

2021-06

# ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LA RESPUESTA RESONANTE DE BAHÍAS DE CHILE AL ROL DE LA FUENTE TSUNAMIGÉNICA

AGUILERA CARVAJAL, VALENTINA ISABEL

---

<https://hdl.handle.net/11673/52646>

*Repositorio Digital USM, UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA*



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA  
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

# **Análisis de Sensibilidad en la Respuesta Resonante de Bahías de Chile al Rol de la Fuente Tsunamigénica**

**VALENTINA ISABEL AGUILERA CARVAJAL**

**Ingeniero civil**

Agosto de 2021





UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA  
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

# **ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LA RESPUESTA RESONANTE DE BAHÍAS DE CHILE AL ROL DE LA FUENTE TSUNAMIGÉNICA**

Memoria de Título presentada por  
**VALENTINA ISABEL AGUILERA CARVAJAL**

Como requisito parcial para optar al título de  
**Ingeniera Civil**

Profesor Guía  
Dr. Patricio Andrés Catalán Mondaca



Junio de 2021

TÍTULO DE LA TESIS

**ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LA RESPUESTA RESONANTE DE  
BAHÍAS DE CHILE AL ROL DE LA FUENTE TSUNAMIGÉNICA**

AUTOR

**VALENTINA ISABEL AGUILERA CARVAJAL**

MEMORIA DE TITULO, presentada en cumplimiento parcial de los requisitos para el título de Ingeniera Civil.

Dr. Patricio Catalán Mondaca \_\_\_\_\_



---

# Agradecimientos

---

Ante todo, agradecerle a mis padres por darme la oportunidad y las herramientas para poder convertirme en una profesional, por confiar en cada una de las decisiones tomadas y darme la libertad de escoger mi propio camino. Agradecer todo el esfuerzo para que nada me faltara, estoy completamente consciente de lo mucho que les costó ganar cada peso que llegaba al hogar, y sobretodo sé el gran esfuerzo que hay detrás de todo lo construido como familia. Frustración al tratar de hacer calzar cuentas, para que sus hijas tuvieran una educación de calidad. Contar hasta las monedas para la micro para ir a pasear, pasar hambre para poder pagar el crédito hipotecario. Es hora de descansar, disfrutar el tiempo y energía que durante muchos años gastaron para realmente vivir la libertad que conlleva haber criado a sus hijas de la mejor forma posible, eternamente agradecida de mis raíces y de los excelentes padres que me dio la vida.

Agradecer también a mi profesor guía, Patricio Catalán, que ha sido uno de los mejores académicos que me he topado no solo en la vida universitaria, siempre dispuesto a resolver dudas, dedicando horas de su vida para orientarnos a todo el equipo, de la forma más didáctica posible en un ambiente pandémico, donde hay un gran desgaste emocional. Gracias por darme la mejor base posible en un tema tan apasionante.

Muy feliz de haber sido acompañada en todo el proceso por Mauricio Diaz, quien fue un apoyo fundamental durante todo el procesamiento de datos y motivación para avanzar en conjunto en la investigación. También a todo el equipo de Tsunami que nos orientó en los primeros pasos, en especial a Alejandra y Natalia, que siempre tuvieron excelente disposición para la resolución de dudas.

- *No puedes controlar las olas, pero puedes aprender a surfear.*



---

# Contenido

---

Contenido .....	5
1. Introducción.....	6
2. Estado del Arte .....	8
2.1 Resonancia.....	9
2.2 Análisis Espectral en Mareógrafos .....	10
2.3 Separación influencia Fuente – Batimetría.....	10
2.4 Análisis Espectral en Escenarios Modelados.....	13
2.5 Tsunami y su propagación .....	14
3. Objetivos.....	15
4. Metodología.....	16
4.1 Selección de Bahías .....	16
4.2 Generación de Escenarios Estocásticos .....	18
4.3 Modelamiento en HySea.....	19
4.4 Análisis Espectral .....	20
4.5 Separación influencia Fuente – Batimetría .....	20
5. Resultados.....	21
5.1 Introducción.....	21
5.2 Análisis Inter-evento.....	21
5.3 Análisis Intra-evento.....	24
5.3.1 Choros.....	25
5.3.2 Coquimbo .....	26
5.3.3 Tongoy.....	27
5.3.4 Quintero .....	28
5.3.5 Valparaíso.....	29
5.3.6 San Antonio .....	30
6. Discusión .....	31
6.1 Separación Influencia Batimétrica.....	31
6.2 Análisis de Banda de Períodos Excitados ante distintas Magnitudes .....	35
7. Conclusiones.....	41
8. Referencias .....	42

---

# 1. Introducción

---

La costa occidental de América del Sur es una de las zonas más sismogénicas del mundo, debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La distribución espacial de terremotos de gran magnitud indica la gran posibilidad de ocurrencia del fenómeno en costas chilenas, las cuales podrían producir tsunamis en un futuro (*Prezzi and Silbergleit, 2015*). Eventos tales como 1960 en Valdivia (Mw 9.5), 2010 en Maule (Mw 8.8) y 2014 en Pisagua (Mw 8.2), son un recordatorio del potencial sísmico del país.

Los tsunamis son generados cuando un gran volumen de agua es desplazado súbitamente, provocando una serie de ondas oceánicas de período entre 5 y 60 minutos, generadas por una perturbación a gran escala del océano. La cultura popular asocia un tsunami como un evento destructivo, sin embargo, no guarda relación con la amplitud ni el nivel de daño que provoca, ya que es un fenómeno físico cuya caracterización depende netamente del período de onda con el que llega a la costa. En el océano, las ondas viajan muy rápido, teniendo cientos de kilómetros de separación y típicamente una amplitud muy baja. Este flujo de energía se encontrará en la fase final con la costa, imponiéndole una barrera que provoca que toda la energía se concentre en un espacio más pequeño. Por leyes de asomeramiento y de refracción, el tsunami reduce su longitud de onda y su velocidad, ganando amplitud y posteriormente provocando una fase de inundación.

Es sabido que Chile es un país muy tsunamigénico, y la producción de estos fenómenos es azaroso, no es posible predecir ni la magnitud, ni el epicentro, ni la distribución de deslizamiento cosísmico, por lo que es necesario realizar simulaciones numéricas y análisis de eventos pasados para lograr entender la física detrás de estos fenómenos, como también estudiar la interacción del tsunami con el fondo marino en la propagación costera.

Entre estos procesos, se ha analizado el papel de la batimetría local sobre las ondas de superficie libres y tsunamis cerca de la costa desde principios del siglo XX (*Rabinovich et al. 1997*) y se ha demostrado que la resonancia puede tener un rol muy importante en la amplificación de ondas de tsunami en las áreas costeras, donde el comportamiento del fenómeno puede verse influenciado mayormente por la batimetría local más que por las características de la fuente tsunamigénica. Lo anterior se ha manifestado en diversos estudios (*Cortés et al. 2017*), tras el análisis espectral de diversos registros de tsunami, siendo todos ellos similares una misma localidad.

Recientemente se divisó la importancia de la resonancia tras la llegada tardía de ondas devastadoras de tsunami en diferentes bahías de Chile. Por ejemplo, la tercera onda fue la más devastadora en Talcahuano durante el tsunami generado por el terremoto del Maule del 2010 (Mw 8.8), mientras que la onda más grande llegó a los 90 minutos luego del tsunami generado por el terremoto de Pisagua en 2014 (Mw 8.2) (*Catalán et al. 2015*). Por ello, la identificación de la resonancia tras un tsunami y los patrones de amplificación en bahías es de gran relevancia para poder estimar los riesgos tras un tsunami para su posible mitigación, preparación y posible respuesta ante emergencias.

Existen diferentes metodologías para el estudio de resonancia, que puede ofrecer distintos grados de detalles dependiendo de los datos de entrada y los métodos de análisis usados. La identificación de propiedades resonantes no solo se requiere conocer de períodos resonantes de la bahía, también es necesario separar los efectos de la fuente, en este caso el terremoto, con respecto a los de la batimetría para poder determinar la importancia de la fuente en la respuesta local de cada localidad.

El presente trabajo busca caracterizar la influencia de la fuente tsunamigénica en la respuesta resonante de distintas bahías ubicadas en la zona central de Chile, para lograr identificar la sensibilidad de las distintas localidades a las características de deslizamiento cosísmico y la deformación inicial del océano. Esta información será trascendental para entender el papel topobatimétrico en la sensibilidad a la fuente, y para ello, es necesario estudiar la respuesta espectral de las distintas bahías ante diferentes escenarios de ruptura. Para ello, se realizaron simulaciones de escenarios estocásticos en el programa computacional HySea, en el cual se colocaron boyas virtuales en seis bahías ubicadas en la zona central de Chile, tales como San Antonio, Valparaíso, Quintero, Tongoy, Coquimbo y Choros. El programa computacional otorga las series de tiempo en cada boya para cada uno de los escenarios modelados, las cuales se les realiza análisis espectral con la intención de comparar la reacción de las bahías a cada una de las condiciones de borde interpuesta, y así analizar el comportamiento de cada localidad ante distintos escenarios.

---

## 2. Estado del Arte

---

Chile se encuentra ubicado en una zona de subducción de placas, en la cual la placa de Nazca, más densa que la placa Sudamericana, penetra bajo el continente generando una zona de gran sismicidad debido a la alta velocidad de convergencia, provocando una gran deformación en el continente Sudamericano y por ende generando terremotos en todo Chile. Cuando el sismo provoca un desplazamiento vertical del fondo oceánico, se genera una serie de olas sobre la zona de ruptura que se propaga en el océano, generando tsunamis que pueden afectar de gran manera la actividad costera.

Debido la alta actividad sísmica en Chile, se han realizado una serie de estudios que han determinado que la primera onda no necesariamente es la más devastadora. Se ha determinado, por ejemplo, la existencia de fenómenos de resonancia y ondas de orillas que recorren la costa, las cuales producen una amplificación de las ondas en zonas costeras, siendo fundamental la interacción con el fondo marino. Tras las observaciones realizadas por (*Catalán et al. 2015*) en el tsunami de Pisagua el 1 Abril 2014, ha sido posible establecer que en diversas localidades las olas más destructivas se manifiestan después de la llegada del primer frente del tsunami, a veces horas después del inicio de la alerta de evacuación. Esto debido a la presencia del fenómeno de resonancia en el cual la energía del tsunami se ve atrapada en las bahías, provocando la amplificación de la altura de las olas debido a las características topográficas y batimétricas en la costa, persistiendo un tiempo prolongado. Tras el estudio de mareógrafos y modelamiento de escenarios (*Catalán et al. 2015*) determinó que el principal impacto del terremoto de Pisagua se considera un tsunami moderado que no afectó considerablemente las zonas pobladas de la costa norte de Chile, debido a que el área de ruptura principal fue localizado, con baja elevación cosísmica, adicionando que el deslizamiento máximo fue muy profundo, resultando una fuente de tsunami concentrada desde la cual irradiaba ondas que decaían rápidamente. Sin embargo, en algunas localidades estas ondas se amplificaron considerablemente y en otras se redujo, debido a las características topo-batimétricas. Es por esto que es necesario estudiar la sensibilidad de las bahías a las características de la fuente.

La sensibilidad a la fuente fue estudiada por (*Cortés et al. 2015*), realizando una comparación del análisis espectral de distintas bahías ante diferentes terremotos visualizando que, dependiendo de la localidad, ésta podía ser más o menos afectada a las señales de la fuente. Por ejemplo, al realizar el estudio de la bahía de Arica ante distintos terremotos, esta se comportaba de forma diferente ante distintos registros, siendo altamente sensible a la fuente. Sin embargo, al promediar todos los espectros, se logra visualizar que se mueve de una forma similar al espectro de fondo arrojado por los mareógrafos. Por otro lado, para la bahía de Antofagasta, al analizar los espectros para los distintos terremotos, la localidad reaccionaba excitando los mismos períodos en todos los registros. Lo anterior dio pie a clasificar las bahías según su extensión y definición.

## 2.1 Resonancia

Para entender el fenómeno de resonancia es necesario comprender que el período de una onda es el tiempo que transcurre en una oscilación de un sistema cuando este es perturbado fuera de su condición de equilibrio. Una estructura tiene tantos períodos naturales como grados de libertad, es decir, cada modo de vibración está caracterizado por una frecuencia natural. El sistema restaurativo oscilará en porción a sus modos de vibrar hasta que logre alcanzar nuevamente su condición de equilibrio.

Todos los cuerpos que vibran tienen un período fundamental y períodos armónicos dependientes del modo de vibrar. Ese es el caso de las bahías, las cuales, dependiendo de su batimetría, seleccionará ciertos períodos de onda para amplificar. Esto conlleva que, si la frecuencia de un oleaje costero derivado del oleaje aguas adentro coincide en sus modos naturales, se generan amplificaciones importantes de oleaje en el interior de dársenas de puerto o bahías. Eventualmente, la amplitud del cuerpo vibrante decrece gradualmente, disminuyendo la energía del oscilador debido a la irradiación de dicha energía a aguas adentro, así como de disipación.

(*Rabinovich et al. 1997*) propone que las bahías van a ser resonantes para cualquier tipo de onda, independiente si son ondas de viento o tsunamis, por lo que, al realizar el estudio de períodos excitados, deberían aparecer siempre oscilaciones en cierto grupo de frecuencias que son las que selecciona la bahía. Lo anterior se observó en un estudio realizado por (*Sand et al. 1982*), el cual observó que en condiciones normales, es decir, sin evento de tsunami, a pesar de que las amplitudes de las ondas que inciden sobre un puerto, y que fomentan los episodios de resonancia, rara vez superan el metro de amplitud y generalmente oscilan en el orden de los centímetros, sin embargo se puede llegar a alcanzar niveles críticos de amplitud del oleaje dando lugar a períodos de inactividad en puertos y problemas de navegabilidad, generando efectos estructurales en los amarres de los buques que conlleva tener grandes retrasos y pérdidas económicas que se pueden ver reflejadas en el desarrollo económico de toda una región.

Se han observado modos naturales asociados a la bahía como también modos asociados a la plataforma continental. Los modos por bahía se producen debido a las características locales del sector de estudio, como la geometría tanto natural como artificial en caso de puertos. Por su parte, los modos asociados a la plataforma continental son responsables de resonancia a gran escala, en el cual el atrapamiento de las olas sucede por la plataforma oceánica y está asociada a cambios abruptos en la profundidad de ésta como al ancho de la plataforma oceánica (*Yamazaki et al. 2011* y *Aránguiz et al. 2019*).

## 2.2 Análisis Espectral en Mareógrafos

(*Omori et al.* 1902) fue uno de los primeros en mostrar que los períodos de ondas de tsunami son los mismos que los períodos de oleaje para la misma región, bajo la teoría que las bahías oscilan como un péndulo de fluido con su propio período. Posteriormente un gran número de estudios asociados al análisis espectral de tsunamis observados a través de mareógrafos confirmaron su conclusión, demostrando que el espectro de tsunami de diferentes terremotos, suelen ser muy similares en cierta localidad, pero muy diferentes para el mismo evento en localidades cercanas.

A través de datos otorgados por mediciones in situ, específicamente mareógrafos ubicados en Iquique y Arica, (*Cortés et al.* 2017) comparó el comportamiento modal espectral de tres eventos de diferentes características ocurridos en la zona norte de Chile, observando que los modos encontrados en cada bahía se excitaban en los tres eventos. Adicionalmente observó que las dos localidades mostraban patrones de respuesta diferentes, siendo Arica más sensible a las características de la fuente, mientras que Iquique mostraba una menor dependencia y una respuesta similar para los tres eventos.

Con ello, se visualiza la importancia de la resonancia, en el cual la estructura espectral de un tsunami cerca de la costa está determinado por los períodos naturales resonantes determinados por la topografía del lugar, pero también por los parámetros de la fuente del sismo, el cual define la cantidad general de energía espectral de las ondas de tsunami y su distribución relativa entre los diferentes períodos naturales de las ondas oscilantes. Para caracterizar el rol de la fuente del tsunami, es necesaria la reconstrucción de la fuente de tsunamigénica, lo cual ha sido un tema de investigación clave, debido a que la mejor manera de analizarlo es medir las ondas de tsunami mar adentro, cerca del área de ruptura de la fuente y lejos de la influencia topo-batimétrica, sin embargo, la mayoría de las mediciones son realizadas cerca de estaciones costeras. Con la intención de separar la influencia de la fuente y la topografía en espectros de tsunami observados, (*Rabinovich et al.* 1997) propuso un método para obtener el espectro de la fuente, en la cual asume linealidad en la respuesta de los mareógrafos a fuerzas externas, basado en una comparación del análisis de tsunamis observados y espectros sin eventos, también llamados espectros de fondo.

## 2.3 Separación influencia Fuente – Batimetría

Rabinovich et al. (1997) propuso un método para separar la influencia de la batimetría del espectro observado para obtener más información sobre el espectro de la fuente ante mediciones realizadas en la costa. La separación se realiza a través de la razón espectral, el cual representa el espectro de la fuente sin la influencia topográfica a través de mediciones de eventos de tsunami en mareógrafos de la costa, correspondiente a la razón entre mediciones de un registro de tsunami con respecto al espectro de fondo de una determinada localidad.

Rabinovich propone que las oscilaciones observadas registradas en un tiempo  $t$  por un mareógrafo durante un tsunami está representado por:

$$\zeta_{obs}(t) = \zeta_t(t) + \zeta_b(t) + \varepsilon(t), \quad 2-1$$

donde  $\zeta_t$  son las ondas de tsunami generado por la fuente sísmica,  $\zeta_b$  son las oscilaciones de fondo relacionado a actividades atmosféricas y  $\varepsilon$  es ruido instrumental. Adicionalmente  $\zeta_t(t)$  cerca de la costa puede ser descrito como una convolución de la fuente y la función de respuesta topográfica.

$$\zeta_t(t) = \int_0^{\infty} w(\tau)E_t(t - \tau)d\tau \quad 2-2$$

En el dominio espectral, sería equivalente a:

$$S_t(\omega) = W_t(\omega)Z(\omega), \quad 2-3$$

siendo  $\omega$  la frecuencia angular,  $S_t(\omega)$  el espectro de tsunami registrado cerca de la costa,  $Z(\omega)$  el espectro de tsunami cerca de la fuente y  $W_t(\omega)$  la función de admitancia, la cual describe la transformación lineal topográfica del espectro inicial. Esta función de admitancia puede ser separado en tres componentes independientes:

$$W_t(\omega) = Y_t(\omega)Q_t(\omega)P_t(\omega), \quad 2-4$$

Donde  $Y_t(\omega)$  es la función de transferencia de mar adentro,  $Q_t(\omega)$  es la función de admitancia de la plataforma continental y  $P_t(\omega)$  dependiente de la topo-batimetría del lugar.

De la misma forma se puede obtener el espectro de fondo:

$$S_b(\omega) = S_o(\omega)Q_b(\omega)P_b(\omega), \quad 2-5$$

Donde  $Q_b(\omega)$  y  $P_b(\omega)$  es la función de admitancia de la plataforma y la bahía respectivamente y  $S_o(\omega)$  es el espectro de fondo mar adentro. Sin embargo, (Rabinovich *et al.* 1997) establece que el espectro de fondo mar adentro es universal y no posee picos espectrales. Además, debido a estudios previos, los picos de eventos de tsunami corresponden generalmente a picos presentes en espectros de fondo dando pie a:

$$Q_b(\omega) = Q_t(\omega) \quad P_b(\omega) = P_t(\omega) \quad 2-6$$

Lo anterior implica que la plataforma como la topografía de la bahía modifica ondas de tsunami y atmosféricas de la misma manera.

La función de transmisión de las ondas de tsunami  $Y_t(\omega)$  propagándose en mar adentro está determinado generalmente por ondas de dispersión lineal y decaimiento de la energía de tsunami con la distancia. Si el tsunami está cercano a la estación de registro, la dispersión de onda es insignificante, por lo que  $Y_t(\omega)$  se puede considerar constante. Entonces

$$\alpha \frac{S_t(\omega)}{S_b(\omega)} = \frac{Z(\omega)}{S_o(\omega)}, \quad 2-7$$

donde  $\alpha$  es una constante de corrección semi-empírica relacionada a la distancia desde la fuente al mareógrafo.

Se demostró por mediciones mar adentro que la función de espectro de fondo  $S_o(\omega)$  se puede representar por:

$$S_o(\omega) = \frac{1}{2\pi} E_o \omega^{-2} \quad 2-8$$

Donde  $E_o$  es una constante que depende de la actividad atmosférica mar adentro. Si conocemos el espectro de tsunami y el espectro de fondo cerca de la costa, se puede estimar la función de la fuente de tsunami como:

$$Z(\omega) = \alpha \frac{S_t(\omega)}{S_b(\omega)} E_o \frac{1}{2\pi} \omega^{-2} \quad 2-9$$

El verdadero espectro de tsunami  $S_t(\omega)$  no es conocido. Sin embargo, el espectro de tsunami observado  $S_z(\omega)$  se puede representar como:

$$S_z(\omega) = S_t(\omega) + S_b(\omega) + S_\varepsilon(\omega) \quad 2-10$$

Hay que tomar en consideración que habitualmente se asume que el espectro de fondo es mucho mayor al espectro del ruido instrumental ( $S_\varepsilon$ ):

$$S_b(\omega) \gg S_\varepsilon(\omega) \quad 2-11$$

Con ello se puede reescribir la fórmula 2-9 reemplazando  $S_t(\omega)$  por  $S_z(\omega)$  del espectro de la fuente de tsunami:

$$Z(\omega) = \alpha \left( \frac{S_z(\omega)}{S_b(\omega)} - 1 \right) E_o \frac{1}{2\pi} \omega^{-2} \quad 2-12$$

El coeficiente  $\alpha E_o$  puede ser calibrado en términos de la energía inicial del tsunami. Finalmente, la razón espectral queda definido como:

$$R_{zB}^j = \frac{S_z^j(\omega)}{S_b^j(\omega)} \quad 2-13$$

Las funciones  $S_z^j(\omega)$  y  $S_b^j(\omega)$ , correspondiente al espectro de tsunami observado y el espectro de fondo observados en la  $j$ -ésima estación respectivamente, deberían ser distintas para diferentes estaciones. Sin embargo, la razón espectral debería ser invariante para todas las estaciones, ya que se asume que el tsunami no cambia su contenido energético entre ellas, si son todas de cuerpo cercano.

## 2.4 Análisis Espectral en Escenarios Modelados

Con la intención de comprender la hidrodinámica observada del tsunami, realizar simulaciones numéricas de eventos pasados ha cobrado cada vez más relevancia. Diversos estudios comparativos entre tsunamis observados y tsunamis modelados se han realizado, demostrando tener una gran concordancia entre períodos encontrados, como es el caso del análisis realizado por (Aranguiz *et al.* 2019), el cual realizó una comparación entre el espectro de tsunami observado y el simulado en la bahía de Talcahuano para el tsunami de 2011 Japón, demostrando gran similitud en series de tiempo y análisis espectral, tanto mar adentro como en la costa. Otra razón para realizar simulaciones numéricas es complementar información en localidades donde no hay sensores disponibles, permitiendo estudiar dominios, identificar estructuras modales y características topo-batimétricas que las condicionen.

A través de simulaciones numéricas, (Power *et al* 2013) demostró que las ondas de tsunami en determinada localidad pueden ser predichas a partir de las ondas medidas hasta 1000+ km mar adentro del lugar. Esta predicción se realiza a partir de la función de transferencia de la bahía de Poverty, en la región de Gisborne, Nueva Zelanda, la cual es validada con los registros disponibles del tsunami del 2010 Maule, Chile con mediciones realizadas en boyas mar adentro (DART, por sus siglas en inglés) y en un mareógrafo de Gisborne. La base de la simulación es que las señales medidas mar adentro pueden ser convertidas en alturas de olas en la zona costera con una función de transferencia, sin la necesidad de deducir la función de la fuente de tsunami. Esta función de transferencia no solo describe los factores de amplificación en frecuencias específicas, también la evolución completa del tsunami en el tiempo entre dos localidades, con la intención de usarlo para el pronóstico de tsunamis en tiempo real.

En la literatura, la función de admitancia ha sido usada con la intención de reconstruir la energía espectral de la fuente de tsunami. En otras palabras, es el contenido espectral mar adentro sin la influencia topo-batimétrica dado los registros de tsunami medidos desde mareógrafos ubicados en la costa afectados por el fenómeno de resonancia (Rabinovic *et al.* 1997). Con la intención de obtener la función de admitancia se han utilizado simulaciones numéricas tanto en el dominio del tiempo, resolviendo las ecuaciones de ondas largas para una onda incidente (Raichlen *et al* 1983) como también en el dominio de las frecuencias resolviendo la ecuación de pendiente suave (Okiihiro *et al.* 1993; Xing *et al.* 2013)).

La determinación de los efectos de la plataforma continental en las oscilaciones de una bahía se ha enfatizado en (*Liu et al.* 1981) y (*Rabinovich et al.* 1997), quienes sugirieron usar la energía espectral de fondo en una estación y dividirla por la energía espectral de ondas largas de tsunami observada en la misma estación, como un estimador de función de admitancia determinado por los efectos batimétricos en la localidad. Esta teoría se demostró con el tsunami de 1991 en Urup, el cual fue medido en cuatro estaciones costeras, demostrando que las razones de espectro de tsunami debido al espectro de fondo son similares para el mismo evento en diferentes estaciones, y en consecuencia, caracterizando la fuente de tsunami.

## 2.5 Tsunami y su propagación

Si bien el epicentro determina donde se inicia el terremoto, éste no especifica hacia donde se extiende la ruptura ni cómo se produce el desplazamiento. A esto se le llama directividad de la ruptura, lo cual es impredecible. Con ello, el epicentro no es indicador de qué tan grande será el tsunami, sino que depende de cuanto se desplaza el fondo marino y de la cantidad energía liberada por el terremoto. La magnitud está determinada por la distribución de deslizamiento, es decir, a mayor magnitud, mayor desplazamiento cosísmico distribuido en un área determinada de ruptura, es decir, ante una misma área de ruptura, si el deslizamiento cosísmico es menor, menor será la magnitud producida. Con ello, cómo se distribuye el deslizamiento toma gran importancia, lo cual se traduce posteriormente en deformación.

Adicionalmente es muy importante la profundidad a la que está ubicado el terremoto. Es necesario recordar que subducción entre la placa de Nazca y la Sudamericana se hace más profunda al acercarse a la costa. Si un tsunami se genera más cerca de la costa, se encontrará mayor profundidad en la interface interplaca, implicando una menor cantidad de agua desplazada. Por otro lado, si la concentración de desplazamiento cosísmico se encuentra más alejado de la costa, por ejemplo, en la plataforma continental, necesariamente estará a una menor profundidad de interface, implicando un desplazamiento mayor de masa de agua. Por lo tanto, para una misma magnitud, si el terremoto se produce a una gran distancia de la costa, puede poner en movimiento una gran cantidad de agua, produciendo una cantidad significativa de energía en comparación a un terremoto producido muy cerca de la costa. Toda esa energía al encontrarse con la costa, por asomeramiento, hará que la onda se amplifique en una mayor cantidad, produciendo mayor daño en la zona costera (*Geist et al.* 2006). Con ello, la ubicación de la ruptura hace una gran diferencia en el comportamiento en la propagación de las ondas, por lo que a distintos escenarios de ruptura, en bahías sensibles a la fuente tsunamigénica, los periodos excitados deberían variar entre un escenario y otro.

Si bien hay indicios asociados a la existencia de resonancia, esto no ha podido ser revisado de manera sistemática con un gran número de escenarios. Por ello, se realizará un estudio con un número finito de escenarios para observar la contribución de la fuente y la batimetría a cada una de las localidades estudiadas y así observar la sensibilidad de cada bahía a la fuente tsunamigénica.

---

## 3. Objetivos

---

### Objetivo General

- Caracterizar el rol de la fuente tsunamigénica en las oscilaciones resonantes de las distintas localidades estudiadas.
- Analizar el comportamiento intra-evento e inter-evento bajo la metodología de análisis espectral de los distintos escenarios analizados para distintas magnitudes de terremotos simulados.

### Objetivos Específicos

- Estudiar el comportamiento espectral de cada una de las bahías seleccionadas ante distintas magnitudes de sismo y observar la variación de respuesta inter-evento.
- Comparar la respuesta espectral de las localidades en estudio ante distintos escenarios de deslizamiento cosísmico para un evento de magnitud específica, y visualizar la importancia de la distribución espacial del deslizamiento y área de ruptura.
- Caracterizar los valores de períodos resonantes y visualizar el grado de sensibilidad a la fuente tsunamigénica de las localidades costeras estudiadas.
- Diferenciar las bahías de acuerdo a su sensibilidad de respuesta al evento.

---

## 4. Metodología

---

Tras la regionalización propuesta, se seleccionaron seis bahías de la zona central de Chile. En cada una de las bahías se consideraron boyas virtuales, ubicadas como punto estratégico en los mareógrafos presentes en cada localidad según la UNESCO. Las boyas virtuales tienen como finalidad precisar un punto en el mapa para la obtención de las series de tiempo para cada uno de los 350 escenarios de deslizamiento cosísmico simulados de campo cercano, para posteriormente realizar un análisis espectral de cada serie de tiempo entregada y poder obtener una caracterización del rol de la fuente tsunamigénica en la respuesta resonante de las bahías estudiadas.

A continuación, se describirán las bahías seleccionadas para el análisis, y las boyas virtuales posicionadas en las costas de Chile central, para luego mostrar la metodología de modelamiento de escenarios en HySea, el cual entregará las series de tiempo para cada escenario estocástico simulado en cada boya propuesta. Posteriormente, se describe la obtención del análisis espectral y la razón espectral, el cual es el encargado de separar los efectos topográficos de los efectos de la fuente.

### 4.1 Selección de Bahías

Para la regionalización del estudio, se utilizó la Zona 2 de las siete zonas propuestas por (*Poulos et. al* 2019) mostradas en la Figura 4-1, las cuales se componen por tres zonas de subducción interplaca y cuatro zonas de subducción intraplaca. La zona utilizada corresponde a una zona de subducción interplaca, las cuales se extienden desde la fosa oceánica hasta una profundidad de 60km. La geometría de la fosa y los contornos de profundidad son obtenidos de la geometría real de la placa propuesto por (*Hayes et al.* 2012).

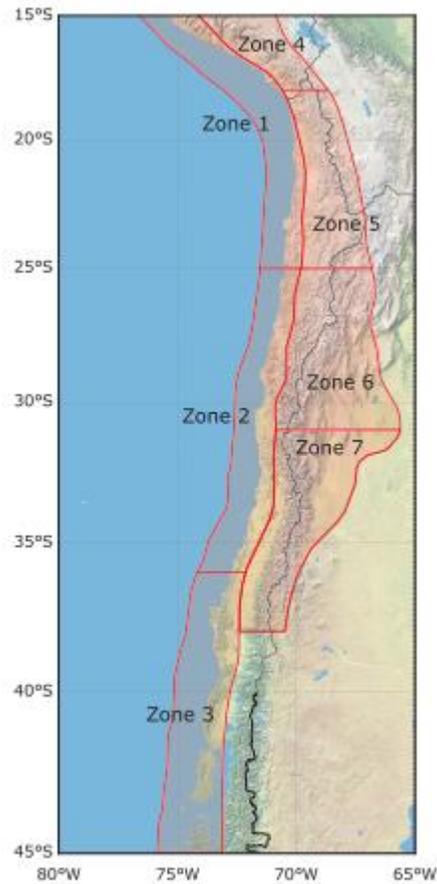


Figura 4-1: Regionalización Zona 2 de Poulos et. al (2019) utilizada.

Las boyas virtuales, fueron ubicadas en los mareógrafos monitoreados actualmente por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA, por sus siglas), en las bahías de San Antonio, Valparaíso, Quintero, Tongoy, Coquimbo y Choros, mostrados a continuación.



Figura 4-2: Ubicación boyas virtuales en bahías de estudio.

## 4.2 Generación de Escenarios Estocásticos

El área de ruptura considerada, en el cual han ocurrido grandes terremotos de magnitudes entre Mw 8.6 a Mw 9.2, está basada en la Zona 2 del estudio de (Poulos *et al.* 2019) mencionado anteriormente. La geometría de la fuente se extiende desde la latitud 25°S hasta los 36°S, aproximadamente 1100km de largo y varía en su ancho cerca de los 200km. Los parámetros de la fuente se basan en el modelo de subducción de (Hayes *et al.* 2012). En esta zona, se generaron 350 escenarios con variación de slip en ambos sentidos, considerando 50 escenarios para cada magnitud modelada entre Mw 8.6 y Mw 9.2, con 0.1 unidades de magnitud de incremento (Tabla 4-1). Los escenarios modelados no necesariamente usan la totalidad de la extensión de la región, las dimensiones vienen dadas por las leyes de escalamientos propuestos por (Blaser *et al.* 2010).

Tabla 4-1: Rango de escenarios para cada magnitud modelada.

Magnitud	Rango de escenarios
Mw 8.6	[0-49]
Mw 8.7	[50-99]
Mw 8.8	[100-149]
Mw 8.9	[150-199]
Mw 9.0	[200-249]
Mw 9.1	[250-299]
Mw 9.2	[300-349]

Para la generación de escenarios, la región es discretizada con dimensiones de 22x22km, en la cual se utiliza la expansión de Karhonen-Loeve para la generación aleatoria de distribución deslizamientos (*LeVeque et al.* 2016), con la intención de simular la condición de incertidumbre epistémica y aleatoria en la variabilidad intra-evento, es decir, el rango de posibles distribuciones de deslizamientos para una misma magnitud.

La condición inicial de tsunami está basada en el deslizamiento cosísmico del fondo marino, la cual es modelado para ser equivalente al desplazamiento de superficie libre del océano, bajo la suposición de agua incompresible y ruptura instantánea (*Kajiura* 1970). La deformación del fondo marino y terreno se computaron con soluciones analíticas otorgadas por (*Okada*, 1985). La totalidad de los desplazamientos en la superficie del océano, los cuales fueron usados para la condición inicial del modelamiento de tsunami, fueron aproximados superponiendo los desplazamientos de cada sub-falla, en la cual solo se consideró el desplazamiento vertical de la placa superior, debido a que es la encargada de la generación de tsunami en el área de estudio (*Bletery et al.* 2015).

### 4.3 Modelamiento en HySea

Las series de tiempo en cada boya virtual escogida fueron obtenidas con el software de modelamiento numérico HySea (*Macías et. al.* 2017), el cual resuelve las ecuaciones bidimensionales de agua poco profundas usando el método de volumen finito. El programa computacional implementa en un mismo código las tres fases que componen la simulación de un tsunami generado por un terremoto submarino, la generación a partir de la fuente sísmica, propagación y la inundación de la zona costera. Para la fase de generación se hace uso del modelo de deformación de *Okada* (1985) para predecir la deformación inicial del fondo marino, la cual se transmite de forma instantánea a la superficie del mar para generar la onda inicial del tsunami. Valores instantáneos de profundidad del mar y flujos de momento en cada celda de la grilla es estimada con propiedades de conservación de masa, el cual es extrapolado por el operador de reconstrucción no lineal TVD (Total Variation Diminishing).

Los datos topo-batimétricos utilizados fueron obtenidos de diversas fuentes, como las cartas náuticas del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA), GEBCO y cartografías locales. Se utilizaron coordenadas geográficas para sistema de referencia, en específico, las referenciadas al elipsoide WGS84. Para el datum vertical se utilizó el nivel medio del mar local. Adicionalmente se consideró un coeficiente de rugosidad de Manning de 0.025 y grillas de 22x22km. Para registros en mareógrafos se utilizó una duración de serie de tiempo de 1 año con muestreo de 10 segundos.

#### 4.4 Análisis Espectral

Para la realización del análisis espectral, se empleó de la transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés) (*Harris, 1978*), la cual es una transformación matemática utilizada para transformar señales entre el dominio del tiempo y el dominio de la frecuencia. En el estudio en particular, se busca pasar del dominio del tiempo dado por las series de tiempo obtenidas del modelamiento o por registros de mareógrafos al dominio de las frecuencias, con la intención de obtener la cantidad de energía presente en cada período de onda entre los 10 minutos y los 100 minutos. La señal buscada es periódica, y es la transformada de Fourier clásica el mecanismo por el cual se realiza esta descomposición, la cual consta de funciones periódicas simples.

La función fue modelada en el lenguaje de programación Python, la cual depende de la serie de tiempo y el tiempo de muestreo. Debido a que el enfoque es el estudio de anomalías presentes en eventos de Tsunami, para registros de mareógrafos es necesario filtrar la marea astronómica de los registros, lo cual fue realizado con el paquete UTIDE (*Codiga, 2011*) con 35 constituyentes armónicas que representan procesos astronómicos. Adicionalmente, para evitar un espectro ruidoso, se utiliza un filtro de convolución que va suavizando la serie de tiempo, conocido como ventana de Hanning, la cual minimiza problemas relacionados con leakage energético. Con ello, los resultados obtenidos permiten distinguir en forma clara los picos energéticos relevantes para cada bahía en estudio.

Para el análisis espectral en mareógrafos y escenarios modelados, se utilizó un muestreo de 10 segundos con 3 grados de libertad, el cual se utiliza como filtro de convolución para evitar ruidos en las series de tiempos.

#### 4.5 Separación influencia Fuente – Batimetría

Tal como se especificó en anteriormente en la sección 2.3, (*Rabinovich et. al. 1997*) propuso que el desplazamiento de superficie libre del tsunami es proporcional al espectro de fondo y al espectro de tsunami  $S_z(\omega) \propto S_b(\omega) \cdot Z(\omega)$ . Si al comparar diferentes eventos en una misma localidad, la respuesta espectral es similar, la función de admitancia que debería predominar sería el espectro de fondo. Por otro lado si la respuesta espectral varía notablemente entre escenarios, la función de admitancia que dominaría sería el de la fuente.

Con ello se propone la razón espectral cuya finalidad es obtener el espectro de tsunami a partir de registros de tsunami observados y registros de mareógrafos en condiciones normales, obteniendo así la relación:

$$R_{zB}^j = \frac{S_z^j(\omega)}{S_b^j(\omega)}$$

Dicha razón espectral permitirá observar las distintas bandas excitadas bajo distintos escenarios de deslizamiento cosísmico.

---

## 5. Resultados

---

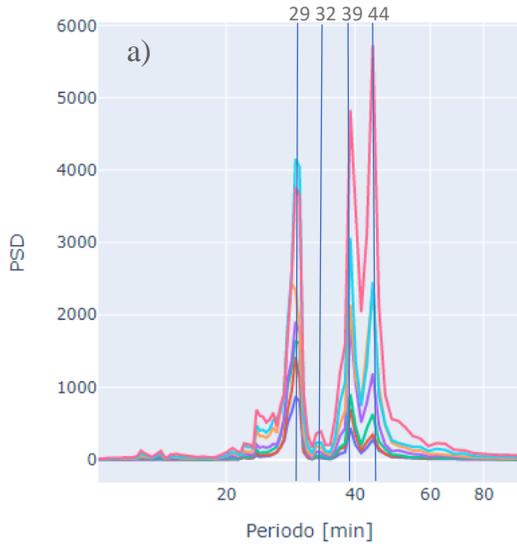
### 5.1 Introducción

En el siguiente apartado, se presentarán los resultados del análisis espectral por bahía, de norte a sur. En primera instancia se realizará un análisis inter-evento, en el cual se procesan los 50 escenarios de cada una de las magnitudes estudiadas, para posteriormente obtener un promedio espectral, comparando así la energía promedio presente en cada una de las magnitudes para cada una de las bahías en estudio. Posteriormente, se realiza un análisis intra-evento, en el cual se presenta el comportamiento espectral de cada escenario estocástico modelado para las magnitudes extremas, Mw 8.6 y Mw 9.2. Finalmente se obtiene el espectro y razón espectral en dos escenarios determinados, para comparar el comportamiento resonante de las seis bahías ante distintos deslizamientos cosísmicos.

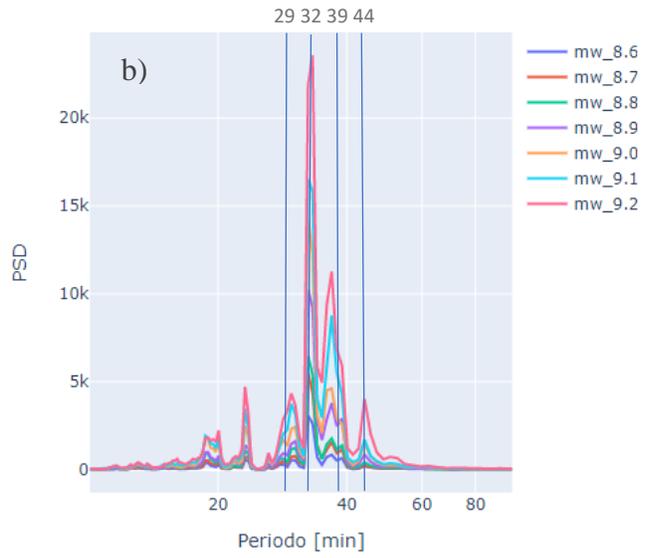
### 5.2 Análisis Inter-evento

Con la intención de comparar la distribución energética entre períodos resonantes de cada localidad ante distintas magnitudes, se realiza un promedio espectral de los 50 escenarios estocásticos modelados para cada uno de los eventos, permitiendo comparar las bandas de periodos excitados y la distribución de energía entre magnitudes.

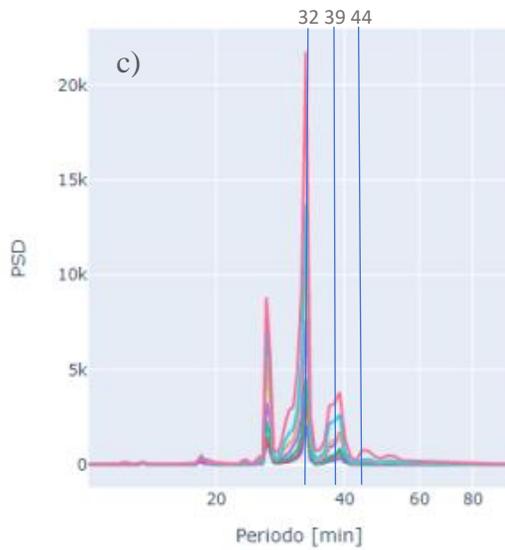
Choros



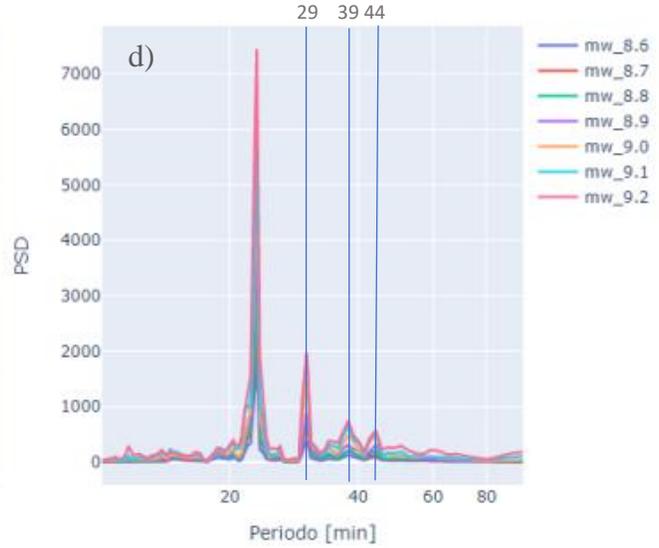
Coquimbo



Tongoy



Quintero



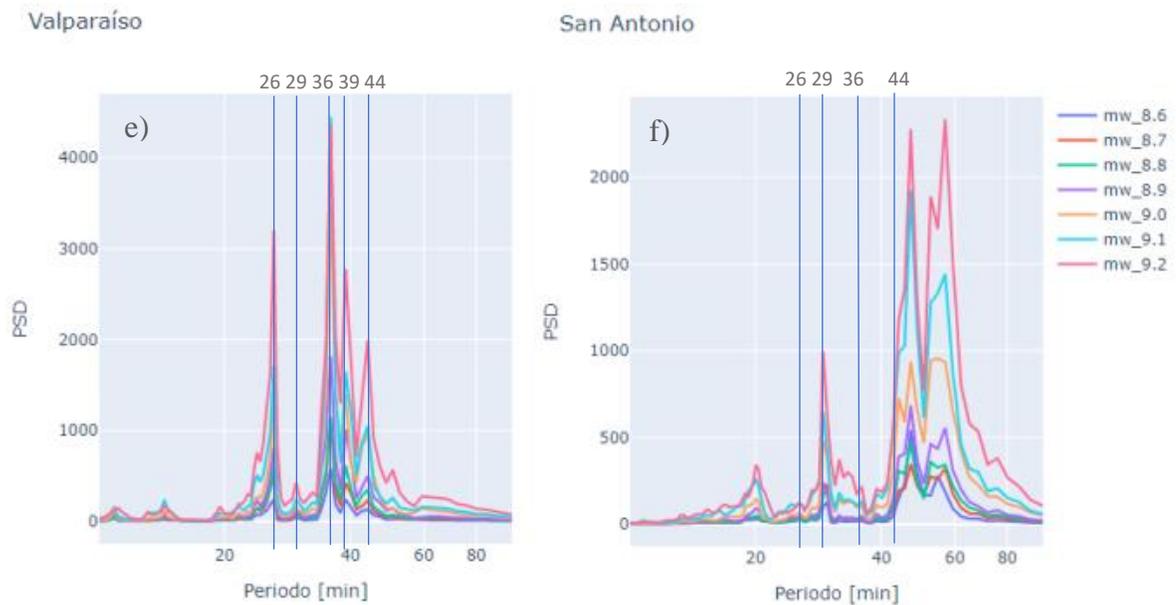


Figura 5-1: Promedio espectral para cada magnitud en las seis bahías en estudio.

En la figura se observa que a distintas magnitudes, en general, son los periodos resonantes de las bahías los que son excitados, en el cual a mayor magnitud de sismo, mayor es la energía otorgada a cada modo de vibración, el cual va disminuyendo a medida que decrece la magnitud. Además, se visualiza la cantidad de energía presente en cada localidad estudiada, donde Coquimbo y Tongoy amplifican en mayor medida la energía otorgada por la fuente, llegando a 4 órdenes de magnitud.

Según el atlas de resonancia realizado por Cortés y Catalán (2016), Coquimbo es una bahía de gran extensión y alto grado de definición, cuya extensión es similar al ancho de la plataforma continental y posee un alto grado de abrigo. Coquimbo está muy cercano a la bahía de Choros y Tongoy, esta última también posee una gran extensión, produciendo un sistema complejo de intercambio energético. Se observan que los períodos 32, 29 y 44 [min] resuenan en las tres bahías norte, mientras que el período de 29 [min] se presenta solo en la bahía de Choros y Coquimbo.

Por otro lado, según el trabajo de Cortés y Catalán, Quintero y Valparaíso son un sistema de bahías, en el cual a pesar de existir la bahía local, hay acoplamiento con bahías aledañas, coexistiendo modos propios de la bahía con modos del sistema completo. Quintero está ubicada entre Cachagua y Laguna Verde, con alto grado de encerramiento, por lo tanto, altamente definida, cuya plataforma continental tiene un ancho de poca variación. Por otro lado, Valparaíso se encuentra al sur de la bahía de Concón, medianamente encerrada lo que provoca que la bahía tenga un período resonante principal de 36 [min], asociado al sistema de bahías, que luego decrece en amplitud en los períodos resonantes aledaños. Ambas bahías mencionadas comparten los modos de 29, 39 y 44[min]. Sin embargo, Valparaíso no es tan selectivo para el período de 29[min], debido a que no logra concentrar gran cantidad de energía en dicho modo. Notar que San Antonio también es capaz de filtrar el pico de 29[min], por lo que es un modo presente en las tres bahías del sector sur del análisis.

Las bahías ubicadas al sur de la regionalización (Quintero, Valparaíso y San Antonio), en general, no amplifican en gran cantidad la energía otorgada por la fuente, alcanzando tan solo 3 órdenes de magnitud de energía en comparación con las bahías del sector norte. Coquimbo y Tongoy presentan una gran cantidad de energía amplificada, llegando a energías de 4 órdenes de magnitud, en específico 20000 cm<sup>2</sup>s, logrando excitar en cada una de las magnitudes estudiadas los periodos resonantes de cada bahía, evidenciando la baja sensibilidad a la fuente tsunamigénica. Por su parte, Choros, no superan las 3 órdenes de magnitud de energía.

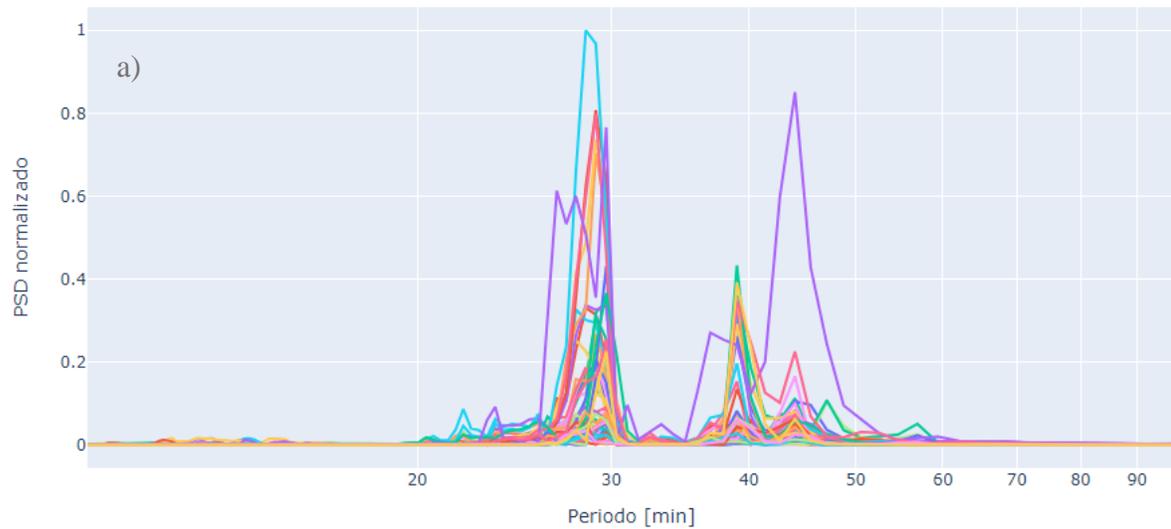
San Antonio destaca por la baja cantidad de energía filtrada, siendo la bahía que menor cantidad de energía distribuye entre sus modos de las seis localidades estudiadas, alcanzando tan solo 2000 cm<sup>2</sup>s. Adicionalmente se observa poca definición en la excitación de sus modos de vibración ante las distintas magnitudes, lo que en primera instancia daría indicios de una alta sensibilidad de la bahía a la fuente tsunamigénica.

### **5.3 Análisis Intra-evento**

Una vez realizado el análisis espectral de cada escenario propuesto, se agrupan por magnitudes y se presentan de forma relativa al máximo de cada evento. Por ejemplo, para una magnitud Mw 8.6, se tienen 50 escenarios modelados, a los cuales, una vez realizado el análisis espectral, cada espectro se normaliza por el máximo valor encontrado dentro de los escenarios del evento. A continuación, se presentan los resultados para magnitudes extremas, Mw 8.6 y Mw 9.2, para cada bahía estudiada de norte a sur.

### 5.3.1 Choros

Choros mw\_8.6



Choros mw\_9.2

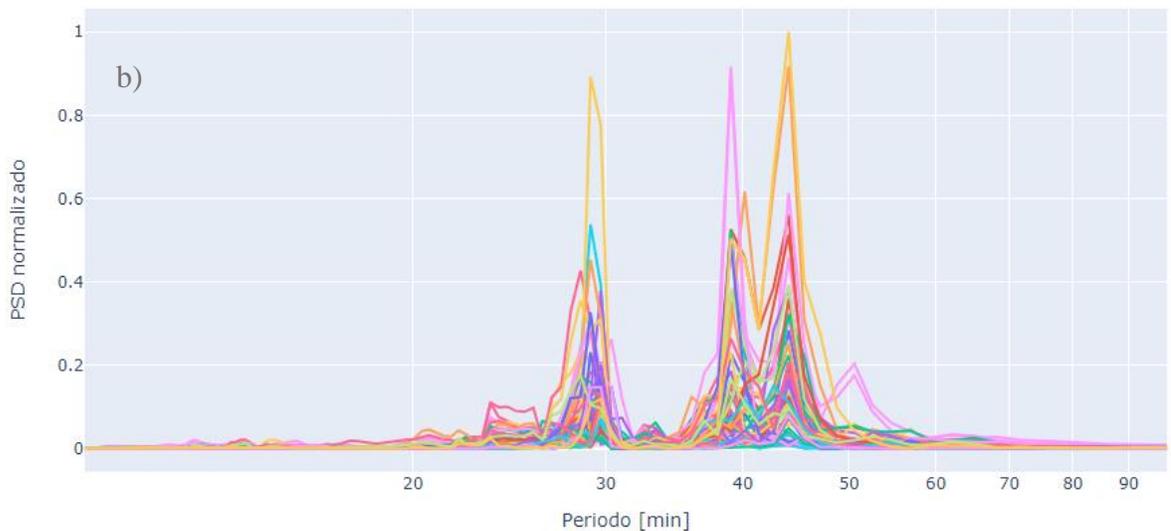
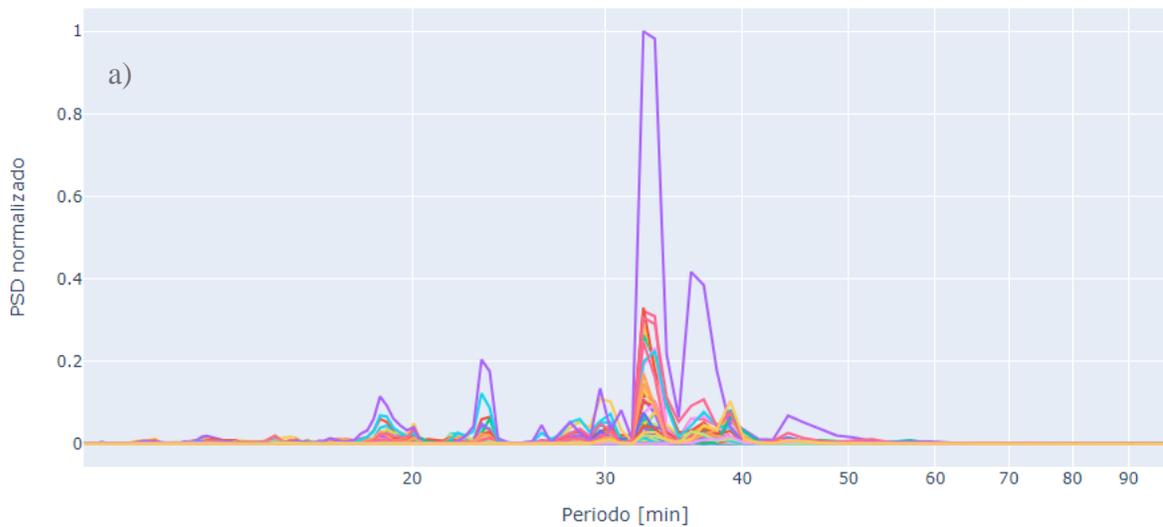


Figura 5-2: Espectro normalizado de los 50 escenarios simulados para a) magnitud Mw 8.6 y b) magnitud Mw 9.2 Bahía Choros.

Para distintos escenarios de ruptura, la bahía excita siempre sus períodos resonantes, sin embargo hay una clara diferencia en el comportamiento del espectro ante diferentes escenarios de ruptura. En la Figura 5-2 se observa que a medida que aumentamos la magnitud del sismo, mayor energía se comienza a concentrar en los períodos más altos.

### 5.3.2 Coquimbo

Coquimbo mw\_8.6



Coquimbo mw\_9.2

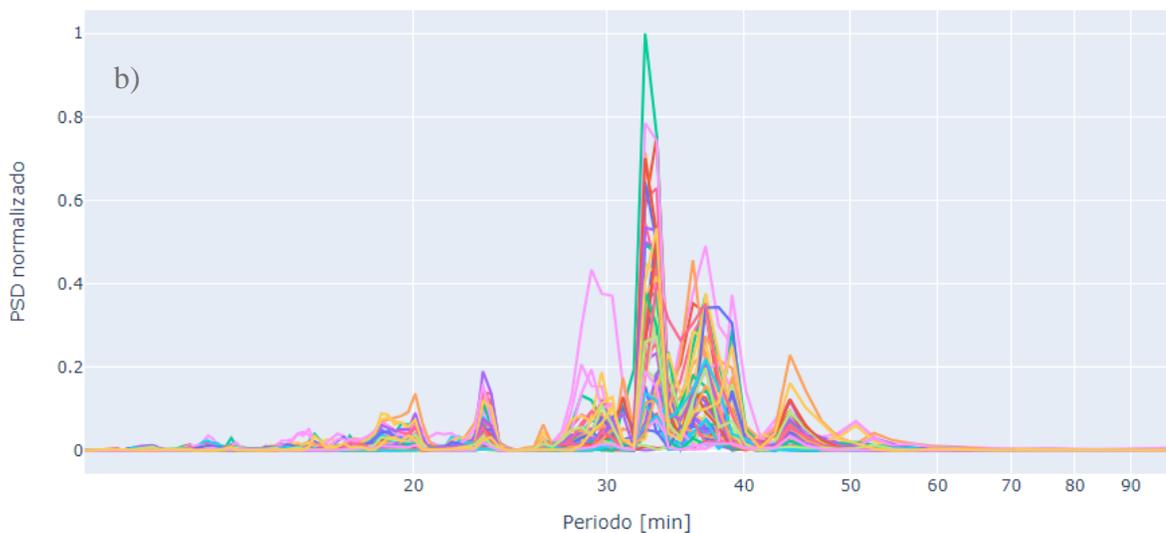
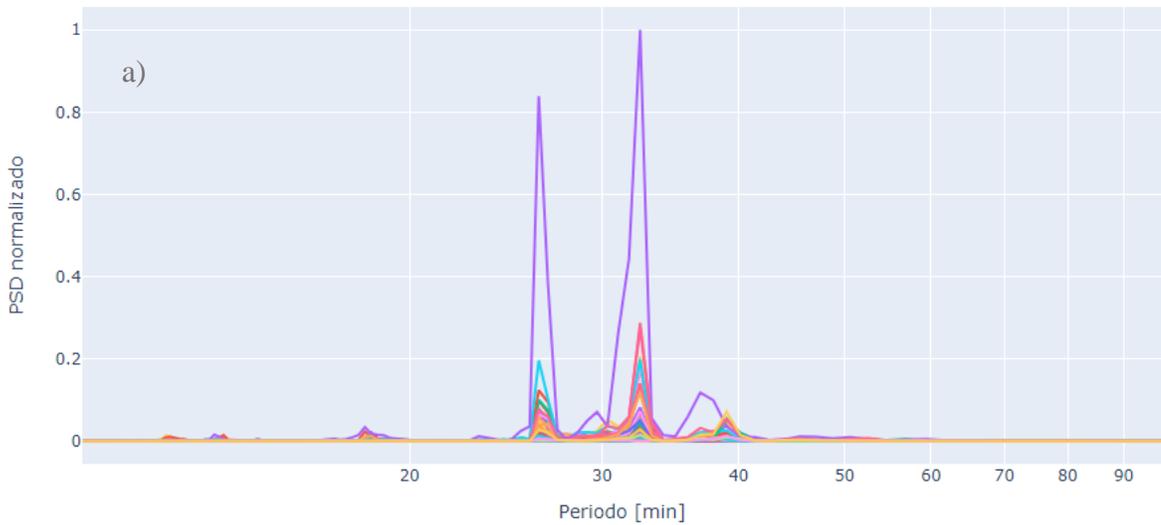


Figura 5-3: Espectro normalizado de los 50 escenarios simulados para a) magnitud Mw 8.6 y b) magnitud Mw 9.2 Bahía Coquimbo.

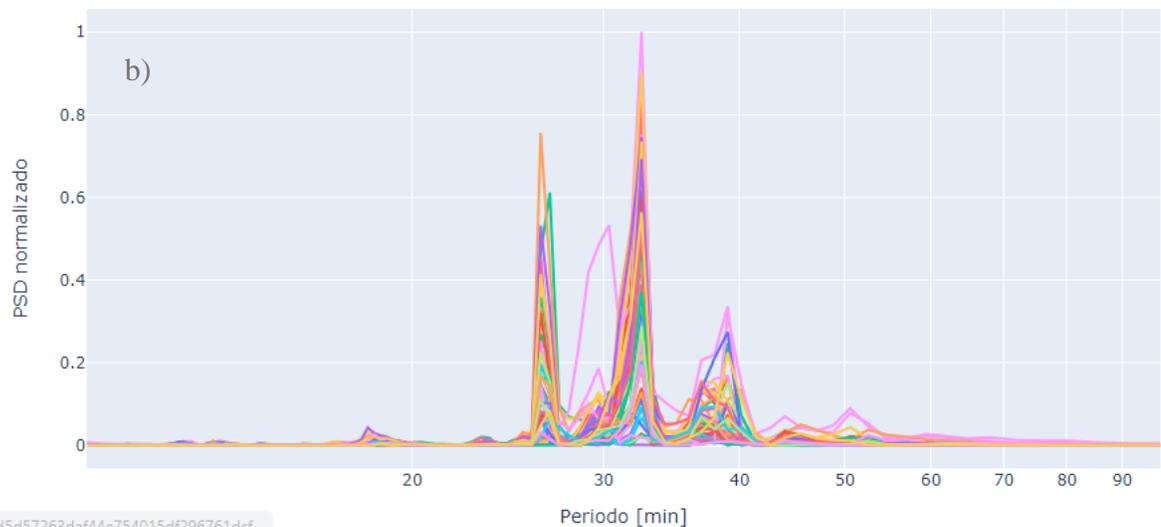
Análogamente a Choros, Coquimbo distribuye su energía en los mismos períodos resonantes, sin embargo ante distintos escenarios esa distribución varía, excitando distintos períodos dependiendo de la característica de la fuente. También se observa que a mayor magnitud, mayor energía se concentra en los períodos altos.

### 5.3.3 Tongoy

Tongoy mw\_8.6



Tongoy mw\_9.2



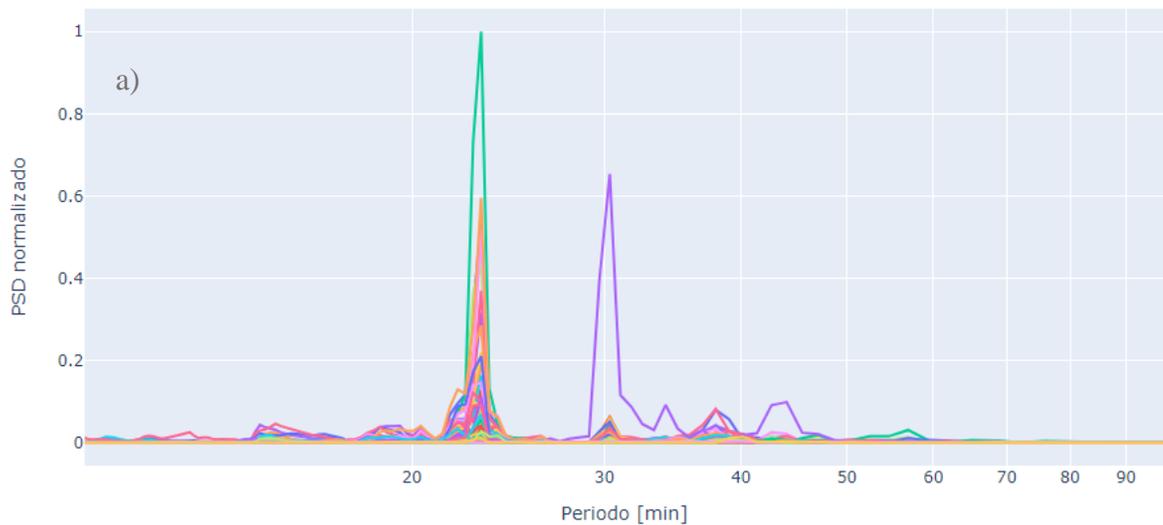
5d57263daf44e754015df296761dcf...

Figura 5-4: Espectro normalizado de los 50 escenarios simulados para a) magnitud Mw 8.6 y b) magnitud Mw 9.2 Bahía Tongoy.

Tongoy, a diferencia de las dos bahías anteriores, es altamente resonante y poco sensible a la fuente tsunamigénica. Se observa que ante distintos escenarios de ruptura la bahía concentra su energía en los mismos períodos resonantes, visualizando poca variabilidad en la respuesta espectral de la localidad. Adicionalmente se observa un aumento considerable en la banda de períodos excitados. Para una magnitud Mw 8.6, el rango de períodos excitados se acota entre 26[*min*] y 40[*min*], mientras que para una magnitud de Mw 9.2, la banda excitada va entre los 21[*min*] y 60[*min*] aproximadamente.

### 5.3.4 Quintero

Quintero mw\_8.6



Quintero mw\_9.2

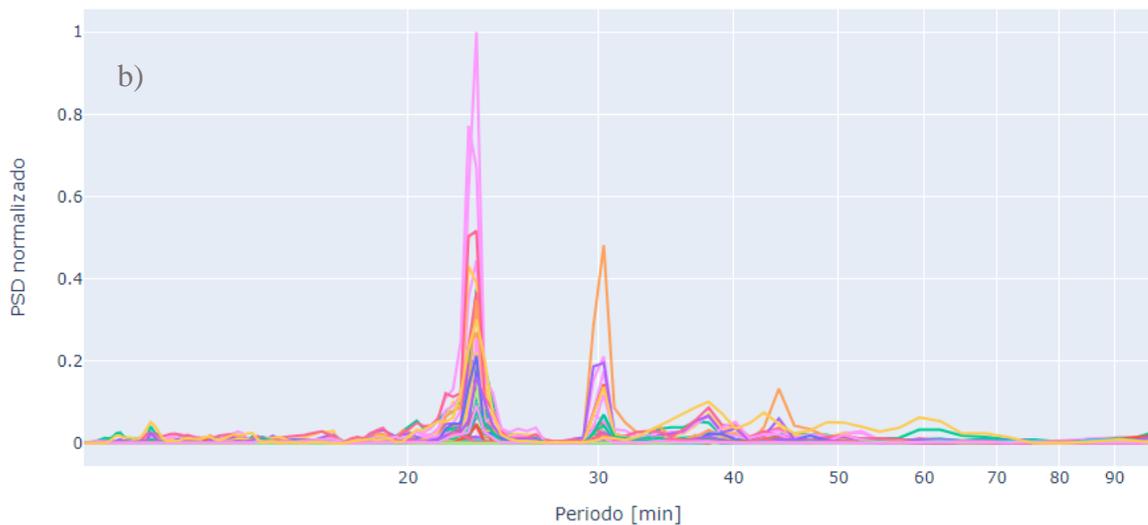
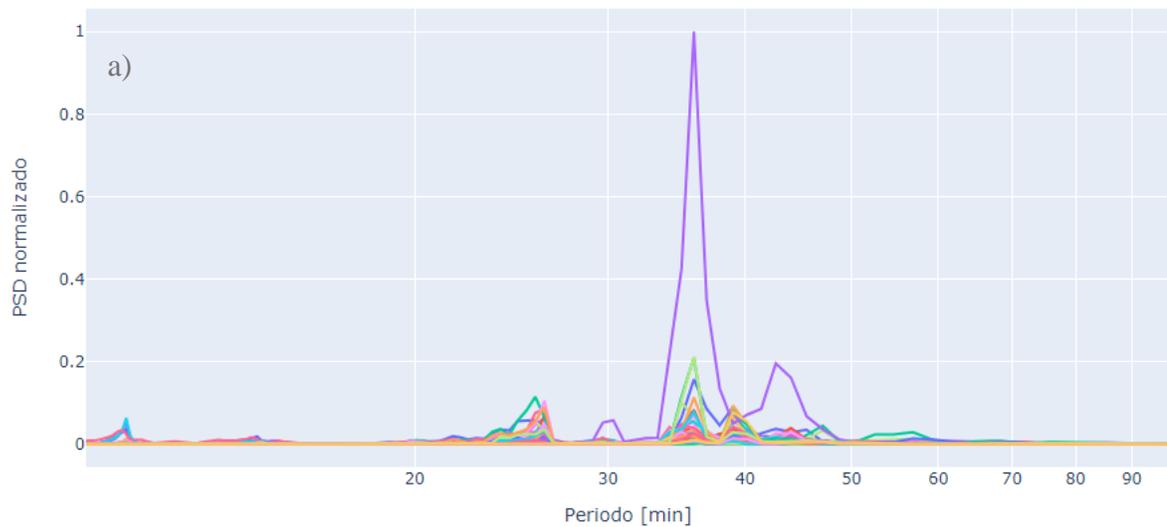


Figura 5-5: Espectro normalizado de los 50 escenarios simulados para a) magnitud Mw 8.6 y b) magnitud Mw 9.2 Bahía Quintero

Quintero es altamente resonante, se visualiza que ante distintos escenarios la bahía es capaz de seleccionar y distribuir la energía en sus modos naturales, siendo insensible a la fuente. En otras palabras, independiente del deslizamiento cosísmico la bahía reaccionará de una forma determinada, variando netamente en la energía distribuida entre sus períodos resonantes, presentando poca variación de respuesta para distintos escenarios.

### 5.3.5 Valparaíso

Valparaíso mw\_8.6



Valparaíso mw\_9.2

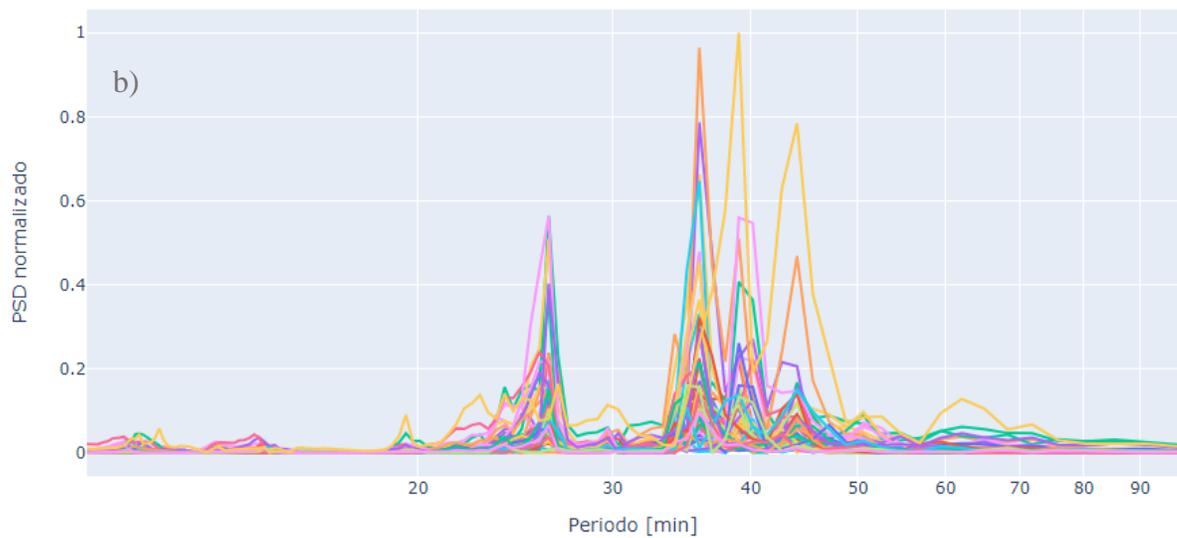
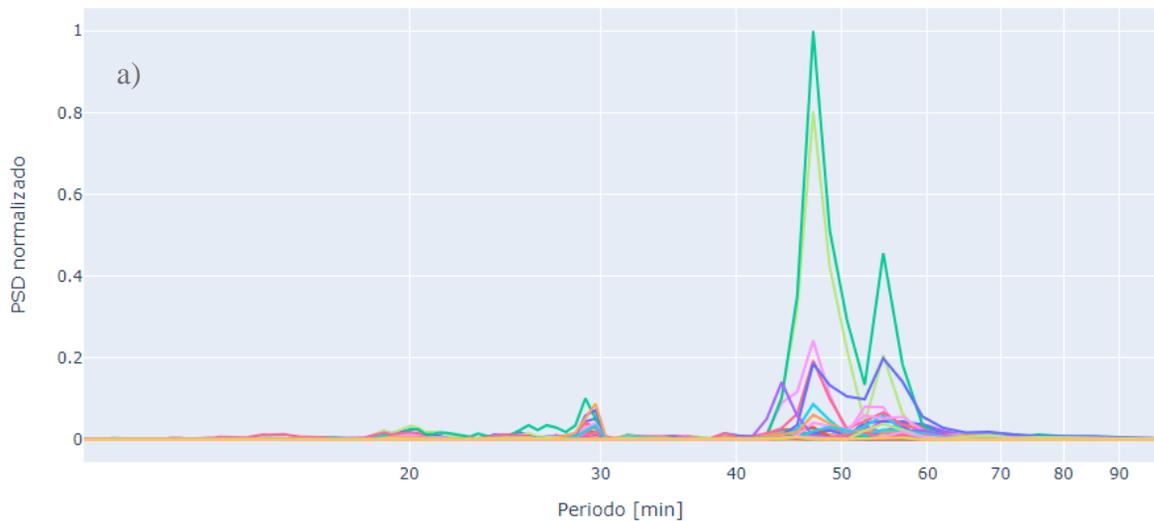


Figura 5-6: Espectro normalizado de los 50 escenarios simulados para a) magnitud Mw 8.6 y b) magnitud Mw 9.2 Bahía Valparaíso.

Al comparar eventos extremos, a medida que aumenta la magnitud del sismo se observa una gran variabilidad de respuesta ante los distintos deslizamientos cosísmicos, visualizando que la bahía es menos selectiva a sus modos resonantes.

### 5.3.6 San Antonio

San Antonio mw\_8.6



San Antonio mw\_9.2

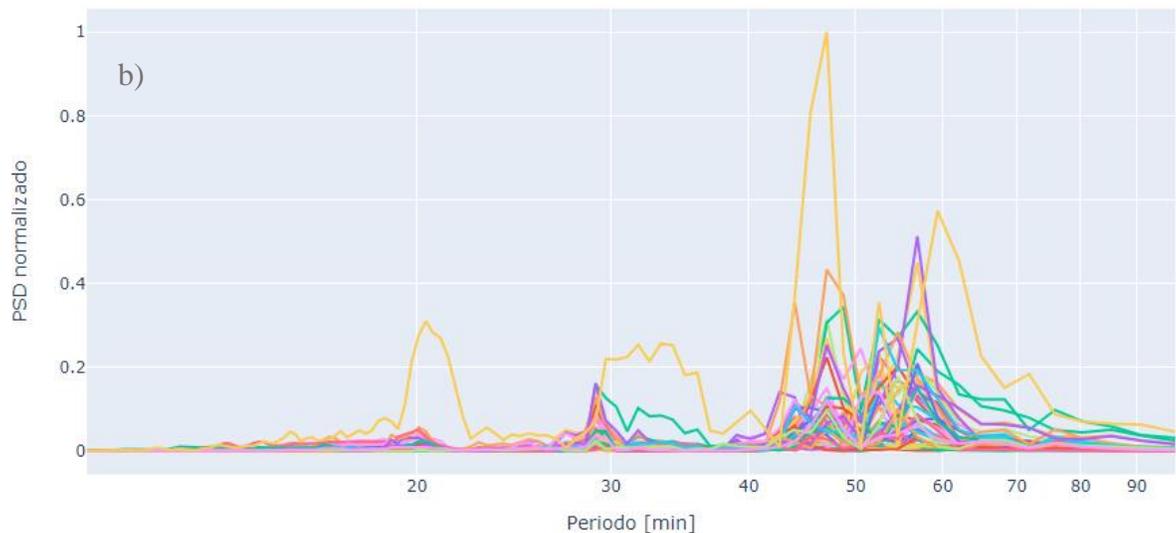


Figura 5-7: Espectro normalizado de los 50 escenarios simulados para a) magnitud Mw 8.6 y b) magnitud Mw 9.2 Bahía San Antonio.

En la Figura 5-7b se observa un espectro altamente caótico, el cual evidencia la sensibilidad de la localidad a las características de la fuente tsunamigénica, pues ante distintos escenarios de deslizamiento cósmico la respuesta de la bahía varía considerablemente. Al comparar magnitudes extremas se puede observar un aumento de la banda de períodos excitados, en el cual a medida que incrementamos la magnitud del sismo, la energía se distribuye aleatoriamente entre los distintos períodos.

---

## 6. Discusión

---

Del análisis anterior, se puede observar la importancia de tener múltiples escenarios simulados, debido a que se logra visualizar una dependencia del deslizamiento cosísmico en la respuesta espectral de cada bahía estudiada, presentando variación de energía distribuida en cada modo bajo los distintos escenarios. Si bien se puede ver diferencia en el comportamiento espectral entre magnitudes, también se puede generar respuestas muy distintas para una misma magnitud y distintos deslizamientos cosísmicos.

Para ello, se profundizará el estudio analizando dos escenarios pertenecientes a un misma magnitud, obteniendo el comportamiento espectral en cada una de las bahías y separando el espectro de tsunami de la influencia batimétrica. Luego, se verá el cambio del ancho de banda de periodos excitados a medida que aumentamos la magnitud del sismo.

### 6.1 Separación Influencia Batimétrica

A través de la metodología presentada en la sección 4.5, se obtiene la razón espectral en 6 mareógrafos, ubicados en cada bahía estudiada, en específico Coquimbo, Puerto Aldea (bahía Tongoy), Valparaíso, Punta de Choros (bahía Choros), Quintero y San Antonio. La razón espectral es una representación del espectro de la fuente, obtenida a través de registros de tsunami en mareógrafos ubicados en la costa. A continuación, se procede a obtener la razón espectral de dos escenarios de ruptura determinados por un sismo Mw 9.2, en específico el escenario 302 y 344, para posteriormente realizar una comparación de respuesta espectral ante las distintas distribuciones de ruptura.

El escenario 302, posee un deslizamiento cosísmico mayormente concentrado al centro de la regionalización propuesta, con un largo de ruptura reducido comparado al escenario 344, el cual tiene una distribución cuasi homogénea de deslizamiento en un largo de ruptura que va desde los 25°S a los 35°S.

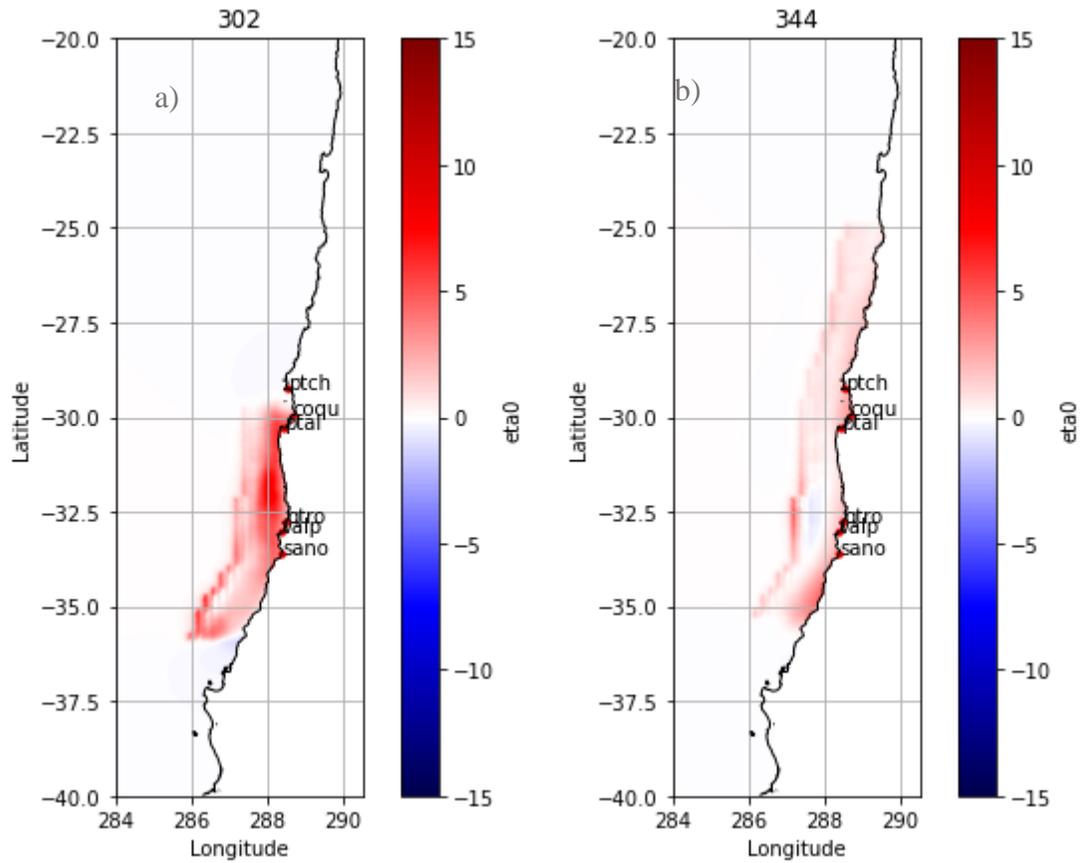


Figura 6-1: Deslizamiento cosísmico – a) Escenario 302 y b) Escenario 344, ambos Mw 9.2.

Ambos escenarios corresponden a un sismo de magnitud Mw 9.2, lo que varía es el área en que se distribuye el deslizamiento. Para el escenario 302 el largo va entre los 30°S hasta los 35°S, lo que implica que el deslizamiento se concentra en una menor área de ruptura, comparado al escenario 344, de mayor largo de ruptura, en el cual el deslizamiento tiene una mayor área para distribuir.

Para ambos escenarios, se obtiene el comportamiento espectral de las seis localidades en estudio (Figura 6-2). Se observa que las bahías son bastantes selectivas, filtrando la energía exclusivamente a sus períodos resonantes para ambos escenarios analizados. El escenario 302 contiene considerablemente mayor cantidad de energía que el escenario 344, la cual es distribuida en los modos naturales de cada bahía.

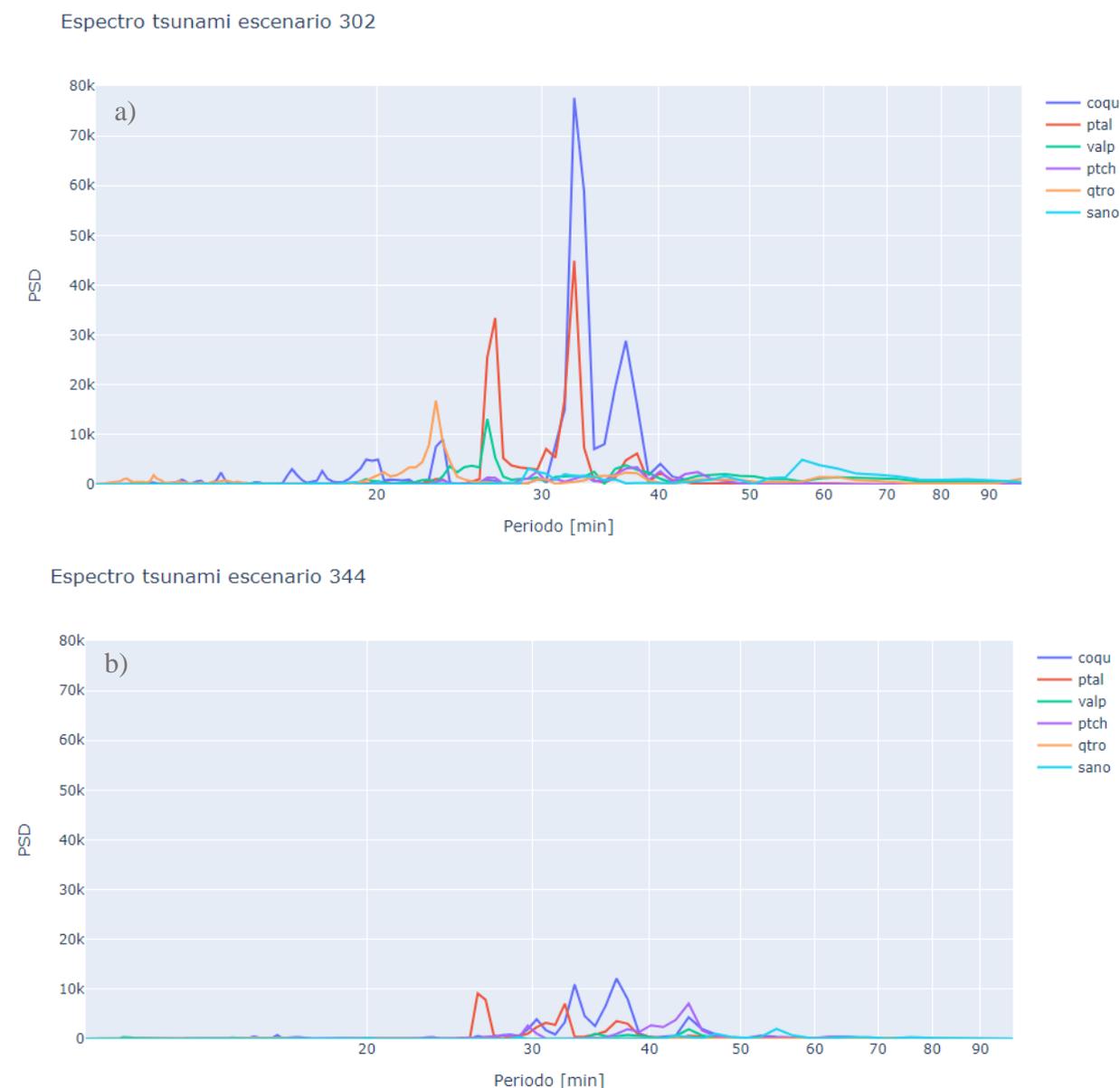


Figura 6-2: Espectro para Coquimbo (coqu), Puerto Aldea (ptal), Valparaíso (valp), Punta de Choros (ptch), Quintero (qtro) y San Antonio (sano) – a) Escenario 302 y b) Escenario 344.

A pesar de ver cierto comportamiento selectivo por parte de cada una de las bahías, se puede observar diferencias en el comportamiento espectral ante las distintas fuentes tsunamigénicas estudiadas, por ejemplo, el escenario 344 excita el período resonante de 29 minutos en Coquimbo, el cual el escenario 302 no logra amplificar. Adicionalmente el primer escenario no logra excitar de forma considerable a la bahía de Choros (boya Punta de Choros), sin embargo el segundo escenario logra obtener mayor participación de sus modos. En ambos casos, San Antonio no amplifica de forma considerable la energía de la fuente tsunamigénica, comparado a Coquimbo y Tongoy.

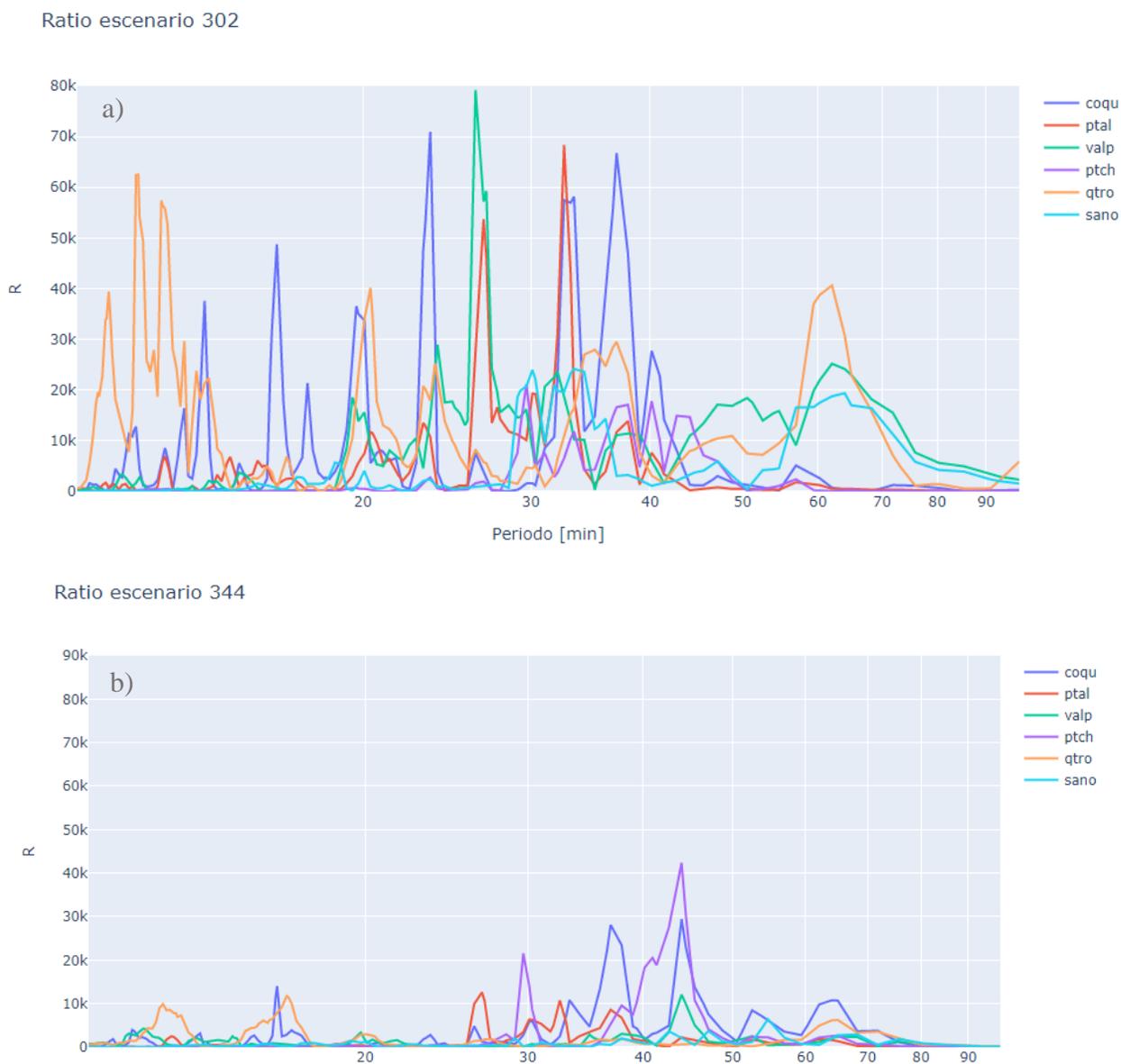


Figura 6-3: Razón espectral para Coquimbo (coqu), Puerto Aldea (ptal), Valparaíso (valp), Punta de Choros (ptch), Quintero (qtro) y San Antonio (sano) – a) Escenario 302 y b) Escenario 344.

Al analizar la Figura 6-3, correspondiente a la razón espectral de las seis bahías analizadas, se observa un comportamiento indefinido, en el cual la amplificación de las ondas de tsunami no poseen peaks de períodos definidos, lo cual es esperable debido a que es una representación del comportamiento espectral de la fuente tsunamigénica. Una vez que pasa por la batimetría de la bahía, la energía es concentrada en los modos naturales de cada localidad.

Notar en la Figura 6-2a, correspondiente al escenario que posee menor área de ruptura, logra excitar a la banda de períodos más pequeños, concentrando mayor cantidad de energía espectral que el escenario de mayor distribución de deslizamiento cosísmico.

## 6.2 Análisis de Banda de Períodos Excitados ante distintas Magnitudes

Con la intención de observar la sensibilidad de las bahías bajo distintos parámetros de generación de tsunami, tales como la magnitud del sismo y la heterogeneidad de deslizamiento cosísmico intraevento, se realizó un estudio a seis bahías de la zona central de Chile. La diversidad de escenarios modelados permite realizar un estudio de variabilidad espectral intra-evento e inter-evento para observar la influencia de la fuente tsunamigénica en la respuesta de las distintas localidades

En primera instancia, tras comparar la energía promedio presente en la Figura 5-1 para cada magnitud comprendida entre Mw 8.6 y Mw 9.2, en cada una de las localidades analizadas, se observa en general, una mayor cantidad de energía alcanzada entre los distintos períodos resonantes de las bahías a medida que incrementamos la magnitud del sismo. Adicionalmente, se observa que en las bahías Choros, Valparaíso, Quintero y San Antonio se logra alcanzar hasta 3 órdenes de magnitud, comparado con Coquimbo y Tongoy que llegan a 4 órdenes de magnitud, lo que indicaría que las primeras cuatro bahías mencionadas no amplifican en gran cantidad la energía proveniente de la fuente, en comparación a las dos bahías ubicadas al norte de la regionalización, las cuales logran amplificar la energía de la fuente tsunamigénica.

De la misma figura mencionada anteriormente, se observa que a medida que se incrementa la magnitud del sismo, la banda de períodos excitados también aumenta, es decir, ante un sismo de magnitud menor, la bahía acotará los períodos de excitación a sus períodos más resonantes, y a medida que el sismo aumenta su magnitud, y con ello su deslizamiento cosísmico, períodos que antes no se habían excitado cobrarán mayor participación, tal como vemos en la Figura 6-4 en la bahía de Valparaíso. Para un sismo de magnitud Mw 8.6, es excitada la banda entre 23 y 50 [min], con energías que no superan las dos órdenes de magnitud. Por otro lado, para una magnitud de Mw 9.2, la banda de períodos excitados está entre los 10 y 85[min], con energías que superan las 3 órdenes de magnitud.

## Valparaíso

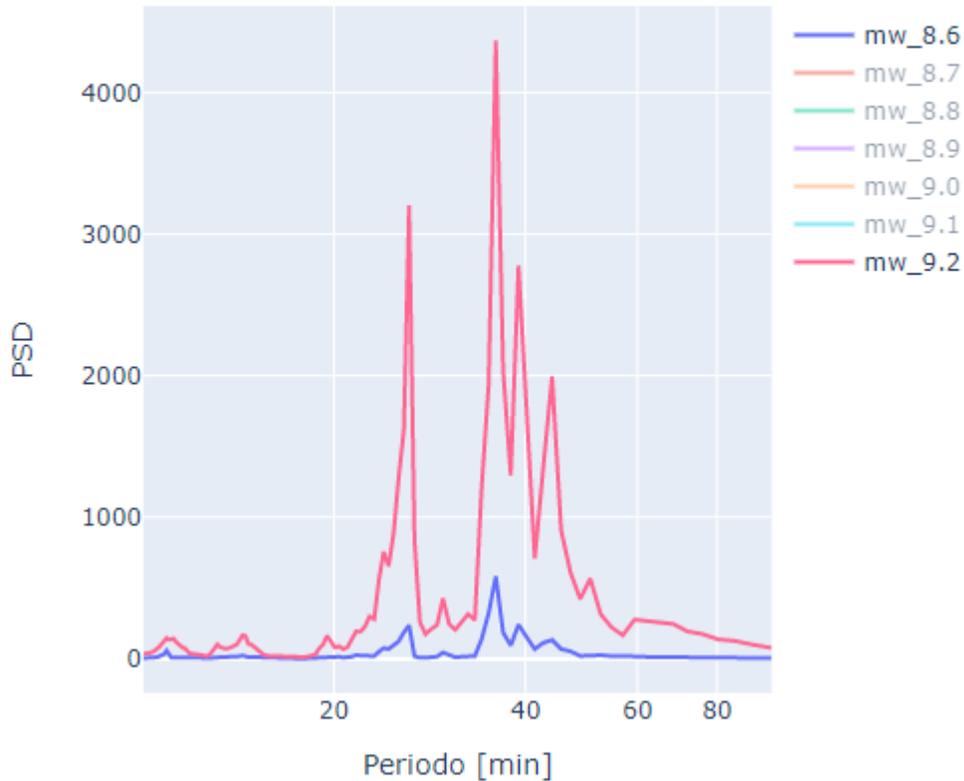


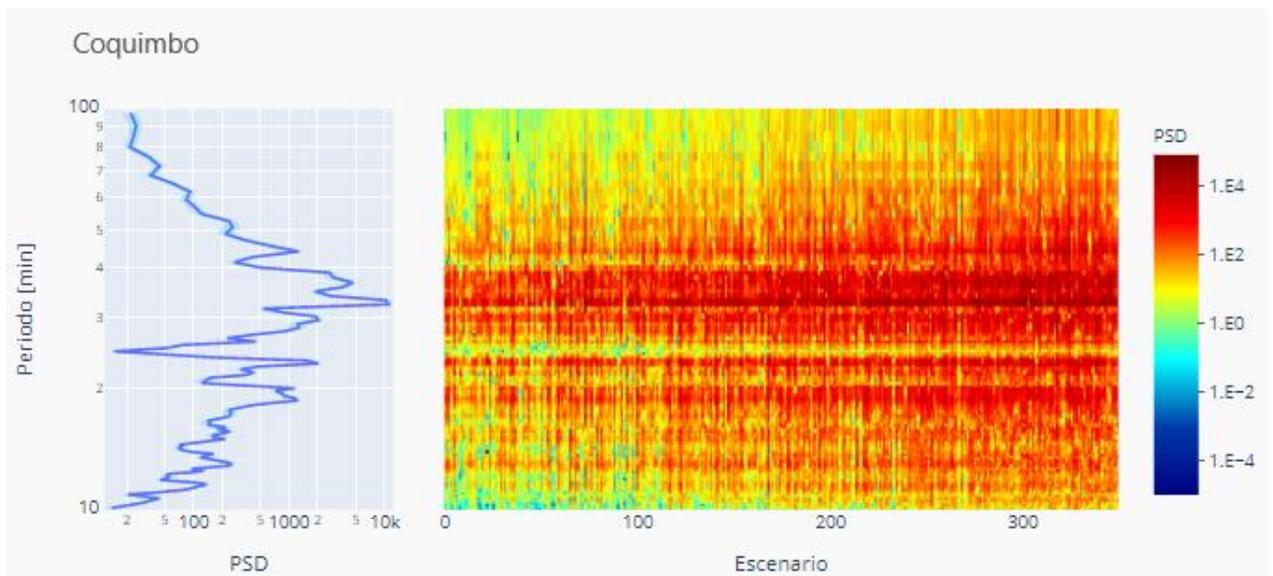
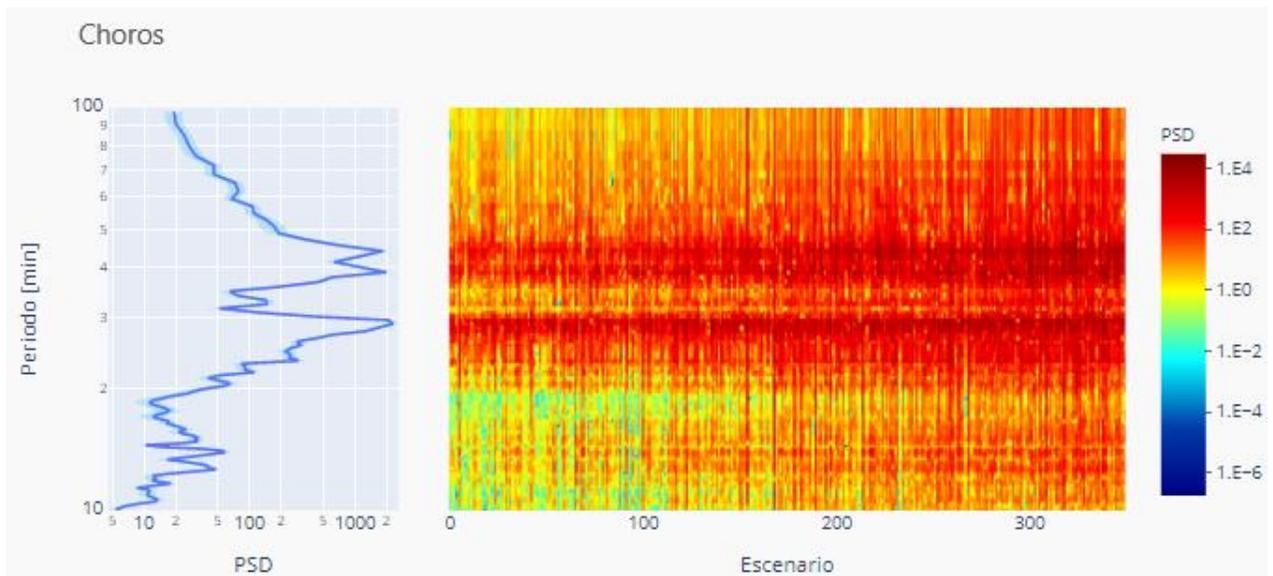
Figura 6-4: Espectro promedio para magnitudes extremas en la Bahía de Valparaíso.

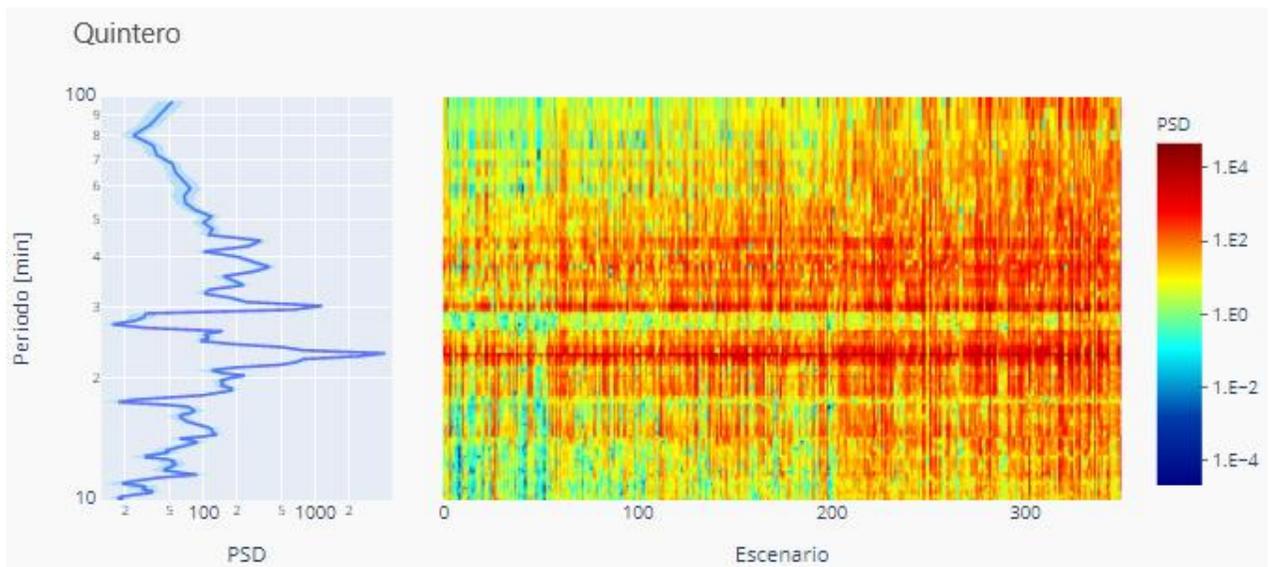
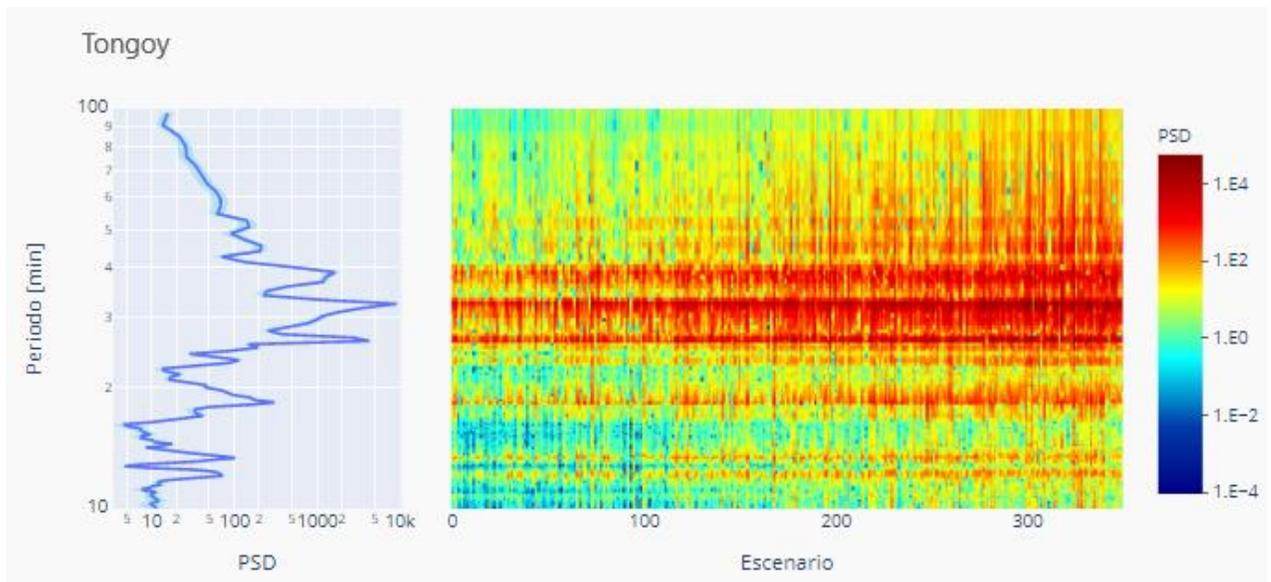
Lo anterior se podría explicar con lo propuesto por Rabinovich et. al (1997), quien realizó una aproximación efectiva de los períodos generados por el tsunami, los cuales pueden ser estimados por:

$$T = \frac{2L}{n\sqrt{gH}}$$

Donde  $T$  es el período efectivo de un cierto escenario,  $L$  corresponde al largo de correlación,  $\sqrt{gH}$  la celeridad. Es la fuente tsunamigénica quien determina el largo de correlación, a mayor magnitud de sismo, mayor es el largo de correlación. Suponiendo que la celeridad es constante, a medida que aumenta el largo, aumenta el período excitado, provocando que el terremoto tenga una estructura de energía con contenido de mayores períodos.

Para observar de mejor manera lo mencionado anteriormente, se realizó un mapa de calor para las seis bahías, de norte a sur, en el cual se muestra la cantidad de energía presente en el espectro para los 350 escenarios modelados, es decir, magnitudes desde Mw 8.6 a Mw 9.2. En el eje de las ordenadas se encuentran los períodos desde los 10 minutos a los 100 minutos, en escala logarítmica.





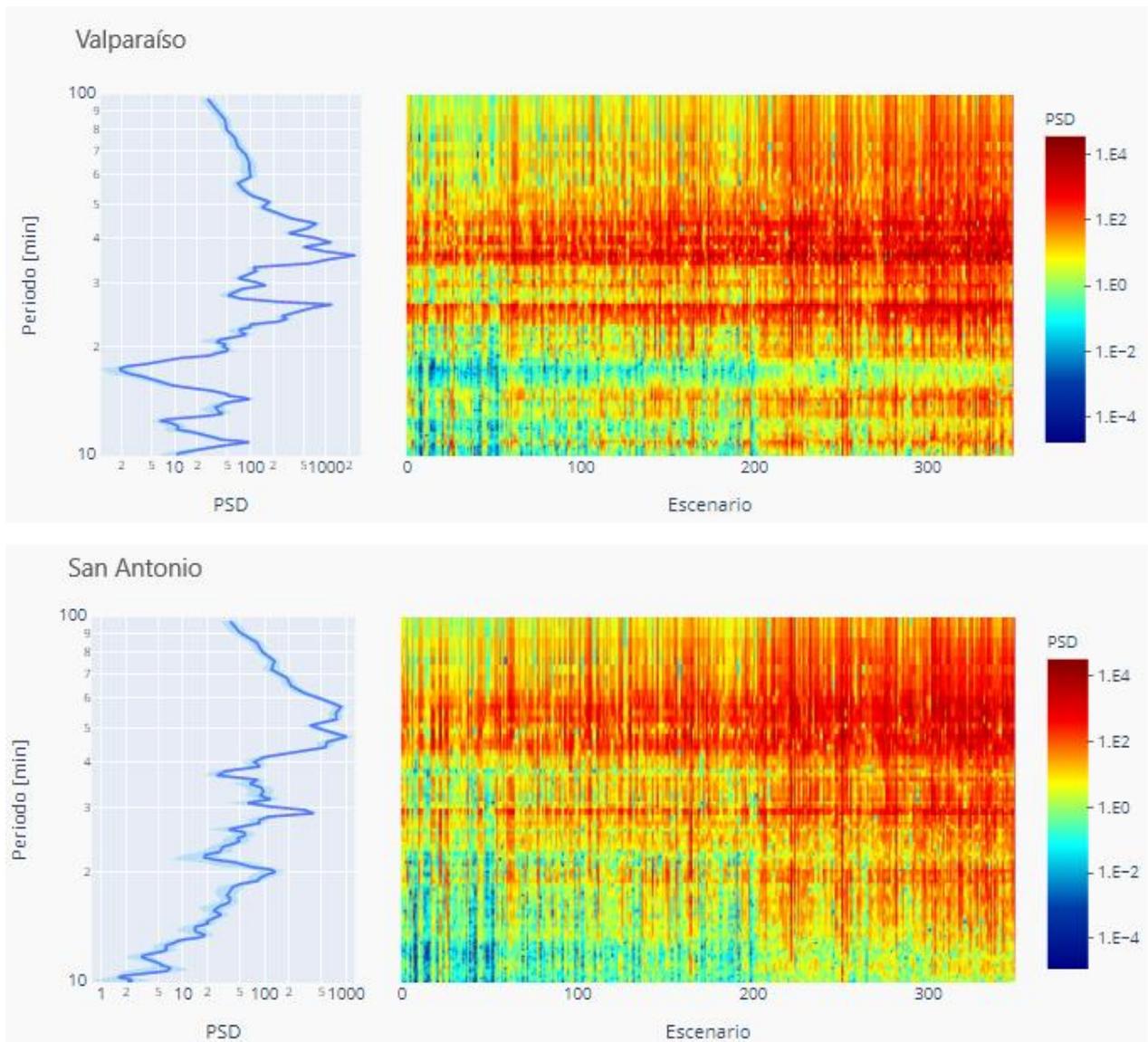


Figura 6-5: Mapa de calor espectral para cada una de las bahías analizadas.

Se observa en todas las bahías que a medida que incrementa la magnitud del sismo, la energía se va distribuyendo en una mayor banda de períodos, visualizándose en los gráficos mayores tonos rojizos en los distintos períodos a medida que aumenta la magnitud del sismo. En los gráficos se puede observar también la sensibilidad de las bahías a la fuente tsunamigénica, destacando las bahías de Choros, Tongoy y Quintero, las cuales independiente del escenario, siempre se excitan sus modos naturales. Ocurre lo contrario en la bahía de San Antonio, la cual tiene una gran variabilidad de respuesta ante los escenarios modelados, amplificando en baja cantidad la energía proveniente del tsunami.

Lo anterior se puede analizar en detalle en la sección 5.3, en la cual, para las bahías de Tongoy y Quintero, se observa poca variación en la respuesta espectral ante distintas magnitudes de eventos, alcanzando hasta 4 órdenes de magnitud de energía, lo que implicaría que estas bahías son poco sensibles a las características de ruptura de la fuente tsunamigénica, logrando filtrar las señales de

la fuente del tsunami a sus períodos resonantes. Por el contrario, el resto de las bahías, se presenta una gran variabilidad de respuesta en cuanto a la energía alcanzada por en cada evento, aun cuando los períodos resonantes de cada una de las localidades están siendo excitados, sobre todo la bahía de San Antonio, que ante los distintos escenarios simulados dentro de una misma magnitud (Figura 5-7), hay una gran variabilidad en la respuesta espectral, amplificando en baja medida la energía proveniente del tsunami en comparación al resto de las bahías analizadas.

Adicionalmente, a raíz de la Figura 6-3, se logra observar que el espectro de la fuente queda determinado por el deslizamiento cosísmico y su distribución en el área de ruptura, teniendo distinto comportamiento espectral para distintos escenarios modelados. Se observó a través de la razón espectral propuesto por Rabinovich que el espectro de la fuente suele tener distribución de energía en ciertas bandas de períodos, sin picos de energía bien definidos. Dependiendo de si dicha banda de períodos excitada coincide con los períodos resonantes de las bahías, éstas reaccionarán de mayor manera a dicho escenario.

Para el futuro, sería interesante realizar un análisis espectral para cada uno de los escenarios, tomando la deformación inicial y calcular el espectro, pasando del dominio espacial al temporal. Con ello, se podrá observar la energía que hay para cada escenario y ver como se transforma dicha energía al propagarse a la costa.

---

## 7. Conclusiones

---

La presente investigación tuvo como finalidad observar la respuesta espectral de seis bahías ubicadas en la zona central de Chile, tales como Choros, Coquimbo, Tongoy, Quintero, Valparaíso y San Antonio ante distintos escenarios simulados, para magnitudes entre Mw 8.6 y Mw 9.2 con 0.1 unidades de incremento. En específico, se modelaron 50 escenarios para cada magnitud analizada, con la intención de ver la variación inter-evento e intra-evento en la respuesta espectral de cada localidad.

En primer lugar, se pudo observar que a medida que aumentamos la magnitud del sismo, se presenta un incremento de energía en los períodos resonantes de las bahías, como también un aumento en el ancho de banda de períodos excitados. Bajo magnitudes de sismo menores, el rango de períodos excitados es acotado y a medida que aumenta la magnitud del sismo, mayor cantidad de períodos comienzan a tomar participación en la respuesta espectral, debido a un aumento en el largo de correlación de la ruptura, la cual provoca la excitación de períodos mayores.

Se compararon dos escenarios de ruptura pertenecientes a una magnitud Mw 9.2, las cuales tenían distinta distribución de deslizamiento cosísmico. Una de ellas concentraba la energía en un área reducida, en comparación a la segunda que presentaba una distribución homogénea en un área de ruptura mucho mayor. Se observó que, si la deformación era concentrada, períodos de menor magnitud eran excitados, aumentando de forma considerable la energía liberada. Por otro lado, si el deslizamiento se distribuye de forma uniforme en un largo de correlación mayor, períodos de mayor magnitud son excitados, liberando una menor cantidad de energía.

Adicionalmente se observó que algunas bahías presentan mayor sensibilidad a las características de la fuente, presentando mayor variabilidad espectral ante distintos escenarios modelados, sin lograr amplificar en gran medida la energía proveniente de la fuente. Otras, en cambio, se comportan de manera similar ante los distintos escenarios, siendo insensibles a las características de la fuente tsunamigénica, demostrando el comportamiento diferenciado entre bahías en término de su dependencia a las características de la fuente.

El espectro de la fuente queda determinado por la distribución del deslizamiento cosísmico en el área de ruptura. Si las bandas de períodos excitadas por la fuente tsunamigénica coinciden con los modos de la bahía en estudio, mayor energía se concentrará en los períodos resonantes de la localidad. Adicionalmente, las bahías con mayor sensibilidad a la fuente tsunamigénica, tienen una mayor variabilidad en la distribución de energía, excitando sus períodos de forma aleatoria dependiendo de las características del escenario.

---

## 8. Referencias

- [1] Aranguiz, R., Catalán, P. A., Cecioni, C., Bellotti, G., Henriquez, P., & González, J. (2019). *Tsunami resonance and spatial pattern of natural oscillation modes with multiple resonators*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. doi:10.1029/2019jc015206.
- [2] Blaser, L., F. Krüger, M. Ohrnberger, and F. Scherbaum (2010), Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 2914–2926.
- [3] Bletery, Q., Sladen, A., Delouis, B., & Mattéo, L. (2015). *Quantification of Tsunami Bathymetry Effect on Finite Fault Slip Inversion*. *Pure and Applied Geophysics*, 172(12), 3655–3670. doi:10.1007/s00024-015-1113-y.
- [4] Catalán, P. A., et al. (2015), The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2918–2925, doi:10.1002/2015GL063333.
- [5] Cortés, P., P. A. Catalán, R. Aránguiz, and G. Bellotti (2017), Tsunami and shelf resonance on the northern Chile coast, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi: 10.1002/2017JC012922.
- [6] Cortés, P. and P. Catalán (2016), Atlas de Resonancia de Tsunami, Reporte CIGIDEN.
- [7] Geist, E. L., & Parsons, T. (2006). *Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards\**. *Natural Hazards*, 37(3), 277–314. doi:10.1007/s11069-005-4646-z.
- [8] Hayes, G. P., D. J. Wald, and R. L. Johnson (2012). Slab1.0: A threedimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.* 117, no. B1, doi: 10.1029/2011JB008524.
- [9] Kajiura, K. (1970), Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 48, 835 – 869.
- [10] LeVeque, R. J., K. Waagan, F. I. González, D. Rim, and G. Lin (2016), Generating random earthquake events for probabilistic tsunami Hazard assessment, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-016-1357-1.
- [11] Macías, J., Castro, M. J., Ortega, S., Escalante, C., & González-Vida, J. M. (2017). Performance Benchmarking of Tsunami-HySEA Model for NTHMP's Inundation Mapping Activities. *Pure and Applied Geophysics*, 174(8), 3147–3183. doi:10.1007/s00024-017-1583-1
- [12] Liu PL-F (1981) Effects of the continental shelf on harbor resonance. In: Iida K, Iwasaki T (eds) *Tsunamis—their science and engineering*. Terra Science, Tokyo, pp 303–314
- [13] Okihiro M, Guza RT, Seymour RJ (1993) Excitation of seiche observed in a small harbor. *J Geophys Res* 98:18201–18211.

- [14] Omori, Macroseismic measurements in Tokyo, II and III, Earthquake Investigation Communications 11 (1902) 1–95.
- [15] Poulos, Mauricio Monsalve, Natalia Zamora, Juan Carlos de la Llera (2019), An Updated Recurrence Model for Chilean Subduction Seismicity and Statistical Validation of Its Poisson Nature. *Bulletin of the Seismological Society of America* 2018; 109 (1): 66–74. doi: 10.1785/0120170160.
- [16] Power, W., and E. Tolkova (2013), Forecasting tsunamis in Poverty Bay, New Zealand, with deep-ocean gauges, *Ocean Dyn.*, 63(11–12), 1213–1232, doi:10.1007/s10236-013-0665-6.
- [17] Rabinovich, A. B. (1997). Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects, *J. Geophys.Res.*, 102(C6), 12,663–12,676, doi: 10.1029/97JC00479.
- [18] Raichlen F, Lepelletier TG, Tam CK (1983) Tsunamis—their science and engineering. In: Iida K, Iwasaki T (eds) *The excitation of harbors by tsunamis*. Terra Science, Tokyo, pp 359–385.
- [19] Sand, S. E. (1982). *Long waves in directional seas*. *Coastal Engineering*, 6(3), 195–208. doi:10.1016/0378-3839(82)90018-7.
- [20] Xing X, Kou Z, Huang Z, Lee J-J (2013) Frequency domain response at Pacific coast harbors to major tsunamis of 2005–2011. *Pure Appl Geophys*. doi:10.1007/s00024-012-0526-0.
- [21] Yamazaki, Y., and K. F. Cheung (2011), Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38), L12605, doi:10.1029/2011GL047508.
- [22] Zaytsev, O., A. B. Rabinovich, and R. E. Thomson Cheung (2016), A comparative analysis of coastal and open-ocean records of the Great Chilean Tsunamis of 2010, 2014 and 2015 off the Coast of Mexico, *Pure Appl. Geophys.*, 173(12), 4139–4178, doi:10.1007/s00024-016-1407-8.