

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

VII SEMINARIO INTERNACIONAL DE INGENIERÍA Y OPERACIÓN PORTUARIA

RESONANCIA DE ONDAS DE TSUNAMI EN PUERTOS Y BAHÍAS DE LA ZONA NORTE Y CENTRO DE CHILE

PABLO CORTES A.^{1,2}
PATRICIO CATALAN M.^{2,3,4}

RESUMEN

La presencia del fenómeno resonante en puertos y bahías constituye un problema relevante en la ingeniería costera, debido al daño que las ondas amplificadas pueden generar tanto a infraestructura como a personas; y a que su persistencia temporal afecta la operatividad de instalaciones industriales como los puertos. La forma en que se manifiesta dicho fenómeno está fuertemente relacionada con las características geomorfológicas de cada sector, destacándose como las más relevantes la plataforma continental (fondo marino hasta los 200 metros de profundidad) y el grado de definición que la geomorfología costera le otorga a una bahía. Chile, con una gran cantidad de emplazamientos costeros y puertos cruciales para la actividad humana y comercial, presenta varias tipologías de bahías, que pueden diferir en su comportamiento. En el presente trabajo se caracterizan las propiedades resonantes de las principales localidades costeras ubicadas entre la I a la VII regiones, mediante el análisis espectral de las series de tiempo de tsunamis, comparadas con espectros de series de tiempo sin eventos, estas últimas conocidas como "espectros de fondo". Por otra parte, se exploran las características espaciales de estos modos, mediante la resolución de un problema de valores propios asociado a las ecuaciones de onda larga. Los resultados de ambas metodologías permiten establecer una clasificación de cada uno de los sectores, en función de la extensión espacial de los modos y su presencia recurrente en distintos eventos de tsunami. Al mismo tiempo, estos resultados permiten determinar zonas más propensas a daños frente a la ocurrencia de eventos futuros.

¹Magister en Ciencias de la Ingeniería Civil, Departamento de Obras Civiles. Universidad Santa María. pablo.cortes.aguilera@gmail.com

²Investigador Asociado, Centro Nacional de Gestión Integrada de Desastres Naturales, CIGIDEN

³Profesor Adjunto, Departamento de Obras Civiles. Universidad Santa María. patricio.catalan@usm.cl

⁴Investigador Asociado, Centro Científico Tecnológico de Valparaíso, CCTVal

1. INTRODUCCIÓN

En Chile, la adecuada comprensión de los procesos físicos de los tsunamis resulta un requisito, al considerar el vasto historial sísmico del país, producido principalmente por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, la que conlleva un alto potencial de generación de tsunamis (Silbergleit & Prezzi, 2012). Los recientes eventos de 2010 en Maule (Mw 8.8), 2014 en Pisagua (Mw 8.2) y 2015 en Coquimbo (Mw 8.3), son un recordatorio de dicho potencial sísmico. En particular, la zona de Pisagua todavía representa un foco de peligro potencial a corto plazo (Hayes et al., 2014), ya que en el evento de 2014 aproximadamente sólo un 20% de la energía que se supone acumulada en la zona fue liberada (Chlieh et al., 2011). Por lo tanto, el análisis del comportamiento de los tsunamis es esencial para el desarrollo de medidas de mitigación ante eventos futuros.

Usualmente el estudio de tsunamis se lleva a cabo mediante modelado numérico basado en paquetes computacionales basados en las Ecuaciones No Lineales de Onda Larga (NLSWE, por su acrónimo en inglés), tales como TUNAMI, COMCOT o NEOWAVE (Imamura et al., 2006; Wang, 2009; Yamazaki et al., 2010), los que, sumados al registro en boyas del paso de las ondas de tsunami, han permitido refinar la comprensión física de su hidrodinámica. A modo de ejemplo, dentro de los fenómenos observados durante eventos recientes, el arribo de ondas destructivas en forma tardía ha sido mencionado por habitantes de asentamientos costeros, tal como reporta Yamazaki & Cheung (2011) o Catalán et al. (2015) para los tsunamis de Maule 2010 y Pisagua 2014, antecedentes que son congruentes con la presencia del fenómeno de resonancia, en el cual la energía contenida en el tsunami queda atrapada en la costa, produciéndose un eventual aumento en la amplitud de las ondas de tsunami y prolongación de la duración del mismo en ciertas localidades. Análisis preliminares (Catalán et al., 2015) sugieren que esta condición resonante queda ampliamente controlada por la configuración morfológica de la costa, en la cual la presencia de bahías, ya sean abiertas, cerradas o sistemas de varias bahías, juega un rol fundamental.

Con el objetivo de estudiar las características resonantes de las bahías en la costa de norte y central de Chile, en este trabajo se emplea un análisis espectral de series residuales u "oscilaciones de fondo" (Rabinovich, 1997), para identificar los valores de los períodos resonantes en ausencia de eventos de tsunami. Luego, estos espectros son comparados con otros obtenidos a partir de series para diferentes eventos de tsunami, todo ello con miras a establecer la relevancia de la resonancia en la respuesta costera de los tsunamis. Posteriormente, utilizando el método descrito en Bellotti et al. (2012a) y Bellotti et al. (2012b), se buscan las estructuras espaciales o "modos" correspondientes a dichos períodos resonantes.

Así, el conocer los modos resonantes, permite definir distintos tipos de locaciones en función de su respuesta frente a eventos de tsunami y clasificarlas como zonas propensas a mayor daño, entregando una guía sobre los lugares donde se debe poner un especial cuidado en temas como la planificación costera.

2. MARCO TEÓRICO

Espectros de fondo

Rabinovich (1997) propone que los espectros de las oscilaciones, es decir, la distribución en la frecuencia de la energía del desplazamiento de la superficie del mar, medidas en la costa, se pueden descomponer en la suma lineal de tres constituyentes: tsunami (t), fondo (b) y error instrumental (ϵ), es decir

$$S_m = S_c^t(\omega) + S_c^b(\omega) + S_\epsilon(\omega) \quad (1)$$

En donde el sub-índice “ c ” hace referencia a mediciones tomadas en la costa. La componente del error es usualmente despreciada, pues se considera que es de órdenes de magnitud inferior a las otras. Por otra parte, se asume que existe una transformación de los espectros en aguas profundas ($S_d(\omega)$) en su propagación hacia la costa, la cual es inducida por diferentes funciones de transferencia asociadas a la batimetría.

$$S_c(\omega) = Y(\omega) P(\omega) Q(\omega) S_d(\omega) \quad (2)$$

En la expresión (2) las funciones Y , P y Q se asocian a la propagación oceánica, sobre la plataforma continental y en las bahías, respectivamente. Es sabido que el espectro de fondo en aguas profundas no tiene picos energéticos distintivos (Rabinovich, 1997), por lo que se asume que todos los picos espectrales observados en los espectros costeros $S_c^b(\omega)$ corresponden a efectos de las funciones anteriormente descritas. En otras palabras, la forma espectral queda controlada por el efecto de la propagación oceánica y sobre la plataforma continental, y efectos locales de las bahías.

La última se puede estimar a partir de mediciones de terreno en la bahía misma. Para ello, se utiliza el espectro de la medición en el mareógrafo en ausencia de tsunami, es decir, asumiendo que cualquier presencia de picos de energía se debe a un control de tipo morfológico provisto por las bahías

$$S_m = S_c^b(\omega) \quad (3).$$

De esta manera, se determina un espectro de fondo, cuyas características permiten definir los períodos T (en seg.) candidatos a ser exacerbados en caso de que exista resonancia producto de un tsunami. Por otra parte, la señal completa en caso de un tsunami

$$S_m = S_c^t(\omega) + S_c^b(\omega) \quad (4),$$

se utiliza como referencia, a modo de estudiar que períodos resonantes de la bahía son excitados por los diferentes eventos de tsunami a considerar en este trabajo.

Análisis Modal

Uno de los deficiencias del método anterior es que permite obtener la estructura de frecuencias resonantes, pero no permite estimar su estructura espacial. Por lo tanto, los resultados se acoplan a un método de análisis independiente. En particular, el modelo propuesto en Bellotti et al. (2012a) el cual tiene como base las ecuaciones lineales de aguas someras

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \nabla \cdot (h \nabla \eta) = 0 \quad (5),$$

donde g representa la aceleración de gravedad, t representa el tiempo, h es la profundidad sin perturbaciones y η representa la superficie libre del agua. Dicho modelo debe ser resuelto computacionalmente para obtener la estructura espacial y temporal de η .

Para ello, se define un dominio computacional correspondiente a una porción de la costa encerrada por un arco de circunferencia de radio R , cuyo centro se asume como el lugar de origen de las ondas que se propagan hacia afuera del dominio. Sobre el borde costero se aplica una condición matemática de reflexión total, descrita por

$$\frac{\partial \eta}{\partial n} = 0 \quad (6).$$

La segunda condición aplica sobre el arco de circunferencia, y representa una condición de radiación aproximada dada por

$$\left(\frac{\partial}{\partial n} + \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{2R} \right) \eta = 0 \quad (7).$$

En ambos casos la letra n indica que las derivadas son tomadas en dirección ortogonal a los bordes del dominio, apuntando hacia afuera. Siguiendo el desarrollo matemático propuesto en Bellotti et al. (2012a), las ecuaciones son llevadas a una formulación débil, y sobre ella se aplican procedimientos propios de los elementos finitos, considerando elementos triangulares lineales, con lo que se transforma dicha formulación en un sistema de ecuaciones lineales. Finalmente se obtiene un problema de tipo

$$(s^2 [M] + s[C] + [K])\{X\} = 0 \quad (8),$$

el cual es cuadrático en la variable s y admite como soluciones valores (s) propios que representan los períodos resonantes y el amortiguamiento temporal del modo, y vectores (X) propios que representan la distribución de amplitudes modales en los nodos de los elementos triangulares. De esta forma, se cuenta con la distribución espacial de la amplificación para una frecuencia (o período) dado.

3 METODOLOGÍA

Las series de tiempo para el cálculo de los espectros en el presente informe, tanto de fondo como de tsunami, fueron obtenidas a partir mediciones de mareógrafos operados por el SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada). Los espectros de fondo se construyen a partir de un año de mediciones mareales, entre los meses de agosto 2014 y agosto 2015 (descargadas desde <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/>), en los que no se presentan eventos de tsunami. Por otra parte, se analizarán hasta siete series de tiempo de tsunami. Esto incluye las de los tsunami para los eventos a partir del año 2010 (Maule, Tohoku, Pisagua e Illapel) así como registros para los eventos de Kobe 1994, Antofagasta 1995, Indonesia 2004 y Kuril 2006.

Posterior a la obtención de las series en mareógrafos, se procede a filtrar la marea astronómica mediante el algoritmo UTIDE en MATLAB. Los mareógrafos utilizados, los eventos

considerados y el detalle de disponibilidad de series para cada locación se detalla en la Tabla 1.

Es importante destacar que el intervalo de tiempo para el análisis de cada una de las series de tiempo fue de 27 horas, tiempo que corresponde a la ventana temporal entre el inicio del tsunami principal para el terremoto de Pisagua 2014 y un tsunami secundario generado por la primera réplica. Al usar una duración prolongada se obtiene una buena resolución espectral, que además es común para todos los eventos. Para el caso de las series sin tsunami, se extraen registros de 27 horas de duración dentro del registro total anual, cada uno de los cuales es sometido a un filtro de variabilidad previo a la obtención de los $S_c^b(\omega)$. Este filtro es seleccionado en forma arbitraria tal que saque del análisis series que tengan presencia de datos extremos producto de algún evento atmosférico importante, o eventos anómalos generados por problemas de los instrumentos de medición.

Las batimetrías utilizadas para construir los dominios analizados, corresponden a una combinación de fuentes que considera datos de GEBCO (resolución de 30 seg. de arco), topografía open topo (resolución de 3 seg. de arco) y cartas náuticas provistas por SHOA, cuya resolución varía dependiendo de la zona, encontrándose en general datos cada 30-90 metros para las principales bahías analizadas en este trabajo, con la excepción de Paposo, Taltal y Bucalemu. Toda la información fue combinada y los puntos finales se interpolaron a grillas batimétricas en coordenadas UTM, con resolución de 60 metros para zonas de detalle y 90 metros para dominios extensos. La interpolación de grillas se realizó en el paquete computacional de código abierto GMT (Generic Mapping Tools).

Tabla 1: Mareógrafos considerados para el análisis espectral. Se indican los eventos de interés y la disponibilidad (verde) de registros para cada uno.

Evento de Tsunami	Localidad																	
	Arica	Pisagua	Iquique	Patache	Tocopilla	Mejillones	Antofagasta	Paposo	Taltal	Chañaral	Caldera	Huasco	Coquimbo	Pichidangui	Quintero	Valparaíso	Bucalemu	San Antonio
Kobe																		
Antofagasta																		
Indonesia																		
Kuril																		
Maule																		
Tohoku																		
Pisagua																		
Illapel																		

4 RESULTADOS

En lo que sigue, los resultados se presentan como gráficas de los espectros de fondo $S_c^b(\omega)$ para algunas localidades, comparados con los respectivos espectros de tsunami $S_c^t(\omega)$. Además, se incluyen láminas de algunos de los modos obtenidos a partir del problema de valores propios. Dichas láminas indican la distribución espacial que tendrían las amplitudes de los modos identificados. La interpretación de las mismas es la siguiente: los colores representan, en una escala adimensional, zonas donde existirán mayores amplitudes (tonos cálidos) y zonas que no se verán mayormente afectadas (tonos fríos). Desde un punto de vista matemático, estas laminas representan la amplitud de los vectores propios, posterior a su normalización por la matriz de masa. Estas láminas pueden contener resultados para más de un dominio, dependiendo de las características de las bahías. Es importante recalcar que, a diferencia del análisis espectral que se encuentra extensivamente validado como herramienta de uso para identificar períodos resonantes en eventos de tsunami, la metodología de elementos finitos aquí empleada todavía se encuentra en fase de validación y revisión, por lo que las láminas constituyen información referencial que en algunos casos puede no representar exactamente la realidad.

4.1 TIPOS DE BAHÍAS

El análisis de $S_c^b(\omega)$ y los modos, permite distinguir entre distintos tipos de bahías, en términos de su extensión geográfica y el grado de definición de cada una. Este grado se entiende como que tan explícita es la forma de la bahía según la línea de costa, y en algunos casos se relaciona con que tan efectivamente la bahía aísla el cuerpo de agua que contiene respecto del resto del océano. Esta caracterización es cualitativa, y propuesta de manera general en este trabajo, como un mecanismo para agrupar los resultados.

4.1.1 BAHÍAS DE GRAN EXTENSIÓN Y ALTA DEFINICIÓN

En un primer grupo se encuentran aquellas bahías cuya extensión a lo largo de la costa es comparable con el ancho de la plataforma continental (definida por la isóbata de 200 m). Además, presentan una forma que otorga un alto grado de abrigo al agua que contienen, formándose una única estructura oscilante. Lo anterior se traduce en picos muy definidos en $S_c^b(\omega)$, los que pierden amplitud a medida que disminuye el período. Los valores de dichos períodos pico están en la proporción $\frac{1}{n}$, con n número del modo (1, 2, 3, etc.), comportamiento asociado a bahías que presentan oscilaciones armónicas (Rabinovich, 2009). Entre ellas se encuentran: Mejillones, Antofagasta y Coquimbo.

La respuesta de tsunamis en la costa queda prácticamente controlada por los períodos resonantes, particularmente por el período fundamental de la Bahía (Figura 1, Figura 2), relegando la importancia de la fuente sólo al nivel energético a repartir entre los picos resonantes y a la distribución de energía para cada pico.

Figura 1: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Antofagasta (1). Se incluyen los modos obtenidos (línea vertical segmentada). Mapas modales de los tres primeros modos obtenidos (2), (3) y (4), indicándose el mareógrafo (punto verde) y el ancho de la plataforma (línea blanca).

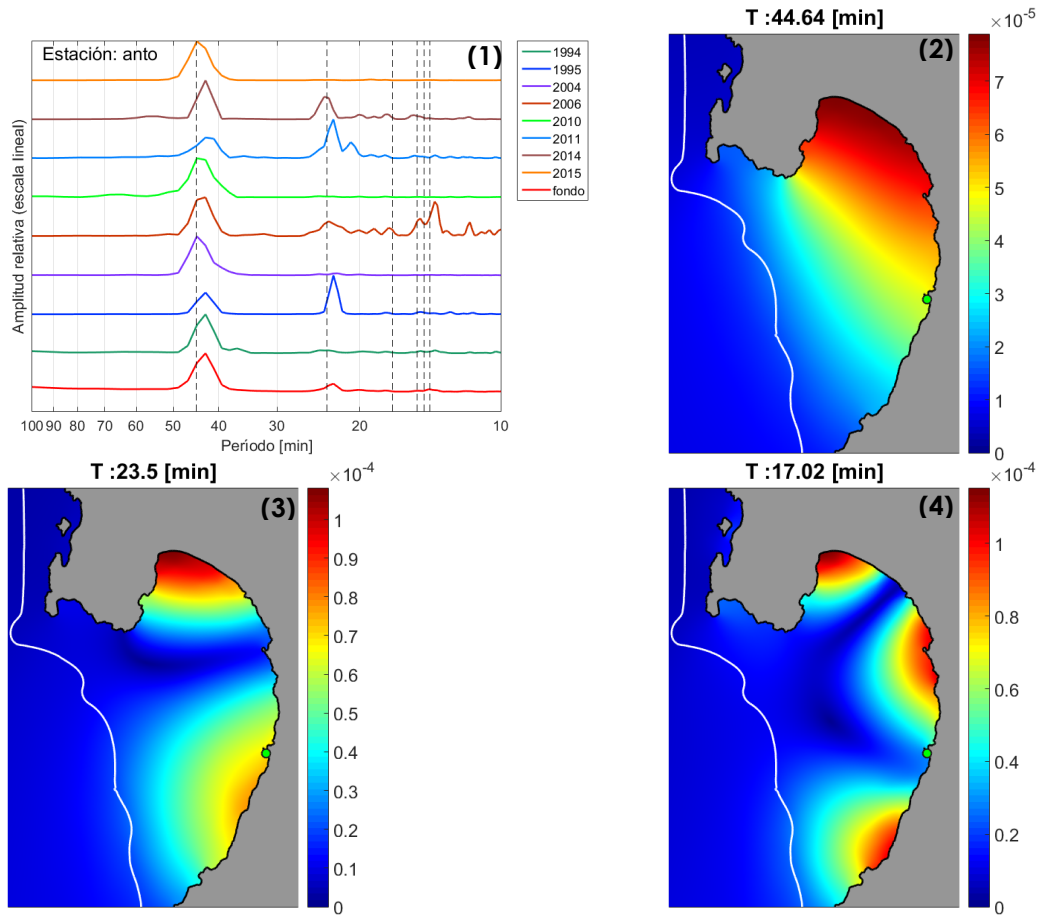
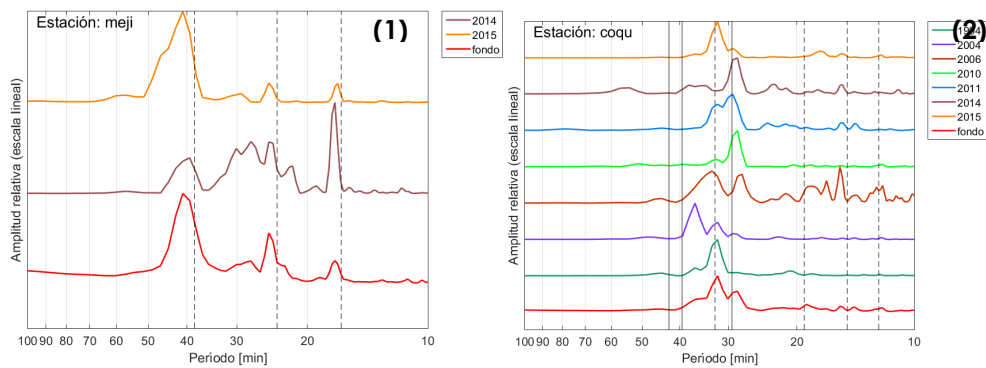


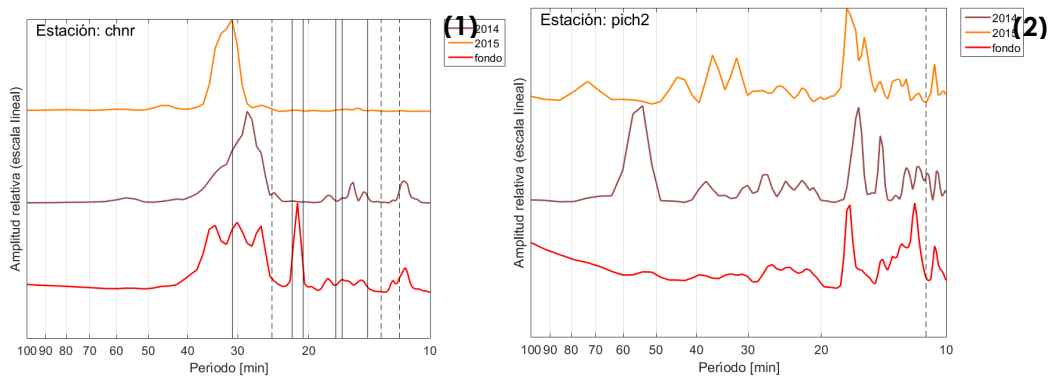
Figura 2: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Mejillones (1) y Coquimbo (2). Se incluyen los modos regionales (línea vertical continua) y locales (línea vertical segmentada) según corresponda.



4.1.2 BAHÍAS DE POCA EXTENSIÓN Y ALTA DEFINICIÓN.

En esta categoría se encuentran las bahías que, si bien presentan un alto grado de definición, su extensión geográfica es tal que en $S_c^b(\omega)$ es posible ver que los modos resonantes propios de la bahía se intercalan con modos de la plataforma continental (Figura 3). Al estar bien definidas, los principales picos resonantes de cada $S_c^b(\omega)$ tienen una presencia importante en los eventos analizados (Figura 3). Este grupo está compuesto por Chañaral, Pichidanguí y San Antonio.

Figura 3: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Chañaral (1) y Pichidanguí (2). Misma descripción que Figura 2.



4.1.3 BAHÍAS DE POCA EXTENSIÓN Y MEDIANA DEFINICIÓN.

En esta categoría entran las bahías de Arica, Pisagua e Iquique, pues, aun cuando presentan condiciones de abrigo, no se encuentran tan definidas espacialmente. Por otra parte, su poca extensión produce que los modos de la plataforma continental coexistan con modos propios de la bahía, por lo que en los espectros se aprecian picos repartidos en el rango 100-10 minutos. Arica concentra su energía fundamentalmente en la banda 55-20 min con una participación de picos muy diferente para cada evento (Figura 5). Pisagua e Iquique tienen un comportamiento similar (Figura 4), pero para la primera localidad, su menor definición (sólo presenta abrigo en la zona sur) produce que no se pueden distinguir modos altamente energéticos bajo los 20 minutos. Por otro lado, Iquique sí presenta picos muy definidos y energéticos bajo los 20 minutos asociados a la bahía del mismo nombre, los cuales resultan relevantes para prácticamente todos los eventos analizados (ver Figura 4.(2)).

Figura 4: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Pisagua (1) e Iquique (2).

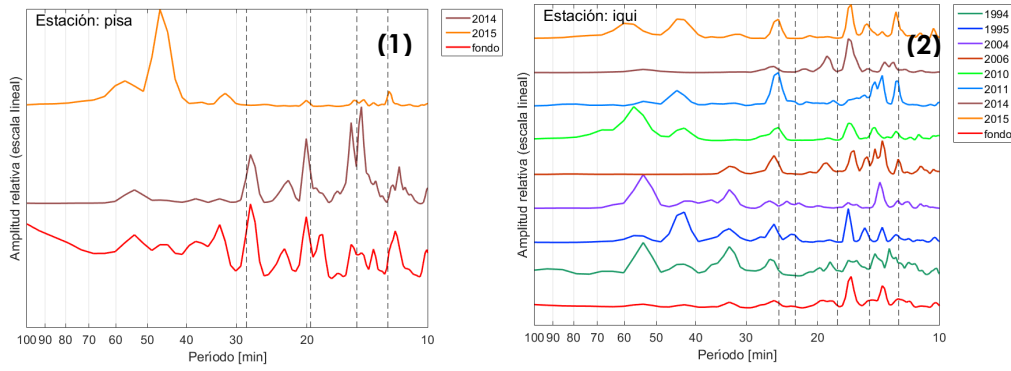
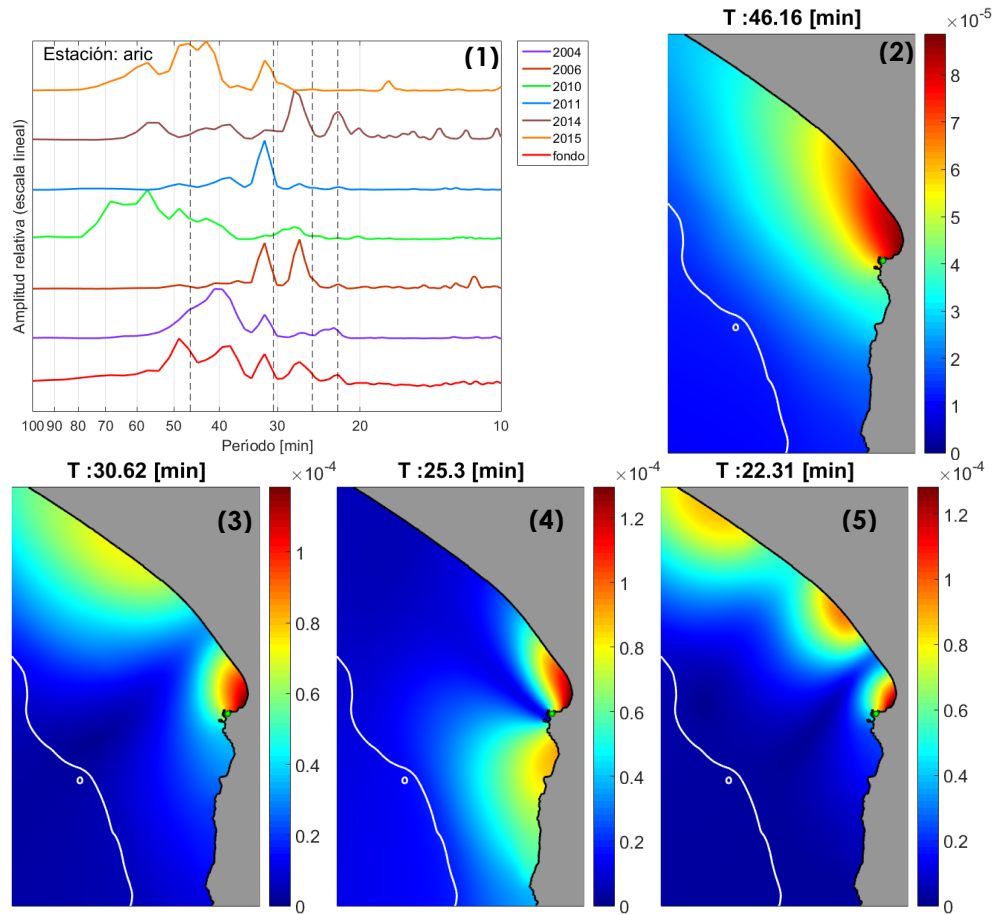


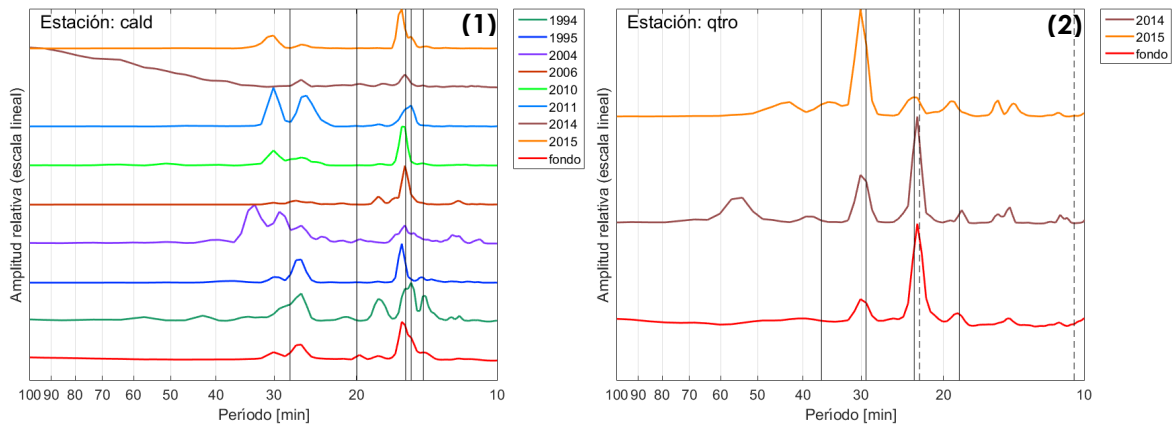
Figura 5: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Arica. Misma descripción que Figura 1.



4.1.4 SISTEMAS DE VARIAS BAHÍAS

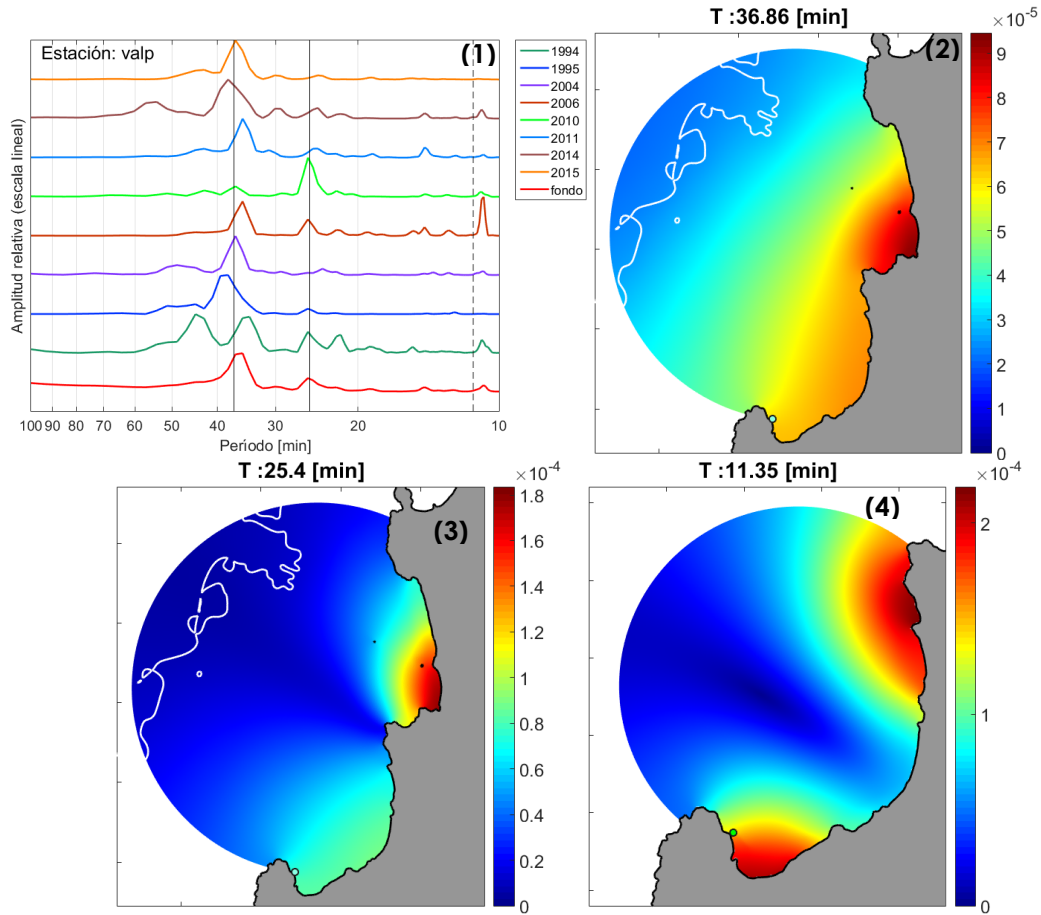
En esta categoría se encuentran localidades donde a pesar de existir una bahía local, hay acoplamiento con otras bahías aledañas, formando un sistema de mayor extensión geográfica. Estos sistemas poseen picos bien definidos en $S_c^b(\omega)$, donde, al igual que en la categoría anterior, coexisten modos propios de la bahía con modos del sistema completo. En este grupo se encuentran Taltal (sistema Playa Brava-El Hueso-Taltal), Caldera (sistema Bahía Inglesa-Calderilla-Caldera), Huasco (Doble Sistema, Barranquilla-Punta Alcalde y Agua de Luna-Huasco), Quintero (sistema Cachagua-Quintero) y Valparaíso (sistema Concón-Valparaíso).

Figura 6: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Caldera (1) y Quintero (2).



Es posible subdividir esta categoría en sistemas de bahías donde la bahía principal posee un alto grado de encerramiento (Caldera y Quintero) y aquellas en donde la bahía principal sólo se encuentra medianamente encerrada (Taltal, Huasco y Valparaíso). La diferencia se manifiesta claramente en $S_c^t(\omega)$, donde para la primera categoría el pico espectral principal corresponde al modo fundamental de la bahía, el que se intercala entre picos del sistema (Figura 6). Para la segunda categoría el pico principal corresponde a uno de los modos del sistema de bahías, y las amplitudes de los otros picos en $S_c^b(\omega)$ decrecen luego de él. En los $S_c^t(\omega)$ se puede ver que para Valparaíso (Figura) es el modo fundamental del sistema, y no el de la bahía, el que se lleva el mayor porcentaje de participación en la respuesta de tsunamis. Para Huasco un evento concentra su energía en un modo del sistema de mayor extensión, mientras que, en otro evento, es el modo del subsistema quien tiene el protagonismo. Finalmente, para el caso de Taltal es el segundo modo del sistema el que tiene la mayor participación, mientras que para Caldera el modo fundamental de la bahía se encuentra presente en todos los eventos, con un aporte considerable (Figura).

Figura 7: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Valparaíso (1).

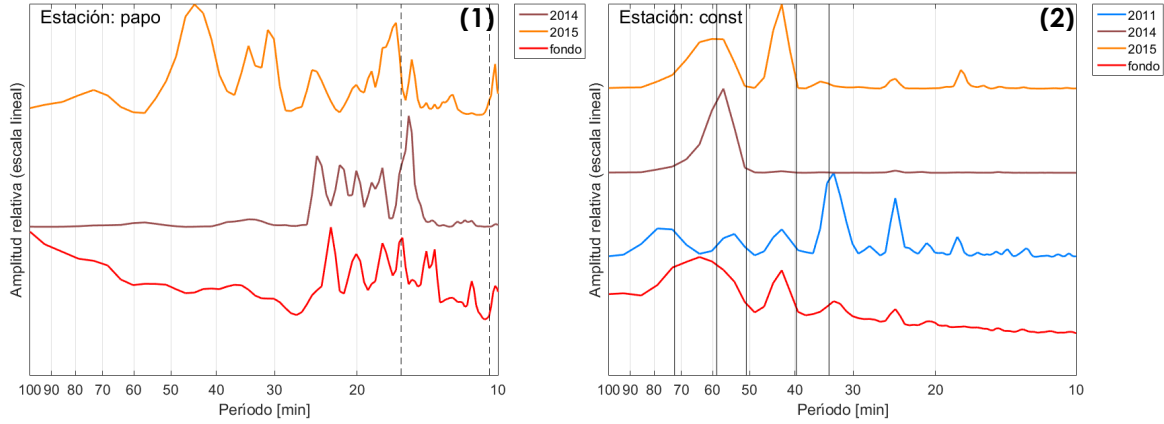


4.1.5 BAHÍAS DE POCA EXTENSIÓN Y POCA DEFINICIÓN

Este grupo lo constituyen bahías pequeñas y poco definidas, tanto las que solo presentan abrigo en una dirección, como aquellas que se encuentran completamente abiertas al océano. Los picos de $S_c^b(\omega)$ suelen tener poco nivel energético, por lo que en algunos sectores es difícil su identificación. Las localidades de Patache, Tocopilla, Paposos, Bucalemu y Constitución entran en esta categoría.

La respuesta en la costa varía ampliamente, tanto entre las bahías como entre los diferentes $S_c^t(\omega)$ para Patache, Tocopilla y Paposos. La existencia de sólo un registro para Bucalemu imposibilita ver su comportamiento frente a diferentes eventos. Además, esta última bahía está muy poco definida, lo que dificulta la obtención de modos resonantes a partir del problema de valores propios. Finalmente, Constitución presenta un comportamiento similar para dos de sus tres eventos, en donde la energía se tiende a concentrar en períodos sobre los 40 minutos, asociados a la plataforma continental (Figura 8).

Figura 8: Comparación entre $S_c^b(\omega)$ y $S_c^t(\omega)$ para Paposo (1) y Constitución (2), se incluyen los modos regionales (línea vertical continua) y locales (línea vertical segmentada) según corresponda.



5 DISCUSIÓN

A pesar de que es posible concluir, de la observación de las figuras de $S_c^b(\omega)$ versus $S_c^t(\omega)$, que los picos resonantes son relevantes para la respuesta de tsunamis en la costa, es necesario cuantificar dicho aporte. Para ello se propone el siguiente indicador

$$\%_j = \frac{\sum_i P_i^r [S_c^t(\omega)_j]}{\sum_i P_i^r [S_c^t(\omega)_j] + \sum_k P_k^{Nr} [S_c^t(\omega)_j]} \quad (9).$$

donde el numerador representa la sumatoria de las amplitudes de los “i” picos resonantes presentes en el espectro de tsunami analizado $S_c^t(\omega)_j$ (con j representando cada registro de tsunami disponible en una localidad), y el denominador representa la suma de las “i” amplitudes de picos resonantes más las amplitudes de los “k” picos no resonantes para el mismo espectro. La expresión anterior permite obtener un porcentaje de participación resonante para cada uno de los j espectros de tsunami disponibles, los cuales se muestran en la Tabla 2. En esta tabla se propone una clasificación en cuatro niveles para cada evento: Leve, Moderada, Alta y Muy Alta.

Es posible ver en la Tabla 2 que existen bahías que siempre tienen altos porcentajes de participación resonante, independiente de las características del tipo de evento analizado (campo cercano, campo lejano, magnitudes, etc). El comportamiento anterior se da con mayor notoriedad para las bahías de gran extensión y alta definición (Antofagasta, Mejillones y Coquimbo) y los sistemas de bahías (con la subcategoría de bahías de alto grado de encerramiento como las más resonantes), con la excepción de Taltal. Para las otras clasificaciones, los aportes resonantes son variados.

Es importante destacar que aun cuando una bahía tenga altos porcentajes de participación resonante, ello no indica que necesariamente se manifiesten efectos devastadores. Lo anterior puesto a que puede ocurrir que la energía total del evento no

sea suficiente para producir una gran amplificación (tsunamis menores) o bien porque las reparticiones espaciales de amplitudes resonantes indican que las amplitudes más grandes no se concentran en la localidad misma, si no en una cercana. Este último punto es ilustrado en el caso de la bahía de Valparaíso. La evidencia empírica de este caso se presentó para el evento de Illapel 2015, donde no se observaron mayores daños en esta localidad, pero sí al norte, en la bahía de Concón (Contreras et al. 2016). Lo anterior resalta la importancia de considerar las estructuras modales junto con el análisis espectral, pues de la Figura 7 se desprende que el modo más energético para los eventos analizados en Valparaíso es el primero, el cual concentra la energía principalmente en la zona de Concón, según indica el mapa modal correspondiente (Figura 7.(1)).

Tabla 2: Porcentaje de participación de los picos resonantes en la respuesta costera registrada por los mareógrafos para cada evento.

Bahía	Eventos								SIMBOLOGIA	
	1994	1995	2004	2006	2010	2011	2014	2015	Color	Participación resonante
Arica	S/R	S/R	37%	66%	26%	87%	49%	17%	N/A	Sin Registro
Pisagua	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	46%	16%	0%-25%	Leve
Iquique	38%	68%	64%	45%	55%	46%	55%	48%	25%-50%	Moderada
Patache	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	4%	86%	50%-75%	Alta
Tocopilla	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	41%	10%	75%-100%	Muy Alta
Mejillones	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	53%	84%		
Antofagasta	62%	90%	93%	43%	86%	63%	60%	95%		
Paposo	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	28%	16%		
Taltal	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	2%	26%		
Chañaral	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	21%	85%		
Caldera	47%	75%	29%	81%	89%	75%	72%	78%		
Huasco	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	43%	53%		
Coquimbo	67%	S/R	37%	64%	82%	82%	49%	76%		
Pichidanguí	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	12%	31%		
Quintero	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	75%	77%		
Valparaíso	49%	14%	59%	84%	69%	70%	24%	73%		
San Antonio	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	28%	90%	32%		
Bucalemu	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	34%		
Constitución	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	S/R	4%	52%		

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha presentado un análisis global del comportamiento resonante de las bahías de la zona norte y central de Chile, en el que se demuestra que las condiciones locales inducen fenómenos de resonancia que pueden ser gatillados por eventos de tsunami. Sin embargo, el tipo de respuesta obtenida y la magnitud de la amplificación dependerán en parte de la energía del tsunami.

El presente trabajo puede servir de referencia para un análisis más detallado a nivel local de las condiciones de cada bahía, orientado a una mitigación del peligro por tsunami.

AGRADECIMIENTOS

Pablo Cortés quisiera agradecer a CONICYT por el financiamiento de los estudios de postgrado mediante CONICYT-PCHA/Magíster Nacional/2013 (221320628) – Folio 22130754. Ambos autores agradecen a CONICYT por el financiamiento a través del FONDEF D1111119; y por el apoyo en la revisión y discusión del presente trabajo a CONICYT a través de FONDAP 15110017, (CIGIDEN). Los autores agradecen a César Núñez (SHOA), por los datos de eventos previos a 2010.

REFERENCIAS

Bellotti, G., R. Briganti, G. M. Beltrami, and F. Leopoldo (2012a), Modal analysis of semi-enclosed basins, *Coastal Engineering*, 64 (0), 16–25.

Bellotti, G., R. Briganti, and G. M. Beltrami (2012b), The combined role of bay and shelf modes in tsunami amplification along the coast, *Journal of Geophysical Research*, 117 (C8), C08027.

Catalán, P. A.; Aránguiz, R.; González, G.; Tomita, T.; Cienfuegos, R.; González, J.; Shrivastava, M. N.; Kumagai, K.; Mokrani, C.; Cortés, P. & Gubler, A. (2015) The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling, *Geophysical Research Letters*, 2015, 42, 2918-2925.

Chlieh, M.; Perfettini, H.; Tavera, H.; Avouac, J.-P.; Remy, D.; Nocquet, J.-M.; Rolandone, F.; Bondoux, F.; Gabalda, G. & Bonvalot, S. (2011) Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, Wiley Blackwell (John Wiley & Sons), 116, B12405.

Contreras-López, M.; Winckler, P.; Sepúlveda, I.; Andaur-Álvarez, A.; Cortés-Molina, F.; Guerrero, C. J.; Mizobe, C. E.; Iguait, F.; Breuer, W.; Beyá, J. F.; Vergara, H. & Figueroa-Sterquel, R. (2016), Field Survey of the 2015 Chile Tsunami with Emphasis on Coastal Wetland and Conservation Areas *Pure and Applied Geophysics*, 173, 349-367.

Hayes, G. P.; Herman, M. W.; Barnhart, W. D.; Furlong, K. P.; Riquelme, S.; et al.. (2014) Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, Nature Publishing Group, a division of Macmillan Publishers Limited. All Rights Reserved., 512, 295-298.

Imamura, F., A. C. Yalciner, and G. Ozyurt (2006), TUNAMI Modelling Manual.

Rabinovich, A. B. (1997), Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102 (C6), 12663–12676.

Rabinovich, A. (2009), Seiches and Port Oscillations, *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, first ed., World Scientific.

Silbergleit, V. & Prezzi, C. (2012) Statistics of major Chilean earthquakes recurrence, *Natural Hazards*, Springer Netherlands, 2012, 62, 445-458.

Wang, X. (2009), COMCOT User's Manual.

Yamazaki, Y., K. F. Cheung, and Z. Kowalik (2010), 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. & Cheung, K. F (2011). Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake, *Geophysical Research Letters*, Wiley Blackwell (John Wiley & Sons), 2011, 38, L12605.