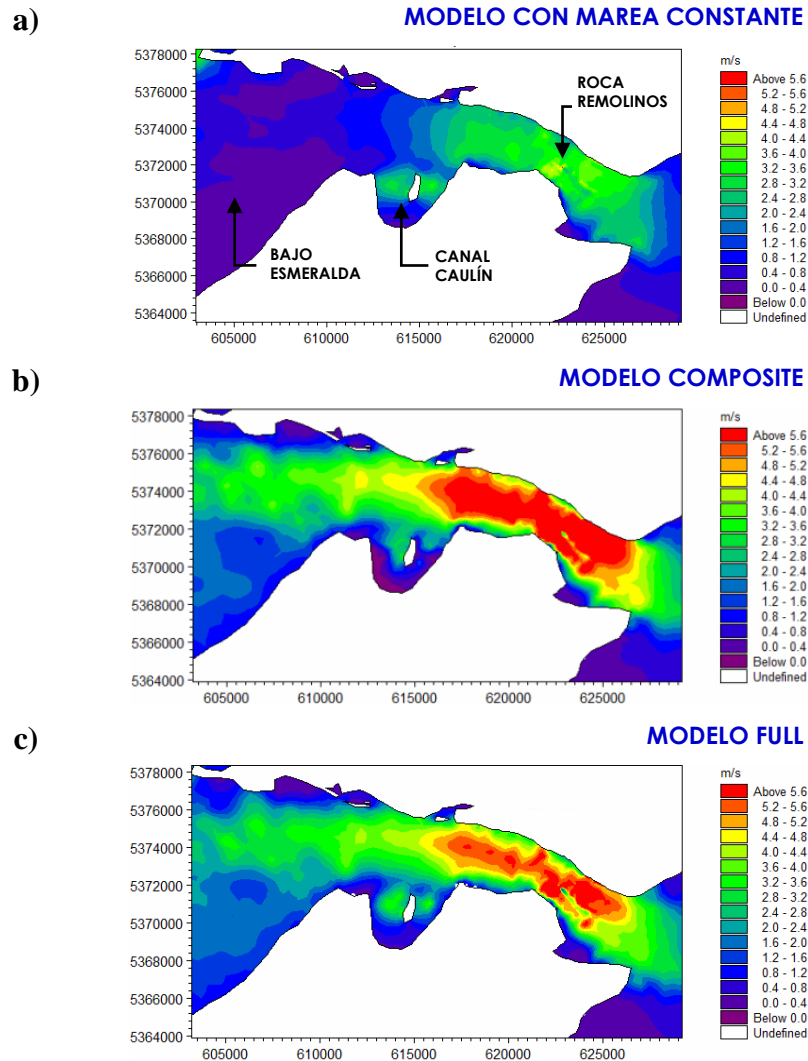


Figura 10. Velocidad en Canal Chacao durante el arribo de la primera ola a Roca Remolinos para a) el modelo de tsunami con marea constante, b) el modelo *composite* y c) el modelo *full* para el caso F2003.

La Figura 10a ilustra los campos bidimensionales del modelo durante el arribo de la primera ola a Roca Remolinos ($t = 3600$ s) para el caso F1921, escogido por generar las mayores velocidades entre todos los casos. Se registran velocidades máximas de 4.5 m/s en la sección más angosta del canal, que se reducen tanto en Canal Caulín como en la boca oriental de entrada al Mar interior de Chiloé, como consecuencia del incremento en la sección transversal del canal. Como consecuencia del flujo mareal, los modelos *full* y *composite* generan velocidades que exceden en 1~3 m/s a aquellas calculadas mediante el modelo con marea constante. El modelo *composite*, no obstante, genera mayores velocidades que el *full* en la mayoría del dominio.

Se observa que las diferencias entre los modelos *full* y *composite* para elevaciones y velocidades máximas son menores hacia el este desde Roca Remolinos, como consecuencia de las relativamente bajas corrientes mareales en la entrada al Mar Interior de Chiloé. Por el contrario, las interacciones no lineales (inferidas a partir de las diferencias entre los modelos *full* y *composite*) son grandes en el Canal Caulín y Bajo Esmeralda, ambos caracterizados por la baja profundidad. Estos resultados son consistentes estudios previos (e.g. Kowalik y Proshutinsky, 2010), que sugieren que las interacciones no lineales pueden ser significativas en regiones poco profundas.

4 COMENTARIOS FINALES

Los patrones hidrodinámicos asociados a la ocurrencia del tsunami de 1960 se han analizado mediante tres enfoques con un nivel creciente de complejidad en Canal Chacao. Las diferencias entre los modelos *full* y *composite* surgen de i) las interacciones no lineales generadas por los términos advectivo y friccional en las ecuaciones de momento, ii) la influencia del nivel de marea y iii) la dirección y velocidad de las corrientes mareales. Los resultados muestran una gran variabilidad dependiendo de la fase de marea y del enfoque de modelación. En concreto, se concluye que i) las interacciones no lineales son relevantes en regiones con altas corrientes mareales y bajas profundidades, ii) los modelos *composite* predicen elevaciones máximas similares a la obtenidas mediante modelos *full* -a un costo computacional mucho menor-, pero proporcionan velocidades excesivamente altas y iii) la hora de arribo y la elevación de la primera ola están fuertemente afectadas por la dirección del flujo de marea y menos influenciadas por su nivel y velocidad.

Cabe mencionar que no se efectúa una validación de los resultados asociados al tsunami de 1960, dado que sólo se cuenta con registros en Talcahuano y en Punta Arenas, ubicados 570 km al norte y 1280 km al sur del Canal Chacao, respectivamente (Fujii and Satake, 2013). Asimismo, el estudio de Sievers et al. (1963) consistió en llamadas por teléfono y entrevistas semanas después de ocurrido el evento Sievers (comunicación personal, 2017) y a la fecha no existían protocolos de medición como los actuales (Dominey-Howes et al., 2014).

Actualmente, las evaluaciones del riesgo de tsunami en Chile excluyen interacciones no lineales entre la marea y el tsunami. Los escenarios suelen ser abordados en términos de la variabilidad de la condición inicial de rotura sísmica y/o en la determinación de escenarios extremos (e.g. Razafindrakoto et al., 2015; Calisto et al., 2016; SATREPS, 2016). En este trabajo mostramos que estas interacciones y el enfoque utilizado en la modelación implican grandes diferencias en la elevación, velocidad y tiempos de arribo del tsunami en el Canal Chacao, agregando así otra fuente de variabilidad para escenarios que podrían afectar a las regiones costeras expuestas a eventos tsunamigénicos. Los resultados de esta investigación permiten mejorar evaluaciones del riesgo de tsunami para las comunidades costeras ubicadas en canales similares al estudiado.

5 AGRADECIMIENTOS

El estudio se enmarca en el proyecto FONDECYT 11150003 " Assessment of tide-tsunami interaction in fjords, channels and estuaries". I. Sepúlveda agradece a Fulbright y CONICYT por la asistencia financiera en forma de becas. F. Aron reconoce el apoyo de la beca postdoctoral FONDECYT 3150116 y a la Universidad de Stanford. Agradecemos a DHI por las licencias del software MIKE, al SHOA por los datos batimétricos digitales y a Fernando Landeta por los datos de campo.

6 REFERENCIAS

Andersen, O. 1995. Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry, *J. of Geophys. Res.*, 100, C12, p. 25249-25260.

Androsov, A.; Behrens, J. y Danilov, S. 2011. Tsunami Modelling with Unstructured Grids. Interaction between Tides and Tsunami Waves. E. Krause et al. (Eds.):*Computational Sci., & High Performance Computing IV, NNFM115*, pp. 191–206.

Barrientos, S. E., y S. N. Ward. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.*, 103(3), 589-598, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x.

Benedetti, S. 2010. El terremoto más grande de la historia. Valdivia 22 de Mayo, 1960. Origo Ediciones.

Calisto, I., Miller, M., y Constanzo, I. 2016. Comparison between tsunami signals generated by different source models and the observed data of the Illapel 2015 earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1051-1061, doi: 10.1007/s00024-016-1253-8.

Catalán, P., Aránguiz, R., González, G., Tomita, T., Cienfuegos, R., González, J., ...y Gubler, A. 2015. The 1 April 2014 Pisagua tsunami: observations and modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 42(8), 2918-2925.

Cisternas, M. et al. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature*, 437(7057), 404–407, doi:10.1038/nature03943.

DHI. 2011. Mike 21 & Mike 3 Flow Model FM. Hydrodynamic and Transport Module. Scientific documentation.

Dominey-Howes, D., Dengler, L., Dunbar, P., Kong, L., Fritz, H., Imamura, F., and Borrero, J. (2014), International Tsunami Survey Team (ITST) Post-Tsunami Survey Field Guide, Second Edition. UNESCO-IOC, Paris.

Fujii, Y., y K. Satake. 2013. Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure Appl. Geophys.*, 170(9-10), 1493-1509, doi:10.1007/s00024-012-0524-2.

Kowalik, Z. y Proshutinsky, A. 2010. Tsunami–tide interactions: A Cook Inlet case study. *Continental Shelf Research* 30, 633–642.

Kowalik, Z.; Proshutinsky, T. y Proshutinsky, A. 2006. Tide-tsunami interactions. *Sci. Tsunami Hazards* 24 (4), 242–256.

Lee, H. S., Shimoyama, T. and Popinet, S. 2015. Impacts of tides on tsunami propagation due to potential Nankai Trough earthquakes in the Seto Inland Sea, Japan. *J. Geophys. Res. Oceans*, 120(10), 6865-6883.

- McConnell, K., Allsop, W., y Cruickshank, I. 2004. Piers, jetties and related structures exposed to waves: guidelines for hydraulic loadings. Thomas Telford.
- Mofjeld, H. O., González, F. I., Titov, V. V., Venturato, A. J., and Newman, J. C. 2007. Effects of Tides on Maximum Tsunami Wave Heights: Probability Distributions. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 24(1), 117-123.
- Moreno, M. S., J. Bolte, J. Klotz, y D. Melnick 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 36(16), L16310, doi:10.1029/2009GL039276.
- Okada, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(2), 1018-1040.
- Pugh, D. y Woodworth, P. 2014. *Sea-level science: understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes*. Cambridge University Press.
- Razafindrakoto, H. N., Mai, P. M., Genton, M. G., Zhang, L., y Thingbaijam, K. K. 2015. Quantifying variability in earthquake rupture models using multidimensional scaling: Application to the 2011 Tohoku earthquake. *Geophysical Journal International*, 202(1), 17-40, doi: 10.1093/gji/ggv088.
- SATREPS. 2016. Guía para la Estimación de Peligro de Tsunami, Ver.1. Serie de Publicaciones Vol.1, desarrollada en el marco del Proyecto de Investigación para el Mejoramiento de Tecnología para desarrollar una Comunidad Resiliente ante los Tsunamis.
- Shelby, M., Grilli, S.T., Grilli, A.R. 2016. Tsunami hazard assessment in the Hudson River Estuary based on dynamic tsunamitide simulations. *Pure Appl. Geophys.* 173: 3999. doi:10.1007/s00024-016-1315-y
- Shimoyama, T. y Lee, H. S. 2014. Tsunami-tide interaction in the Seto inland sea, Japan. *International Conference on Coastal Engineering ICCE 2014*, Seoul, Korea.
- SHOA. 2004. Carta de Inundación por tsunami para la Bahía de Ancud. TSU-7230.
- SHOA. 2000. El marremoto del 22 de Mayo de 1960 en las costas de Chile. Publicación No. 3012. 2ª Edición, 2000.
- Sievers, H., Villegas, G. y Barros, G. 1963. The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 53, No. 6, pp. 1125-1190.
- Stein, S., J. F. Engeln, C. DeMets, R. G. Gordon, D. Woods, P. Lundgren, D. Argus, C. Stein, y D. A. Wiens. 1986. The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the Great 1960 Chilean Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 13(8), 713–716, doi:10.1029/GL013i008p00713.
- Tolkova, E. 2013. Tide-Tsunami Interaction in Columbia River, as Implied by Historical Data and Numerical Simulations. *Pure Appl. Geophys.* 170 (2013), 1115–1126.
- Yamazaki, Y. y Cheung, K. F. 2011. Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile Earthquake. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 38, L12605.
- Zhang, Y. J.; Witter, R. C. y Priest, G. R. 2011. Tsunami–tide interaction in 1964 Prince William Sound tsunami. *Ocean Modelling* 40, 246–259.