



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE

ESTUDIO DE CORRIENTES INDUCIDAS POR
EVENTOS TSUNAMIGÉNICOS:
APLICACIÓN AL PUERTO DE SAN ANTONIO

ISADORA GAYTÁN ABARCA

Ingeniero Civil

Marzo, 2019



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE

ESTUDIO DE CORRIENTES INDUCIDAS POR
EVENTOS TSUNAMIGÉNICOS:
APLICACIÓN AL PUERTO DE SAN ANTONIO

Memoria de Título presentada por
ISADORA GAYTÁN ABARCA

Como requisito parcial para optar al título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
Patricio Catalán Mondaca

RESUMEN

La generación de tsunamis es un fenómeno que ha afectado la costa de muchos países a lo largo de los años y ha demostrado la vulnerabilidad de la infraestructura marítima a las corrientes inducidas por tsunami. Los efectos de estas corrientes han sido reportados desde diversos lugares, incluyendo Chile, donde ha roto espías de grandes embarcaciones y los ha llevado a la deriva en los puertos generando un peligro considerable. Por esta razón, las corrientes inducidas por tsunami representan un daño potencial importante y deben ser estudiadas.

En el siguiente trabajo se presenta un estudio del comportamiento de corrientes marinas asociadas a tsunamis en Chile, analizándolas principalmente a través de velocidades. Este trabajo está enmarcado en una zona de interés portuario, por eso resulta significativo debido a que los daños por ocurrencia de tsunamis no se limitan solamente a eventos que puedan causar inundación, sino también a alturas de olas de tsunami que no alcanzan una magnitud considerable pero que aun así pueden producir deterioro en infraestructura.

Para este efecto, se realizan simulaciones computacionales de distintos eventos históricos, y su aplicabilidad se relaciona con aspectos de tipo operacionales en uno de los principales puertos de Chile, el Puerto de San Antonio. El enfoque principal apunta a proveer la información necesaria para que pueda incluirse en protocolos de maniobras y rutas de evacuación de embarcaciones ante la ocurrencia de tsunamis. La implementación de este tipo de análisis es importante en estudios de peligro frente a tsunamis debido a que puede significar la diferencia entre que un puerto pueda seguir operando con normalidad o vea afectada la continuidad de su negocio.

La herramienta principal utilizada para la simulación de corrientes inducidas por tsunamis es el software COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model), cuyos resultados se utilizan para realizar un análisis de peligro general en el puerto, mediante un estudio probabilístico, obteniendo mapas de probabilidad e incertidumbre asociadas.

Los resultados de este estudio incluyen el análisis de la velocidad y vorticidad de corrientes inducidas por tsunami luego de la simulación de diez terremotos históricos de Chile, mapas de corriente umbral, mapas de actividad potencial para velocidades umbrales y un estudio probabilístico de las velocidades de corriente. Los resultados demuestran que las velocidades más significativas son del orden de 3 a 5 [m/s] y se deben a los terremotos de 1730, 1906 y 2015. Aunque en general, el Puerto de San Antonio

presenta un comportamiento aceptable enfrentando corrientes inducidas por tsunamis, es decir, las velocidades frecuentemente no superan los mayores umbrales de peligro definidos.

ABSTRACT

The tsunami generation is a phenomenon that has affected the coast of many countries over the years and it has demonstrated the vulnerability of maritime infrastructure to tsunami induced currents. The effects of these currents have been reported in several locations, including Chile, where large ships broke free from mooring lines and drifted uncontrolled in the ports generating considerable danger. For this reason, tsunami induced currents represent a potential damage and must be studied.

The study presents the behavior of marine currents associated to the tsunamis in Chile, analyzed in terms of flow velocities. It is located on a port zone, therefore the significant part of the study is that the damage of the tsunamis are not always because of the flood, it can also be because of high waves that do not reach a considerable magnitude but still produce infrastructure damage.

To this end, a series of computational simulations were performed for different historic events and its applicability is related with operational aspects of one of the most important ports in Chile, San Antonio's Port. For this reason, the main focus of this study aims to provide necessary information to be included in safety protocols and ship evacuation routes in presence of tsunami. The implementation of this analysis is relevant in order to maintain port operability.

The main analytic tool used to model tsunami induced currents is COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model). Model results are used to develop a general hazard analysis of the port, through a probabilistic study obtaining probability maps and associate uncertainty.

The results of this study includes the analysis of velocity and vorticity of tsunami induced currents after the simulation of ten historic earthquakes from Chile, current threshold maps, potential activity for threshold velocities maps and a probabilistic study of current's velocities. The results demonstrate that the order of magnitude of significant velocities are 3 to 5 [m/s] and are due to the earthquakes of 1730, 1906 and 2015. San Antonio's Port presents acceptable behavior facing up tsunami induced currents, that is, velocities usually don't surpass higher defined danger thresholds.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco enormemente el apoyo de mi profesor guía, Patricio Catalán, a quien considero un gran referente no solamente en el sentido académico, sino por sus grandes aptitudes como persona.

Gracias a quienes me ayudaron y aportaron de una u otra manera en la realización de este trabajo, principalmente a Camila Contreras, por enseñarme a utilizar COMCOT y por ayudarme siempre que lo necesité. A Alejandra Gubler, Pablo Cortés y Felipe Lucero por ayudarme con Matlab y las batimetrías. A Pablo Álvarez por su apoyo informático e incondicional amistad, que pude sentir, especialmente, durante la realización de esta memoria.

Me siento una persona completamente afortunada y agradecida de las amistades que he forjado durante mi etapa universitaria, a Ariel Mamani por su compañía e increíble forma de ser, a Javier Collarte por ser mi apoyo diario. Por supuesto, a mis amigas Javiera Aranda, Katherine Landeros y Valentina Neira que me acompañaron desde el primer hasta el último semestre de esta carrera y a todas las lindas personas que conocí durante esta etapa.

Y finalmente, a mi familia, en especial, a las grandes mujeres de mi familia, que son maravillosas. Pero por sobre todo, siempre estaré agradecida de las dos madres que la vida me regaló, espero que puedan entender cuán importantes han sido en cada paso que he dado, sin su amor y apoyo excepcional no estaría donde estoy, las amo con todo mi corazón Mónica y Nenita, esto es para ustedes.

CONTENIDO

1 INTRODUCCIÓN.....	12
1.1 Objetivo General.....	15
1.2 Objetivos Específicos.....	15
2 MARCO REFERENCIAL.....	16
2.1 Teoría de tsunamis.....	16
2.2 Sismicidad y tsunamis en Chile.....	17
2.3 Modelamiento de tsunamis.....	18
2.4 Corrientes inducidas por tsunamis.....	21
2.5 Análisis de Corrientes en otros países.....	22
2.6 Modelamiento de Corrientes.....	24
3 METODOLOGÍA Y ESCENARIOS A MODELAR.....	26
3.1 Programa de propagación e inundación por tsunami.....	26
3.2 Mallas de simulación.....	27
3.3 Descripción de escenarios y condiciones iniciales.....	29
3.4 Análisis de Velocidad.....	36
3.5 Análisis de Vorticidad.....	36
3.6 Análisis estadístico y de probabilidad.....	37
4 RESULTADOS.....	41
4.1 Análisis de velocidad y vorticidad.....	42
4.2 Mapas de corriente umbral.....	44
4.3 Mapas de tiempo para una velocidad umbral determinada.....	47
4.4 Histogramas de velocidad.....	52
4.5 Mapas de corriente media e incertidumbre.....	53
5 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	55
5.1 Características generadoras de corrientes significativas.....	55
5.2 Velocidades umbrales y daño asociado.....	57

5.3 Tiempo y probabilidad de excedencia.....	58
5.4 Análisis de peligro general del Puerto de San Antonio	60
CONCLUSIONES	62
REFERENCIAS	64

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 2.1: Esquema de Modelo de Ruptura con parámetros focales. Fuente: Wang, 2009.	19
Fig. 2.2: TCS en Fukushima durante el tsunami de Japón, 2011. Fuente: Borrero et al., 2015.....	21
Fig. 3.1: Malla A. Fuente: Elaboración propia.....	28
Fig. 3.2: Malla B. Fuente: Elaboración propia.....	28
Fig. 3.3: Malla C. Fuente: Elaboración propia.....	28
Fig. 3.4: Malla D. Fuente: Elaboración propia.	28
Fig. 3.5: Malla E. Fuente: Elaboración propia.....	28
Fig. 4.1: Imagen satelital Puerto San Antonio. Punto a: Instalaciones de STI, punto b: Molo sur STI, punto c: Espigón central, punto d: Zona de embarcadero de botes Fuente: Google Earth, 2018.	42
Fig. 4.2: Magnitud de velocidad [m/s] para secuencia de olas de tsunami de 1730. (a) 27 min, (b) 45 min, (c) 46 min, (d) 47 min, (e) 48 min, (f) 49 min. Fuente: Elaboración propia.....	43
Fig. 4.3: Vorticidad para secuencia de olas de tsunami de 1730. (a) 27 min, (b) 45 min, (c) 46 min, (d) 47 min, (e) 48 min, (f) 49 min. Fuente: Elaboración propia.	43
Fig. 4.4: Mapas de corrientes umbrales. Evento 1730 (a), evento 1835 (b), evento 1877 (c), evento 1906 (d). Fuente: Elaboración propia.	45
Fig. 4.5: Mapas de corrientes umbrales. Evento 1922 (a), evento 1960 (b), evento 1985 (c), evento 2010 (d). Fuente: Elaboración propia.	46
Fig. 4.6: Mapas de corrientes umbrales. Evento 2014 (a) y evento 2015 (b). Fuente: Elaboración propia....	47
Fig. 4.7: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 1730: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a), velocidad mayor que 3[m/s] (b), velocidad mayor que 4.6[m/s] (c); Evento 1835: velocidad mayor que 1.5[m/s] (d). Fuente: Elaboración propia.....	48
Fig. 4.8: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 1877: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a); Evento 1906: velocidad mayor que 1.5[m/s] (b), velocidad mayor que 3[m/s] (c) Evento 1922: velocidad mayor que 1.5[m/s] (d). Fuente: Elaboración propia.....	49
Fig. 4.9: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 1960: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a); Evento 1985: velocidad mayor que 1.5[m/s] (b); Evento 2010: velocidad mayor que 1.5[m/s] (c); Evento 2014: velocidad mayor que 1.5[m/s] (d). Fuente: Elaboración propia.	50
Fig. 4.10: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 2015: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a) y velocidad mayor que 3[m/s] (b). Fuente: Elaboración propia.....	51
Fig. 4.11: Histogramas de velocidad para los eventos analizados. Fuente: Elaboración propia.....	52
Fig. 4.12: Mapa de corriente media (a). Mapa de incertidumbre (b). Fuente: Elaboración propia.....	53
Fig. 5.1: Mapas de probabilidad de excedencia de velocidades. Velocidad mayor que 1.0[m/s] (a), Velocidad mayor que 1.5[m/s] (b), Velocidad mayor que 3.0[m/s] (c), Velocidad mayor que 4.6[m/s] (d)Fuente: Elaboración propia.....	59
Fig. 5.2: Mapa de peligro de corrientes inducidas por tsunami puerto de San Antonio. Fuente: Elaboración propia.	60

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Relación entre velocidad de corriente de tsunami y daño en puerto. Fuente: California Maritime Tsunami Response Playbook and Mitigation Guidance.....	23
Tabla 2.2: Relación entre velocidad de corriente de tsunami y clasificación de daño en puerto. Fuente: California Maritime Tsunami Response Playbook and Mitigation Guidance.....	23
Tabla 3.1: Parámetros generales de mallas de simulación. Fuente: Elaboración propia.....	27
Tabla 3.2: Parámetros focales terremoto de 1730. Fuente: Elaboración propia a partir de Quiroz (2015)....	31
Tabla 3.3: Parámetros focales terremoto de 1835. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.....	31
Tabla 3.4: Parámetros focales terremoto de 1877. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.....	32
Tabla 3.5: Parámetros focales terremoto de 1906. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.....	32
Tabla 3.6: Parámetros focales terremoto de 1922. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.....	33
Tabla 3.7: Parámetros focales terremoto de 1960. Fuente: Elaboración propia a partir de Barrientos & Ward (1990).	33
Tabla 3.8: Parámetros focales terremoto de 1985. Fuente: Elaboración propia a partir de Gobierno de Chile (2011).	34
Tabla 3.9: Parámetros focales terremoto de 2014. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.....	35
Tabla 3.10: Parámetros focales terremoto de 2015. Fuente: Elaboración propia a partir de Aránguiz et al. (2017).	35
Tabla 3.11: Velocidades umbrales y tipo de daño asociado. Fuente: Elaboración propia.....	39
Tabla 5.1: Parámetros focales de eventos de 1730, 1906 y 2015. Fuente: Elaboración propia.	56

INTRODUCCIÓN

Las características geográficas y físicas que presenta de manera natural el borde costero de Chile, han planteado la necesidad de evaluar e investigar los peligros asociados a la ocurrencia de tsunamis producidos por sismos en esta zona de subducción. Es por esta razón que durante años se han enfocado los esfuerzos principalmente a la protección de la población, desarrollando sistemas de alerta y estudios de inundación que permiten preparar a la ciudadanía frente a eventos de tsunamis, generando planes de emergencia y de evacuación en áreas especialmente vulnerables. Para continuar con esta línea investigativa, es que resulta interesante profundizar en el estudio de los fenómenos asociados a este tipo de eventos y, es por esto, que el presente trabajo busca analizar un aspecto que no ha sido estudiado ampliamente en Chile y que corresponde al estudio de las corrientes generadas por tsunamis, las cuales constituyen una fuente de peligro trascendental a considerar en zonas portuarias.

El área de estudio de este trabajo se enmarca en una zona costera de Chile central, específicamente en el Puerto de San Antonio, que es una zona de interés debido a dos razones principales: la primera es que se tiene conocimiento y registro de numerosos eventos sísmicos registrados con anterioridad en el área (Lockridge, 1985) y segunda, debido a la importante actividad portuaria que se desarrolla en el lugar, considerando

además que existe un proyecto para la ampliación del puerto con una inversión superior a 3.300 millones de dólares.

La ocurrencia de tsunamis generados por sismos, ha infundido el desarrollo de diversas investigaciones asociadas a los peligros inherentes y cuyos objetivos frecuentemente están enfocados en la determinación de la extensión espacial de la inundación producida y de parámetros tales como niveles máximos de inundación y tiempos de arribo. Sin embargo, existen otros aspectos que también requieren atención, como es el estudio de las corrientes inducidas por tsunamis, las cuales en ciertos casos estudiados y a pesar de presentar bajas alturas de olas, han afectado fuertemente a embarcaciones e instalaciones portuarias. Tal es el caso del barco a vapor ‘Carlos Haverbeck’, hundido en Bahía Corral, Chile, durante el tsunami de 1960; de los daños al Puerto de Salalah, en Omán, durante el tsunami del Océano Índico en 2004 y de los vórtices observados en Fukushima producto del evento del 2011 en Japón (Borrero et al., 2015), por mencionar algunos.

Debido a que las instalaciones portuarias son vulnerables a estos hechos y a las corrientes potenciales que se podrían generar, es importante que se desarrollen e implementen planes para que la comunidad marítima esté preparada y pueda responder y recuperarse frente a eventos de tsunamis, con el fin de reducir la pérdida de propiedades, bienes e inclusive, vidas humanas.

Con este fin, se han implementado modelos numéricos que se utilizan para la simulación y análisis de tsunami y sus efectos. En este estudio, en particular, se utiliza el modelo COMCOT, el cual ha sido utilizado en la modelación de tsunamis chilenos en diversos estudios, tanto nacionales como internacionales. Entre las aplicaciones nacionales destaca la simulación numérica para el cálculo de Cartas de Inundación por Tsunami para la costa de Chile realizadas por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) con el objetivo de evaluar cuantitativamente los riesgos de tsunami, prevenir y mitigar sus impactos. Por otro lado, entre los estudios internacionales, se puede mencionar la utilización de COMCOT para el análisis del tiempo de arribo del tsunami de Chile de 1960 a las costas de Taiwan (Chung et al., 2018) y el estudio de inversión de tsunami de alta resolución para el terremoto de Chile 2010 (Wu and Ho, 2011).

Además, existen factores necesarios a considerar en estudios de este tipo, como la correcta utilización de batimetrías y topografías, las cuales constituyen los datos de entrada al programa de simulación de tsunami (COMCOT); por lo cual los resultados dependen de la precisión de estos y de que representen un fiel reflejo de la realidad. Otro factor por considerar es la limitada información experimental disponible para validar modelos numéricos de flujos turbulentos cerca de la costa, tomando en cuenta además que corresponden a procesos físicos con estructuras hidrodinámicas complejas de resolver.

Finalmente, es importante implementar un estudio probabilístico a los resultados obtenidos con el fin de analizar y determinar con qué frecuencia podrían generarse velocidades de corrientes que afecten las instalaciones portuarias y sus embarcaciones. Analizando, de esta manera la probabilidad de ocurrencia de velocidades máximas junto con su variabilidad, estudiada a través del concepto de incertidumbre.

OBJETIVOS

1.1 Objetivo General

- Estudiar el comportamiento de corrientes generadas por eventos de tsunamis y realizar un análisis de peligro general en el Puerto de San Antonio.

1.2 Objetivos Específicos

- Analizar velocidades de corrientes producidas por tsunamis en el Puerto de San Antonio.
- Proponer una escala de niveles de velocidad y daño asociado, identificando velocidades máximas aceptables.
- Proponer medidas enfocadas a maniobras de evacuación de embarcaciones relacionadas con el plan de continuidad del negocio del Puerto de San Antonio.

CAPÍTULO 2

MARCO REFERENCIAL

Al generarse un tsunami pueden ocurrir fenómenos tales como: inundación de las zonas vulnerables y/o fuertes corrientes, los cuales, dependiendo de las características propias del sector, causarán mayor o menor impacto en la costa. Por lo que, el enfoque está centrado en la generación de estas corrientes, las que poseen un gran potencial de daño y pueden afectar la infraestructura costera, ya sea debido a la magnitud significativa de su velocidad o a la dirección que tomen las corrientes, pudiendo generar importantes flujos rotacionales, o vórtices, con el potencial de llevar a la deriva a embarcaciones ancladas a las zonas portuarias.

2.1 Teoría de tsunamis

Se entiende por tsunami una serie de ondas de período largo producidas por un desplazamiento repentino de una gran masa de agua caracterizado por longitudes de onda muy extensas (Bernard & Robinson, 2009). En particular, este trabajo se enfoca en tsunamis causados por terremotos de subducción, fenómeno característico en Chile, donde

ocurre subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana, al deslizar la primera por debajo de la segunda por diferencia de densidades, generando acumulación de tensiones que luego son liberadas de forma abrupta (Leyton et al., 2009). La liberación de esta energía produce un deslizamiento de la placa, fenómeno que se conoce como terremoto de subducción. Estos terremotos a su vez, producen una perturbación del océano, desplazando el volumen de agua que se encuentra sobre el lecho marino, generando una onda que se propaga en todas direcciones, correspondiente al tsunami.

Dentro de las características principales de los tsunamis se pueden mencionar que poseen una gran longitud de onda y debido a que la profundidad en que se propagan es inferior a la mitad de su longitud de onda, se clasifican como ondas de aguas someras. Es por esto que, la velocidad de propagación de un tsunami es proporcional a la profundidad del océano. Así, considerando que el Océano Pacífico posee una profundidad promedio de 4 km y como la velocidad está dada por la raíz cuadrada de la aceleración de gravedad por la profundidad del fondo marino ($\sqrt{g \cdot d}$), la velocidad de propagación media es de 713 km/hr.

Mar adentro, las ondas de tsunami poseen una amplitud de ola relativamente pequeña, del orden de centímetros en aguas profundas, por lo que son poco perceptibles mientras se propagan a grandes velocidades. Sin embargo, al acercarse a la costa, en aguas menos profundas, la velocidad de propagación disminuye produciendo un aumento en la amplitud de la ola lo que puede significar una amenaza para el borde costero.

2.2 Sismicidad y tsunamis en Chile

La causa más común de generación de un tsunami es debido a la ocurrencia de sismos (Bernard & Robinson, 2009). Aunque existen diversos eventos tsunamigénicos como erupciones volcánicas en el fondo marino, deslizamientos de masas de tierra que provoquen movimientos importantes de volúmenes de agua o impactos de meteoritos, el foco es en tsunamis de tipo tectónicos, particularmente debido a terremotos interplaca en la zona de subducción chilena.

Históricamente se tiene conocimiento de la ocurrencia de varios tsunamis que han afectado la costa de Chile en mayor o menor medida. La ubicación espacial del sismo es un aspecto importante a considerar ya que terremotos de subducción de igual magnitud pueden producir distintos tsunamis dependiendo de la posición de la zona de ruptura y de la distribución del deslizamiento (SATREPS Chile Tsunami, 2016).

Existen varios casos de análisis de sismos y tsunamis: un caso lo constituye un terremoto costero cuya ruptura es profunda y solo una fracción de esta zona queda bajo el océano, como ocurrió en el terremoto de Pisagua, Chile, en el 2014 (Barrientos, 2014). En estas situaciones, la gran profundidad de la ruptura produce una reducción en la

amplitud del desplazamiento del fondo marino, una masa de agua pequeña es puesta en movimiento y el tsunami es pequeño en comparación con la magnitud del terremoto (Satake & Tanioka, 1999).

Otro caso de análisis corresponde a terremotos en la plataforma continental, la ruptura ocurre en profundidades intermedias. La zona de ruptura está casi completa bajo el mar, aunque a profundidades moderadas o someras. El deslizamiento vertical producto del sismo se transmite a la columna de agua, por lo que el volumen de agua desplazado es moderado, resultando un tsunami mayor comparado con el caso anterior.

Por último, terremotos caracterizados por una ruptura poco profunda, un gran volumen de agua es desplazado y conforme se propaga en aguas someras, el asomeramiento induce amplitudes de tsunami mucho más grandes. Bajo estas condiciones, sismos de magnitud moderada pueden generar tsunamis destructivos, como el caso de Illapel, Chile, 2015, Mw 8.3.

Terremotos de gran magnitud pueden cubrir las tres posibilidades anteriormente descritas de forma simultánea, resultando en tsunamis de mayor amplitud, como el caso de Maule, en Chile, 2010 (SATREPS Chile Tsunami, 2016).

2.3 Modelamiento de tsunamis

Mediante una formulación matemática es posible analizar la deformación del lecho marino, la cual a su vez genera una deformación inicial en la superficie libre del océano. Este movimiento sísmico que origina el tsunami, es caracterizado por el momento sísmico, M_o , según la siguiente relación:

$$M_o = \mu \int \int D(x, y) dx dy = \mu DA = \mu DLW \quad (2.1)$$

Donde:

μ : Magnitud del módulo de corte de la corteza terrestre.

D : Deslizamiento medio sobre la zona de ruptura de área: $A = L \cdot W$

A su vez, el momento sísmico se puede caracterizar por la Magnitud de Momento (M_w), la cual tiene relación directa con la magnitud del tsunami, ya que se espera que a mayor magnitud de momento sea mayor el tsunami. Es posible calcularlo mediante la expresión:

$$\log(M_o) = 1.5M_w + 16.1 \quad (2.2)$$

Donde M_o se expresa en [dina·cm].

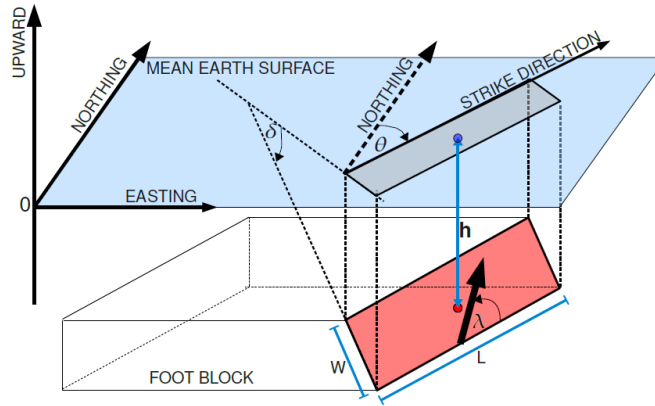


Fig. 2.1: Esquema de Modelo de Ruptura con parámetros focales. Fuente: Wang, 2009.

La deformación cosísmica se refiere al deslizamiento que ocurre en el instante del terremoto y es necesaria para la simulación de los distintos escenarios tsunamigénicos. De esta forma, se requiere definir un modelo de ruptura, mediante el cual es posible determinar tanto la distribución de la deformación vertical del fondo marino, como la deformación de la superficie libre del mar que origina el tsunami.

Uno de los modelos más utilizados para describir este fenómeno, es el modelo de ruptura de Okada (Okada, 1985), el cual calcula una solución analítica para una superficie de deformación obteniendo expresiones para el desplazamiento vertical producido por una falla de corte, considerando un medio homogéneo, elástico y semiinfinito. Además, incluye como principales supuestos que la geometría de la falla es rectangular, de dimensiones L y W , que el plano de falla posee una inclinación δ , que el desplazamiento medio es D y comienza a una profundidad definida por el parámetro z , parámetros que se pueden visualizar en la Figura 2.1.

El cálculo de esta dislocación elástica, se realiza utilizando los parámetros focales que se describen a continuación:

Dimensiones de ruptura (Largo y ancho)	(L,W)	Pueden ser determinados por Leyes de Escalamiento (no universales).
Deslizamiento Medio	(D)	Valor representativo del desplazamiento medio del área de ruptura, si se asume una deformación uniforme.
Ángulo de Inclinación, Manteo o dip	(δ)	Inclinación del plano de falla medida desde la horizontal.
Ángulo de Rumbo o Strike	(θ)	Orientación del plano de falla medido desde el norte hasta la proyección del plano en la superficie.

Ángulo de Deslizamiento o Rake	(λ)	Orientación del desplazamiento de la falla medida en el plano de falla, describe la dirección del movimiento relativo del bloque superior de la falla respecto del inferior.
Parámetros de Ubicación de la Ruptura – Profundidad	(z)	Distancia entre la superficie y el foco, así se define la ubicación espacial de la fuente sísmica, también se incluyen otros parámetros de ubicación como latitud y longitud.

Posteriormente se utilizan las expresiones que gobiernan el movimiento de las olas producidas por el tsunami que corresponden a las ecuaciones de aguas someras descritas a continuación:

$$\frac{\partial(\eta+h)}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - fQ = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} + fP = 0 \quad (2.5)$$

Donde:

- P, Q : Flujos máscicos en direcciones x e y, producto entre la velocidad y profundidad del fondo marino.
- η : Desnivelación de la superficie libre.
- h : Profundidad fondo marino desde el nivel de referencia de evento.
- g : Aceleración de gravedad.
- f : Coeficiente de Coriolis.

Cabe mencionar que estas ecuaciones de continuidad y de momentum funcionan adecuadamente en aguas profundas, donde la disipación de energía es mínima. Sin embargo, al aproximarse a la costa, se produce disipación de energía originado por el efecto de la batimetría, con los efectos físicos propios de la ola, como refracción, difracción y reflexión (Bernard & Robinson, 2009).

Por último, otro aspecto relevante al aproximarse a la costa, es que la fricción con el fondo, modelada en términos de la rugosidad se considera más importante a medida que disminuye la profundidad. En estas zonas se deben considerar ecuaciones de tipo no lineal y los modelos computacionales resultan esenciales para poder resolverlas.



Fig. 2.2: TCS en Fukushima durante el tsunami de Japón, 2011. Fuente: Borrero et al., 2015.

2.4 Corrientes inducidas por tsunamis

Las corrientes inducidas por tsunamis son flujos de agua que se generan en todas direcciones, como se explicó anteriormente, producto del desplazamiento inicial del volumen de agua. Estas corrientes, al llegar a la costa, interactúan con el fondo marino presentando un comportamiento de flujo gobernado por características superficiales de corte horizontal y rotacional por lo que, al ingresar a dársenas, estos flujos pueden ser capaces de romper líneas de amarre y anclaje induciendo rotaciones a embarcaciones y causando, de esta manera, daños importantes a muelles o instalaciones portuarias. Es por esto que las corrientes constituyen uno de los principales peligros asociados a la ocurrencia de tsunamis en puertos y que además no solo están limitados a eventos que causan inundación en la costa, sino también a eventos que no presentan esta condición, pero en los que las estructuras marítimas y costeras son vulnerables a daño significativo provocado por las fuertes corrientes y fuerzas de arrastre (Lynett et al., 2014).

Además, un tren de olas puede producir corrientes dañinas inclusive cuando no se presentan alturas de olas significativas. Un ejemplo lo constituye el puerto de Karachi, en Pakistán, donde el tsunami de 1945 desplazó botes y dañó un rompeolas de rocas con una altura de ola que no excedía los 3 metros sobre la marea (Hasan et al., 2017).

Otro efecto de las corrientes pudo evidenciarse durante el tsunami de Tohoku, Japón, el año 2011, donde se registraron por televisión flujos de mar denominados Estructuras Turbulentas Coherentes (TCS en inglés), que en este caso se caracterizaban por presentar movimientos circulares, causando “remolinos”. Estos flujos rotacionales pueden ser observados en la Figura 2.2.

Observaciones de Okal et al. (2006) describen tres casos luego del tsunami en el Océano Índico en el 2004, donde grandes embarcaciones rompieron espías y se fueron a la deriva descontroladamente en sus respectivos puertos. Se destacan las observaciones en

el Puerto de Salalah, Omán, donde 90 minutos después de la llegada del tsunami, fuertes corrientes produjeron la rotura de líneas de amarre de un buque de carga Maersk de 285 metros y lo retiraron de la terminal portuaria.

Estas corrientes inducidas por tsunami no solo han producido daños en otros países. En Chile también se han presentado, por ejemplo, durante el tsunami del 13 de agosto de 1868 en Arica, donde el navío USS Wateree, inicialmente anclado al muelle fue arrastrado por las fuertes corrientes y llevado a la deriva por 5 km depositándose, finalmente, a 430 m tierra adentro donde permanece hasta la actualidad (Borrero et al., 2015).

Otro suceso importante ocurrió durante el tsunami de 1960 en Puerto Corral, ubicado en la provincia de Valdivia, donde varios navíos se perdieron, incluyendo el barco de carga a vapor Carlos Haverbeck, el cual fue arrastrado hacia el centro de la bahía por las corrientes de tsunami, colisionó con otra embarcación y finalmente encalló en un banco de arena hasta hundirse (Borrero et al., 2015).

Todos estos casos de análisis permiten formarse una idea de la importancia de estudiar el comportamiento de corrientes. Con este objetivo, uno de los aspectos fundamentales a considerar para el análisis, de la misma forma que para el modelamiento de inundación, es contar con batimetría de resolución de mayor calidad, de esta manera, se puede lograr un análisis con la precisión requerida. Aplicándolo a Chile, específicamente al Puerto de San Antonio, se puede determinar cuán afecto está a las corrientes inducidas por tsunami y se puede llevar a cabo un análisis de peligro general para relacionarlo con la continuidad de su operación.

2.5 Análisis de Corrientes en otros países

Los impactos que producen las corrientes inducidas por tsunamis no han sido bien estudiados (Lynett et al., 2014). Sin embargo, algunos países cuentan con lineamientos y planes de emergencia para responder frente a estas amenazas, generando guías y recomendaciones para mitigar sus efectos.

Uno de los planes que se han generado es la *Guía para el Plan de Tsunamis para Operadores de Puertos del Caribe*, revisado y discutido en el Taller de Tsunamis para Operadores de Puertos con la participación de la Red Sísmica de Puerto Rico (RSPR), de National Science Foundation (NSF) y National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 2011). En este documento se indica que para una mejor evaluación de la seguridad portuaria se deben contemplar estrategias de vulnerabilidad y mitigación, lo que incluye realizar estudios de peligro de tsunami y análisis de riesgos que

Tabla 2.1: Relación entre velocidad de corriente de tsunami y daño en puerto. Fuente: California Maritime Tsunami Response Playbook and Mitigation Guidance.

Damage Index	Damage Type	Velocity [knots]
0	No damage	0 - 3
1	Small buoys moved	0 - 3
2	1-2 docks/small boats damaged, large buoys moved	3 - 6
3	Moderate dock/boat damage, mid-sized vessels off moorings	6 - 9
4	Major dock/boat damage, large vessels off moorings	> 9
5	Complete destruction	> 9

Tabla 2.2: Relación entre velocidad de corriente de tsunami y clasificación de daño en puerto. Fuente: California Maritime Tsunami Response Playbook and Mitigation Guidance.

0 - 3 knots	No Damage	0 - 1.5 [m/s]
3 - 6 knots	Minor/Moderate Damage	1.5 - 3.1 [m/s]
6 - 9 knots	Moderate/Major Damage	3.1 - 4.6 [m/s]
> 9 knots	Major/Complete Damage	4.6 [m/s]

incluyan modelamiento de alta resolución del impacto esperado del tsunami relacionado con corrientes. En este contexto, Lynett (2011) desarrolló una investigación para analizar el impacto de tsunami en puertos donde incluyó efectos turbulentos a escala local, modelamiento de grandes corrientes (con generación de remolinos, espirales o vórtices), incluyendo efectos turbulentos y rotacionales en las capacidades numéricas del modelamiento de tsunamis. Además, propuso asignar áreas de desalojo en tierra y mar, donde refiriéndose a corrientes, se indica la ubicación de embarcaciones en zonas donde las corrientes generadas por tsunami sean lo suficientemente lentas como para que las embarcaciones se puedan controlar o donde las olas no puedan romper.

Por otro lado, se tiene el caso del Estado de California en Estados Unidos, el cual destaca por el desarrollo de planes de respuesta y mitigación frente a eventos de tsunami, mediante el *California Maritime Tsunami Response Playbook and Mitigation Guidance* (2014). Dentro de los principales colaboradores en la elaboración de esta guía se encuentran: California Governor's Office of Emergency Services, California Geological Survey, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) incluyendo además universidades en California. Este equipo ha desarrollado un compendio de lineamientos como respuesta ante tsunamis que funciona como guía de mitigación cuyo objetivo es

ayudar a la comunidad marítima a prepararse, planificar y responder frente a fuertes corrientes y daño producido por tsunamis.

Asimismo, como se muestra en la Tabla 2.1, se establece una relación entre velocidad de corriente producida por tsunami y el daño que se genera en el puerto a través de un índice de daño. Mediante este índice de daño se determinó la relación expuesta en la Tabla 2.2 donde se incluye específicamente el valor de las velocidades de corrientes en knots y se añade la equivalencia en [m/s].

La idea principal que propone la guía es revisar los mapas de corriente umbral, los cuales indican las zonas en donde se generarían velocidades mayores de acuerdo a la relación establecida entre velocidad de corriente de tsunami versus daño en el puerto, expuestas anteriormente; y los mapas de tiempo umbral para una velocidad de corriente determinada, los cuales indican las zonas y las horas de actividad potencial para una velocidad umbral definida.

Además, se indican los riesgos asociados a tsunamis que pueden afectar a botes y al personal dentro de ellos, como fluctuaciones repentinas del nivel de agua, corrientes fuertes e impredecibles, olas amplificadas, vórtices, colisión con otros botes, con muelles y/o escombros. Junto con esto, se establecen medidas de mitigación para reducir los impactos en la comunidad marítima, actuando tanto en tiempo real como permanentemente. Estas medidas consideran desde acciones simples, como el reposicionamiento de botes y barcos, restricciones del movimiento o remoción de botes del agua y el movimiento de barcos grandes de la entrada del puerto hasta acciones permanentes como la fortificación y construcción de rompeolas, ensanchamiento de la entrada del puerto y aumento de la resistencia de amarras de botes y barcos, entre otros.

Por otro lado, en España se tienen como referencia las Recomendaciones de Obras Marítimas donde para el caso de corrientes durante maniobras de atraque, según ROM 2.0-11 Tomo II (2012), se consideran como velocidades de flujos desfavorables las velocidades que excedan 1 m/s y se toma el mismo valor umbral para condiciones límite de permanencia de un buque en el atraque.

2.6 Modelamiento de Corrientes

El modelamiento numérico de corrientes inducidas por tsunami es desafiante y debe ser lo más preciso y certero posible. Considerando esto, Lynett et al. (2017) realizaron un análisis entre distintos modelos y se estableció con respecto a las corrientes que, en general, modelos de alta complejidad física proveen mayor precisión y que modelos tridimensionales de bajo orden son superiores a modelos bidimensionales de alto orden. Como resultado del análisis presentado, Lynett espera que los modeladores de tsunami

tengan mayor conocimiento y conciencia de su habilidad para capturar la compleja física asociada a las corrientes producidas por tsunamis y mejor entendimiento del uso de herramientas para el cálculo de peligros y esfuerzos de mitigación.

Uno de los problemas que enfrenta el modelamiento de las corrientes de tsunamis es que se requiere de una alta resolución espacial y temporal. Sin embargo, la información existente que se tiene a modo de referencia para poder validar los resultados es deficiente. Es por esto que, para estudiar la precisión obtenida, se realizó el análisis mencionado, comparando resultados de los distintos modelos, entre sí y con información medida en laboratorio o set de datos disponibles.

A pesar de los problemas de este modelamiento, como alta variabilidad entre los distintos modelos numéricos, distintos órdenes y dimensiones utilizadas, para efectos de este estudio, se utiliza un modelo tradicional que resuelve las Ecuaciones de Aguas Someras tanto de manera lineal como no lineal, cuyas características se explican en la sección siguiente, con el objetivo de estudiar el comportamiento general de las corrientes para determinar los peligros a los cuales se puede ver sometida el área de estudio. Por esta razón, no se requiere de los mismos estándares hidrodinámicos que otros estudios puedan utilizar con mayor precisión, por ejemplo, el estudio detallado de un flujo estacionario sobre un obstáculo sumergido (Lynett et al., 2017), requiriendo solamente de los parámetros que se exponen en la sección siguiente.

METODOLOGÍA Y ESCENARIOS A MODELAR

En esta sección se detalla la manera en que se realizan las simulaciones computacionales de tsunami y los datos de entrada que se requieren para realizar el análisis. Se comienza por definir el programa de propagación e inundación por tsunami, luego se describen las mallas de simulación utilizadas, los escenarios tsunamigénicos y los modelos de ruptura asociados. Finalmente, se describe la forma en que se determina y analiza la velocidad y vorticidad de las corrientes simuladas, incluyendo un análisis estadístico y de probabilidad asociado a los resultados que se obtienen.

3.1 Programa de propagación e inundación por tsunami

La herramienta principal para desarrollar las simulaciones de tsunami en este trabajo es el software COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) el cual fue desarrollado, como lo indica su nombre, en la Universidad de Cornell, Estados Unidos (Wang, 2009). Este programa modela de forma completa la generación de un tsunami, incluyendo su propagación, área de inundación y run-up resolviendo las Ecuaciones No Lineales de Aguas Someras, permitiendo de esta manera, estudiar áreas de interés en la costa.

Tabla 3.1: Parámetros generales de mallas de simulación. Fuente: Elaboración propia.

Malla	Longitud		Latitud		Resolución
	X _{mín} [°W]	X _{máx} [°W]	Y _{mín} [°S]	Y _{máx} [°S]	
A	76° 17' 60"	69° 42' 00"	41° 58' 12"	19° 00' 00"	2'
B	73° 00' 00"	71° 00' 00"	36° 06' 00"	33° 00' 00"	30"
C	71° 54' 00"	71° 6' 40"	33° 37' 48"	33° 33' 14"	6"
D	71° 39' 54"	71° 36' 04"	33° 37' 12"	33° 33' 18"	1"
E	71° 37' 48"	71° 36' 36"	33° 35' 46"	33° 34' 41"	8m

Para este efecto, utiliza archivos de entrada tales como, modelos de ruptura que indican la deformación del fondo marino, deformación inicial de la superficie del mar, deslizamientos de tierra o mediante una deformación personalizada por el usuario.

Este software trabaja tanto en coordenadas cartesianas como esféricas y ocupa un método de diferencias finitas en el cual se aplican las ecuaciones sin necesidad de resolverlas de forma explícita. Las ecuaciones pueden ser lineales y no lineales y se utiliza un sistema de grillas de distintas resoluciones de forma anidada para balancear eficiencia y precisión en los resultados. Además, como los tsunamis se consideran ondas largas, se pueden implementar adecuadamente las Ecuaciones de Aguas Someras, debido a que, para eventos de tsunami, una buena aproximación es considerar que la longitud de onda de la ola es mucho mayor que la profundidad del mar, por tanto, es posible despreciar el efecto de dispersión. Los algoritmos utilizados y el detalle de las ecuaciones pueden encontrarse, como referencia, en *COMCOT User Manual V1.7* (Wang, 2009).

3.2 Mallas de simulación

Para el desarrollo de las simulaciones computacionales es necesario contar con información batimétrica y topográfica de la zona de estudio, con este fin se utilizó la base de datos GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), junto con cartas náuticas del SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile) y algunas batimetrías de detalle.

Se consideran cinco mallas anidadas, las cuales aumentan su resolución a medida que se concentran en el área de estudio. Los detalles de los límites que abarcan se muestran en la Tabla 3.1, donde además se observa que la malla más grande está equiespaciada cada 2 minutos de arco y su área contiene todos los modelos de ruptura de los terremotos simulados. Además, la malla de mayor resolución está constituida por puntos espaciados cada 8 metros aproximadamente. Las mallas junto con el recuadro que indica la malla anidada subsiguiente se pueden observar con mayor detalle desde la Figura 3.1 hasta la Figura 3.5.

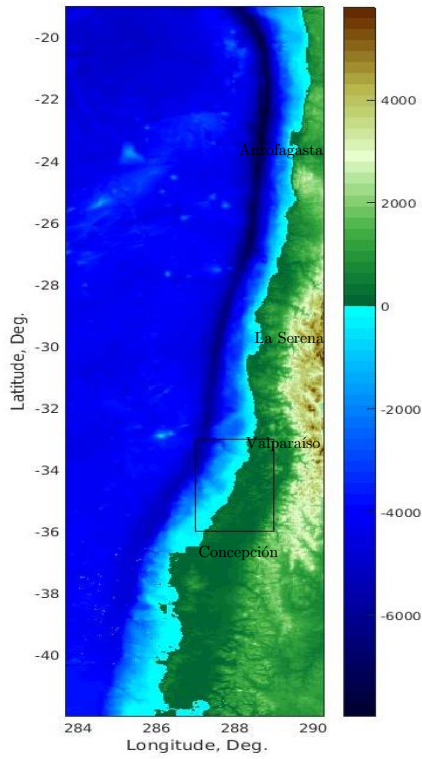


Fig. 3.1: Malla A. Fuente: Elaboración propia.

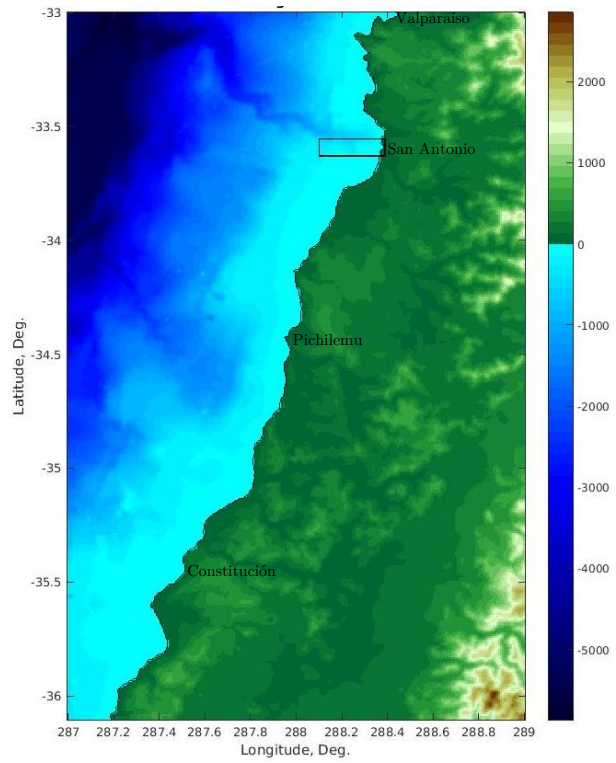


Fig. 3.2: Malla B. Fuente: Elaboración propia.

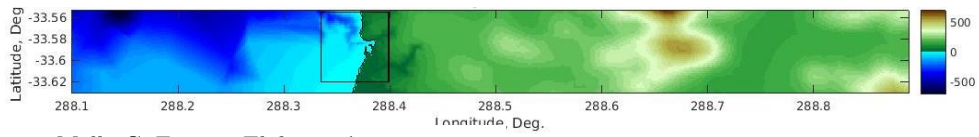


Fig. 3.3: Malla C. Fuente: Elaboración propia.

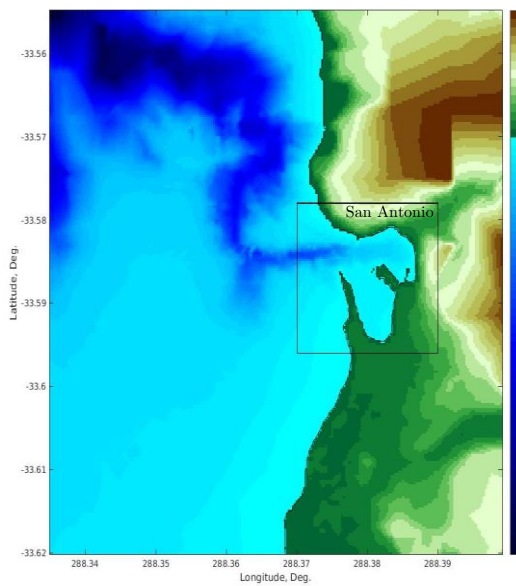


Fig. 3.4: Malla D. Fuente: Elaboración propia.

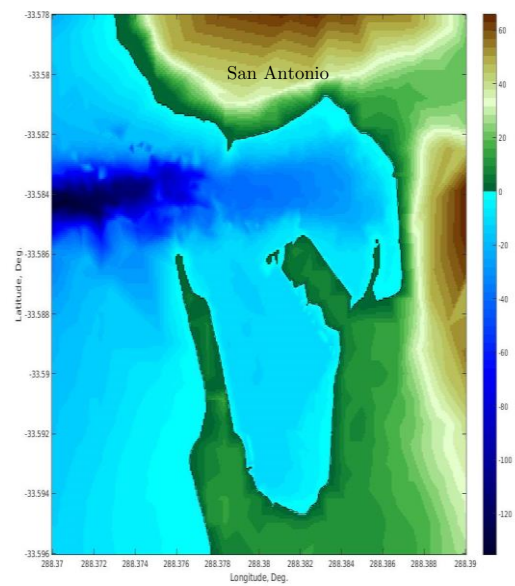


Fig. 3.5: Malla E. Fuente: Elaboración propia.

3.3 Descripción de escenarios y condiciones iniciales

A continuación se plantean los escenarios sísmicos tsunamigénicos que corresponden a casos históricos, mediante los cuales se analizan las corrientes producidas en San Antonio. Cabe mencionar que las condiciones iniciales de cada evento se determinan con la formulación de Okada (1985), la cual entrega una solución analítica para la deformación del fondo marino a partir de los parámetros de la zona de ruptura que se especifican para cada caso.

Para algunos modelos de ruptura, se utilizó la información proveniente de Slab Models for Subduction Zones de USGS (United States Geological Survey) Slab 1.0, que es una compilación a nivel global de geometrías de subducción, en donde cada modelo está basado en un ajuste probabilístico no lineal de los datos provenientes de un catálogo combinado consistente en diversos conjuntos de datos de catálogos de terremotos históricos, proyecto CMT (Centroid-Moment-Tensor), perfiles de actividad sísmica, límites de placas tectónicas, batimetría e información de espesor de sedimentos. Mayor información respecto de esta fuente puede encontrarse en <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/> (2018).

Además, para otros modelos de ruptura se utilizó información proveniente de catálogos del proyecto SARA (South America Risk Assessment), el cual fue un proyecto promovido por GEM (Global Earthquake Model), asociación público-privada que se encarga de desarrollar una fuente abierta de herramientas y programas para la evaluación del riesgo. En este contexto se desarrolló el proyecto SARA, un modelo abierto y uniforme de riesgo sísmico a lo largo de todo el continente. Este proyecto fue una compilación de catálogos de terremotos, el cual apunta a calcular el riesgo y a estimar las componentes social y económica que aumentan el daño físico y disminuyen las capacidades post-evento de responder y recuperarse del daño producido por el terremoto en Sudamérica, involucrando a expertos locales a lo largo de toda la región. El proyecto además se enfocó en calcular el riesgo en ciudades frente a distintos escenarios para conocer la importancia que tienen dichos estudios en la comunicación del riesgo. Más información puede encontrarse en la página web del proyecto <https://sara.openquake.org/> (2018).

Con el objetivo de complementar la información necesaria para obtener los parámetros del modelo de ruptura, se utilizan las relaciones globales entre los parámetros sísmicos de falla y la magnitud de momento de terremotos propuesta por Papazachos et al., (2004), donde para derivar las relaciones empíricas, se utilizaron los datos disponibles

más confiables a nivel global y se enfocan en relacionar el largo de la falla, L , el área de la falla, S , y el ancho, w , con la magnitud de momento, M .

Debido a las características tectónicas de Chile, se exponen las relaciones empíricas para fallas tipo Dip-Slip en regiones de subducción, en donde el movimiento relativo entre las placas tectónicas es de tipo vertical. En el caso nacional, hay presencia de falla inversa (Thrust Fault) ya que la placa de Nazca, al tener mayor densidad, se desliza bajo la placa Sudamericana.

En el estudio de Papazachos et al. (2004), para obtener el largo de la falla (en km), se consideraron 72 fallas en zonas de subducción para las cuales había datos confiables disponibles. Mientras que, para el área de falla, S (en km^2), se graficó el logaritmo del área para 61 fallas tipo dip-slip en zonas de subducción para las cuales existían valores disponibles, en función de la magnitud. Estos datos fueron ajustados de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$\text{Log } L = 0.55M - 2.19 ; \sigma = 0.18 \quad 6.7 \leq M \leq 9.3 \quad (3.1)$$

$$\text{Log } S = 0.86M - 2.82 ; \sigma = 0.25 \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3.2)$$

Donde σ corresponde a la desviación estándar de los datos. A partir de las relaciones anteriores, se encontró que el ancho, W (en km), de fallas dip-slip en áreas de subducción litosférica está dado por la relación que se indica a continuación:

$$\text{Log } W = 0.31M - 0.63 ; 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3.3)$$

Una combinación de las expresiones (2.1), (2.2) y (3.2) entregan la siguiente relación entre el desplazamiento medio, u (en cm), en fallas dip-slip para áreas de subducción y la magnitud del terremoto correspondiente:

$$\text{Log } u = 0.64M - 2.78 ; 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3.4)$$

Finalmente, las relaciones descritas son utilizadas, en algunos casos, para complementar la información disponible sobre los modelos de ruptura de los terremotos utilizados como dato de entrada para las simulaciones de tsunamis. Dichos modelos, junto con las expresiones de Okada, descritas en el Capítulo 2, son utilizados por COMCOT para obtener la deformación inicial de la superficie del mar, recordando que Okada trabaja con terremotos de generación instantánea.

A continuación, se entrega una breve descripción de los terremotos históricos simulados computacionalmente junto con sus parámetros focales:

Tabla 3.2: Parámetros focales terremoto de 1730. Fuente: Elaboración propia a partir de Quiroz (2015).

Segmentos	Xo [Longitud]	Yo [Latitud]	H [km]	L [km]	W [km]	D [m]	θ [deg]	δ [deg]	λ [deg]
S1	286.2	-35	25	125	120	8.6	29	105	18
S2	286.88	-34	25	240	120	8.6	14	105	18
S3	287.47	-32	25	110	120	8.6	357	105	18

Tabla 3.3: Parámetros focales terremoto de 1835. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.

Xo [Longitud]	Yo [Latitud]	H [km]	L [km]	W [km]	D [m]	θ [deg]	δ [deg]	λ [deg]
-73.03	-36.83	35.59	223	84.625	3.162	9.8	19.63	90

Terremoto de 8 de julio de 1730

Corresponde a uno de los mayores eventos observados en el área central de Chile y se debió a un gran sismo de magnitud estimada Mw 8.8. El tsunami resultante afectó a ciudades entre La Serena y Concepción (Cisternas et al., 2011), generando gran destrucción en Valparaíso, San Antonio y Concepción (ubicada en Penco en ese entonces).

Para la simulación numérica de este evento se considera una longitud de ruptura de 450 km, un ancho de 120 km y un desplazamiento interplaca uniforme de 8.6 m como propone Quiroz (2015). Debido a la longitud de la ruptura y por las características de la fosa a lo largo de la zona de subducción, la fuente sísmica está subdividida en 3 segmentos o subfallas como se detalla en la Tabla 3.2.

Terremoto de 20 de febrero de 1835

Considerado como uno de los grandes terremotos de subducción mediante el cual se ha estudiado el gap sísmico en la zona central-sur de Chile. Este evento alcanzó una magnitud de Mw 8.25 (Lomnitz, 1970) en el área de Concepción y fue experimentado por Charles Darwin quien registró sus observaciones en su diario *Journal of Researches into the Geology and Natural History of the Varius Countries Visited by the HMS Beagle Under the Command of Captain Fitzroy, RN, from 1832 to 1836*, lo que le permitió moldear sus ideas respecto a la edad y la transformación de la Tierra. El día 4 de marzo, al arribar Darwin a Concepción, describió que no quedaban casas en pie, que 70 villas fueron destruidas y que una gran ola prácticamente se había llevado todas las ruinas de Talcahuano. Los parámetros focales de este evento son descritos en la Tabla 3.3 a partir

Tabla 3.4: Parámetros focales terremoto de 1877. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
-70.23	-19.6	49.52	393.55	116.68	6.1376	-10.57	22.35	90

Tabla 3.5: Parámetros focales terremoto de 1906. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
-72	-33	21.69	208.93	81.658	2.9376	3.34	16.18	90

de datos del catálogo GEM-SARA, de información proveniente de USGS Slab complementada mediante las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004) para obtener el largo, ancho y desplazamiento de la ruptura.

Tanto para el terremoto de 1835 como para varios posteriores, se considera el valor de rake como 90° , lo que significa que solo el up-dip slip en la falla plana es considerado como fuente del tsunami (An et al., 2014).

Terremoto de 10 de mayo de 1877

Terremoto en la zona costera de Pisagua, de magnitud 8. Este evento desencadenó un tsunami devastador causando daño severo no solo en las costas del norte de Chile, como en Arica e Iquique sino también produciendo destrucción en Nueva Zelanda, México, California, Hawaii y Japón. Se estima que el tsunami comenzó 5 minutos después del terremoto y que la ola inicial estuvo en un rango de 9 a 14 m y la segunda ola habría alcanzado 21 m de altura (Kovach, 2004). El área de ruptura de este terremoto corresponde a uno de los gaps sísmicos más importantes del norte de Chile. Los parámetros se describen en la Tabla 3.4 obtenidos del catálogo GEM-SARA, datos de USGS Slab complementada con las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004).

Terremoto de 17 de agosto de 1906

Evento devastador de subducción que azotó la región de Valparaíso con una magnitud de 8.2, dejando prácticamente destruida dicha ciudad y miles de víctimas fatales. Este evento generó un tsunami transoceánico registrado a lo largo del Océano Pacífico, sin embargo, en las costas de Chile se presentó con una magnitud relativamente menor, con run-up que no excedió 1.5 m (Okal, 2004).

Tabla 3.6: Parámetros focales terremoto de 1922. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
-69.86	-28.28	80.79	305.49	101.16	4.5709	-2.45	18.8	90

Tabla 3.7: Parámetros focales terremoto de 1960. Fuente: Elaboración propia a partir de Barrientos & Ward (1990).

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
285	-41.8	30	850	130	17	7	20	105

En la Tabla 3.5 se pueden observar los parámetros focales correspondientes a este terremoto, dentro de los cuales se considera un largo de ruptura de 200 km y ancho de 80 km aproximadamente, obtenidos de datos en catálogo GEM-SARA, información de USGS Slab complementada con las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004).

Terremoto de 10 de noviembre de 1922

Terremoto ubicado en la provincia de Atacama, caracterizado principalmente por su gran extensión más que por su intensidad (Mw 8.5) debido a que se pudo percibir en un área vasta, entre las ciudades de Iquique y Concepción. Este terremoto presentó actividad sísmica de intensidad inusual los meses anteriores a este evento, según Revista Nature (septiembre 7, 1929).

Las coordenadas del epicentro junto con los parámetros focales de este evento se muestran en detalle en la Tabla 3.6, obtenidos de catálogo GEM-SARA, información de USGS Slab complementada con las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004).

Terremoto de 22 de mayo de 1960

Considerado como el mayor terremoto del siglo XX (Kanamori, 1977), ocurrió en las afueras de la costa de Valdivia y alcanzó una magnitud estimada de Mw 9.2 - 9.5. Debido a la gran dimensión del terremoto, este causó solevantamiento de la costa y subsidencia cuyos máximos alcanzaron los 5 m (Plafker, 1972) y miles de muertes, cuantificados en 1655 fallecidos. Además, generó un tsunami transoceánico que afectó todo el océano Pacífico, causando 61 muertes en Hawaii, 142 en Japón y 32 fallecidos o desaparecidos en Filipinas (UNESCO/IOC, 2010).

Tabla 3.8: Parámetros focales terremoto de 1985. Fuente: Elaboración propia a partir de Gobierno de Chile (2011).

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
-72	-34.38	17	200	90	2.8	10	18	105

Es considerado como uno de los grandes terremotos megathrust cuyo momento sísmico estimado fue de $7.2 \cdot 10^{22}$ Nm, con un largo de ruptura de 800 km aproximadamente como se observa en la Tabla 3.7 (Barrientos S. & Ward S., 1990).

Terremoto de 3 de marzo de 1985

Terremoto de magnitud Mw 8 con epicentro frente a las costas de la región de Valparaíso, produciendo extenso daño, lo que incluyó cientos de muertos y miles de heridos en dicha región (ONEMI Gobierno de Chile, 2009). Se produjeron sollevamientos apreciables en la costa y se generó un tsunami de pequeña magnitud que fue percibido a lo largo de la costa de Chile (Nakamura, 1992), sin embargo, no produjo daños importantes.

La zona de ruptura fue modelada con una falla uniforme cuyos parámetros sísmicos se detallan en la Tabla 3.8 (Gobierno de Chile, 2011).

Terremoto de 27 de febrero de 2010

La zona central de Chile fue sacudida por un terremoto que alcanzó una magnitud de Mw 8.8 de acuerdo con US Geological Survey (USGS, 2018), los grandes movimientos que generó el terremoto produjeron a su vez un tsunami, de tipo transoceánico, que impactó fuertemente la zona centro-sur de Chile. El área afectada se encontraba poblada por cerca del 80% de la población chilena e incluyó múltiples daños en diversas localidades incluyendo la ciudad en estudio, San Antonio, la cual fue significativamente dañada y donde hubo 5 víctimas fatales, de un total de 156 fallecidos a lo largo de Chile (UNESCO/IOC, 2010).

El área de ruptura comprendió una extensión superior a 400-600 km (Quezada et al., 2012) y un ancho promedio de 150 km (Barrientos, 2010). El Servicio de Sismología de la Universidad de Chile ubicó el hipocentro a una profundidad de 30.1 km frente a las localidades de Curanipe y Cobquecura (Fritz et al., 2011).

En esta simulación numérica, se realiza una modelación de la ruptura utilizando una falla finita con desplazamientos no uniformes (US Geological Survey, 2018). Los segmentos de falla que constituyen la distribución del slip constan de 231 elementos cuyas

Tabla 3.9: Parámetros focales terremoto de 2014. Fuente: Elaboración propia a partir de GEM-SARA y USGS Slab.

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
-70.23	-19.6	46.92	162.18	70.795	2.1878	342.54	22.08	90

Tabla 3.10: Parámetros focales terremoto de 2015. Fuente: Elaboración propia a partir de Aránguiz et al. (2017).

Xo	Yo	H	L	W	D	θ	δ	λ
[Longitud]	[Latitud]	[km]	[km]	[km]	[m]	[deg]	[deg]	[deg]
-71.67	-31.57	23.3	237.14	87.7	3.4041	5	18	117

dimensiones son de 40 km de largo por 20 km de ancho con distintos valores de deslizamiento medio.

Terremoto de 1 de abril de 2014

Terremoto de magnitud Mw 8.2, con epicentro localizado frente a las costas de Iquique y Pisagua, en el norte de Chile. Caracterizado por gran actividad precursora, incluyendo un sismo de magnitud 6.7 ocurrido 15 días antes (Barrientos, 2014). Este evento ocurrió como resultado de una falla thrust de poca profundidad.

Este terremoto generó un tsunami de magnitud moderada (Catalán et al., 2015). En Chile, se informó y ordenó, mediante una alarma de tsunami, la evacuación de todas las zonas costeras del país. El tsunami produjo inundación de algunas zonas de Iquique y fue percibido, horas después, en las costas de Japón con una altura del orden de 50 cm. Los parámetros focales correspondientes a este terremoto se detallan en la Tabla 3.9, obtenidos del catálogo GEM-SARA y de la información de USGS Slab complementada con las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004).

Terremoto de 16 de septiembre de 2015

Sismo de magnitud Mw 8.3 que ocurrió en la costa de la Península de Talinay, cerca de Illapel en la región de Coquimbo. Generó un tsunami cuyas olas se caracterizaron por presentar un tiempo de arribo menor que otros tsunamis ocurridos con anterioridad a lo largo de la zona de subducción de Chile. La mayor inundación alcanzó 600 m hacia dentro de la costa (Aránguiz et al., 2017).

Al comparar este evento con el evento inmediatamente anterior ocurrido en las costas de Chile (Pisagua 2014) se observó que la energía inicial del tsunami de 2015 fue significativamente mayor y puede ser debido a que la ruptura ocurrió a un nivel menos profundo, de acuerdo a Geist (2002).

La simulación numérica considera una zona de ruptura con un largo superior a 200 km como se muestra en la Tabla 3.10 junto con los respectivos parámetros del modelo de falla, obtenidos de Aránguiz et al. (2017) y complementados con las leyes de escalamiento de Papazachos et al. (2004).

3.4 Análisis de Velocidad

La velocidad del fluido se estudia en cada punto del dominio considerado, teniendo en cuenta todo el tiempo de simulación. Por lo tanto, se requiere determinar la velocidad de la corriente en cada punto de la malla E y para cada instante de tiempo producida por cada escenario de tsunami.

Los datos de salida del software COMCOT se entregan con un paso de tiempo de un minuto y corresponden a los flujos máxicos en cada dirección, M en la dirección x y N en la dirección y. Por lo tanto, para obtener la velocidad se procesan las matrices de datos mediante la herramienta computacional Matlab utilizando la siguiente expresión en dirección x:

$$U = \frac{M}{\rho(h+\eta)} \quad (3.5)$$

Donde U : velocidad en dirección x, h es la batimetría o profundidad del fondo marino medido desde el nivel de referencia del evento $z=0$ y η es la desnivelación, que corresponde a la distancia vertical entre el nivel de referencia del evento y la superficie del agua en cada instante y punto del dominio y ρ es la densidad del fluido.

Se realiza el mismo procedimiento para la obtención de la velocidad en la dirección y, cambiando el flujo máxico en la dirección correspondiente.

Obtenidos los valores de velocidad para cada dirección, es posible determinar los valores de la magnitud de velocidad. Además, utilizando Matlab, se estudia la velocidad considerando tanto su magnitud como el ángulo que indica su dirección.

3.5 Análisis de Vorticidad

Como se expuso en el Capítulo 2, se tiene conocimiento de embarcaciones que se han visto fuertemente afectadas por movimientos de rotación de corrientes. Por lo que, para estudiar la presencia de estos vórtices, es decir, flujos en rotación tipo espiral con trayectorias de corriente cerradas, se analiza la vorticidad del flujo.

La vorticidad es una propiedad cinemática que permite cuantificar la rotación de un fluido y está definida como la circulación por unidad de área en un punto del flujo, donde, a su vez, la circulación está definida como la integral de la velocidad a lo largo del borde de un elemento de fluido en una región simplemente conexa. La vorticidad se puede expresar como la suma de dos componentes: la variación de velocidad del flujo en la dirección normal a la dirección del flujo, denominada *vorticidad de corte* y la variación de la dirección del flujo a lo largo de una línea de corriente, llamada *vorticidad por curvatura*. Esta propiedad se define como el rotor del campo de velocidades. En dos dimensiones se expresa matemáticamente como la diferencia entre la variación espacial en “x” de la velocidad en “y” y la variación espacial en “y” de la velocidad en “x”, como se muestra a continuación:

$$\omega = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y} \quad (3.6)$$

Obteniendo la vorticidad para cada punto del dominio, se puede determinar en qué zonas o lugares específicos de la dársena se generan flujos rotacionales. Matemáticamente, la vorticidad se obtiene del cálculo matricial desarrollado en Matlab, donde se sigue el siguiente procedimiento: para obtener la derivada parcial en x de la velocidad en y (primer elemento a la derecha de la Ecuación 3.6), se calcula la diferencia entre sí de todas las celdas matriciales de la velocidad, pero considerando que en la segunda componente de la matriz velocidad, se calcula solamente la diferencia entre las celdas de velocidad desde la segunda columna hasta el final y las celdas desde la primera columna hasta la penúltima columna. De forma análoga, para obtener la derivada parcial en y de la velocidad en x (segundo elemento a la derecha de la Ecuación 3.6), se calcula la diferencia entre sí de todas las celdas de la matriz velocidad en x, con la excepción que, en la primera componente de la matriz velocidad, se calcula la diferencia entre el segundo elemento fila hasta el final y las celdas desde la primera fila hasta la penúltima. Finalmente, para obtener la vorticidad, se arreglan las dimensiones de las derivadas parciales obtenidas para calcular la diferencia entre las derivadas parciales calculadas.

3.6 Análisis estadístico y de probabilidad

Histogramas y probabilidad

Con el fin de poder representar de mejor manera la información respecto de la velocidad de corrientes, se generan histogramas, es decir, representaciones gráficas de la frecuencia con que se da una determinada velocidad. Se obtienen histogramas considerando todos los puntos del dominio para cada evento tsunamigénico.

Para fines de análisis, se han obviado las velocidades nulas, las que representan la mayor cantidad de datos, de esta manera se puede apreciar mejor la distribución de las velocidades.

Además, para obtener la probabilidad, se requiere determinar primero los valores de los histogramas normalizados, es decir, histogramas en los cuales cada valor ha sido dividido por la suma de todos los valores y luego obtener la suma acumulada. Graficando, es posible obtener la curva CDF (Cumulative Distribution Function o Cumulative Density Function), curva que indica la probabilidad de que un punto X tome el valor menor o igual a un valor definido x.

Mapas de corriente media e incertidumbre

Para determinar cuál es la corriente media en cada punto del dominio, para cada tiempo y para cada evento de tsunami, se generan los mapas de probabilidad 50%. Además, para conocer la variabilidad de la corriente media se obtienen los mapas de incertidumbre. La incertidumbre se define, de acuerdo a este estudio, como la diferencia entre los valores obtenidos para la probabilidad 95% y los valores para la probabilidad de 5%.

Mediante la herramienta computacional Matlab, se generan estos mapas de probabilidad, los que, además, indican cuáles son las zonas de peligro y de seguridad en el área portuaria.

Análisis de peligros

Para definir una escala con valores umbrales de velocidad que se pueda asociar a un daño específico generado en el puerto de San Antonio, se analizan los órdenes de magnitud de las velocidades de corriente que se presentan usualmente frente a los eventos tsunamigénicos simulados, además de considerar lo expuesto en las Recomendaciones de Obras Marítimas de España y en California Maritime Tsunami Response Playbook And Mitigation Guidance, según se detalla en el Capítulo 2. Por tanto, la definición de esta escala, relacionando velocidades umbrales de corriente con el daño producido por ellas, se realiza considerando las recomendaciones e información provista en las guías mencionadas, esto, principalmente, debido a la falta de mediciones y en ausencia de mayor información referente a corrientes. De esta manera, es posible tener una estimación del daño que puede generar cierta velocidad y determinar a qué peligros se ven expuestas las embarcaciones e instalaciones portuarias producto de las corrientes inducidas por tsunami.

Tabla 3.11: Velocidades umbrales y tipo de daño asociado. Fuente: Elaboración propia.

Velocidad umbral [m/s]	Clasificación de daño	Características
0 – 1.5	Sin daño	No se presentan daños apreciables.
1.5 – 3	Daño menor a moderado	Desplazamiento de boyas. Daño menor/moderado a botes.
3 – 4.6	Daño moderado a mayor	Daño moderado/mayor a muelles o botes. Rotura de espías.
>4.6	Daño completo	Completa destrucción

De esta forma, se caracteriza la magnitud de velocidad de corriente, proponiendo la escala que se muestra en la Tabla 3.11. Con estos umbrales de velocidad, es posible definir los criterios que debería tener un sistema de alerta apropiado incluyendo medidas de mitigación y evacuación, considerando velocidades máximas aceptables y zonas de peligro y seguridad definidas.

Obteniendo la velocidad, como se explicó anteriormente, se pueden generar mapas de corriente umbral, es decir, se considera una velocidad definida por la Tabla 3.11 y se determina en qué zonas del puerto se presenta, estableciendo así, zonas de menor y mayor peligro de acuerdo a los valores de velocidad que se generan en el puerto. Los mapas de corriente umbral se construyen sobre la base de una rutina Matlab, en la cual para cada punto del dominio espacial (latitud y longitud) y para cada tiempo dentro del dominio temporal, es decir, 4 horas de simulación con un paso de 1 minuto, se clasifica la velocidad de acuerdo a si su magnitud se encuentra en el primer, segundo, tercer o cuarto rango definido por los límites de las velocidades umbrales consideradas, asignándole un valor que es guardado de forma discreta para finalmente ser graficado, obteniéndose para cada punto la clasificación según la máxima velocidad umbral alcanzada.

Asimismo, es posible generar mapas de tiempo para una velocidad umbral determinada, es decir, mapas que muestren el tiempo, en minutos, de actividad potencial de la velocidad en estudio, incluyendo las zonas donde se presenta. Este mapa también se construye con una rutina Matlab, para todo el dominio espacial y temporal, estableciendo si la magnitud de la velocidad supera cierto umbral, entonces se guarda un valor unitario que se va acumulando en el tiempo y que finalmente entrega la suma de los minutos en los cuales se superó dicho umbral.

Finalmente, con los datos de entrada expuestos anteriormente se pueden realizar las simulaciones de tsunami, cuya metodología requiere de la utilización del software y

los eventos tsunamigénicos descritos, estos últimos son caracterizados, principalmente, por sus modelos de falla. Aplicando el análisis a las mallas señaladas, se obtienen los resultados de velocidad, vorticidad, junto con los mapas de corrientes que se muestran en el Capítulo siguiente. Además, se analiza cuándo se excede por primera vez un umbral, de esta manera, es posible determinar cuánto tiempo de seguridad se tiene, antes de que comiencen las corrientes más significativas, es decir, el tiempo de reacción frente a ellas.

RESULTADOS

Los resultados contemplan los valores obtenidos de las simulaciones computacionales de tsunami producidas por los terremotos históricos de Chile descritos en el Capítulo anterior y modeladas por medio del software COMCOT. El análisis de los resultados se realizó mediante procesamientos computacionales en Matlab.

En este Capítulo se realiza un análisis de la velocidad de las corrientes, considerando tanto su magnitud como su dirección. Se analiza la rotación del flujo mediante la vorticidad. Además, se generan mapas de velocidad umbral, de tiempo de actividad potencial de las corrientes, de corriente media e incertidumbre.

Con el fin de analizar de mejor manera los resultados, se tiene como referencia la imagen satelital de la zona de análisis, que se muestra en la Figura 4.1. Se puede apreciar el contorno y área de entrada a la dársena, la ubicación de las instalaciones portuarias de STI, San Antonio Terminal Internacional (Figura 4.1 punto a), el molo sur (Figura 4.1 punto b), además del espigón central (Figura 4.1 punto c) y el embarcadero de botes (Figura 4.1 punto d).

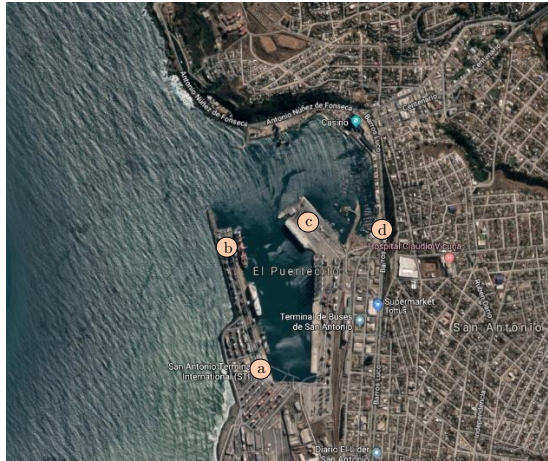


Fig. 4.1: Imagen satelital Puerto San Antonio. Punto a: Instalaciones de STI, punto b: Molo sur STI, punto c: Espigón central, punto d: Zona de embarcadero de botes Fuente: Google Earth, 2018.

4.1 Análisis de velocidad y vorticidad

Se explica este análisis mediante un caso de estudio específico, el terremoto de 1730. Se utiliza este evento debido a que corresponde al terremoto que genera los mayores valores de interés y los resultados se aprecian más claramente. Se debe considerar que el análisis de velocidad y vorticidad se realiza para todos los escenarios, tomando en cuenta, también, la desnivelación que ocurre con la llegada del tren de olas del tsunami.

En las Figuras 4.2 se observa la malla de mayor resolución con una secuencia de olas que muestra las velocidades de corriente en un tiempo de aproximadamente una hora después de ocurrido el terremoto de 1730. Este tiempo resulta de especial interés, ya que ocurre un aumento considerable en la magnitud de las velocidades, principalmente en el sector de la entrada del puerto, junto con la generación de los primeros vórtices en esta zona (Figuras 4.3).

Para este caso, el primer tren de olas llega al puerto de San Antonio luego de 18 minutos de ocurrido el terremoto, generando -en este mismo tiempo- los primeros vórtices por el contorno de la dársena. Estos vórtices son producidos por el cambio en el perfil de velocidades horizontal al interactuar con la configuración del puerto y, a pesar de que estos vórtices no abarcan un área considerable, se mantienen durante toda la simulación, es decir, durante 4 horas.

Las magnitudes de velocidades de corrientes son, para el caso de la Figura 4.2a, cercanas a $1.5[m/s]$ cerca del espigón central en el tiempo $t= 27$ min desde el minuto de ocurrencia del terremoto (donde se aprecia un área de color celeste claro). Para las Figuras

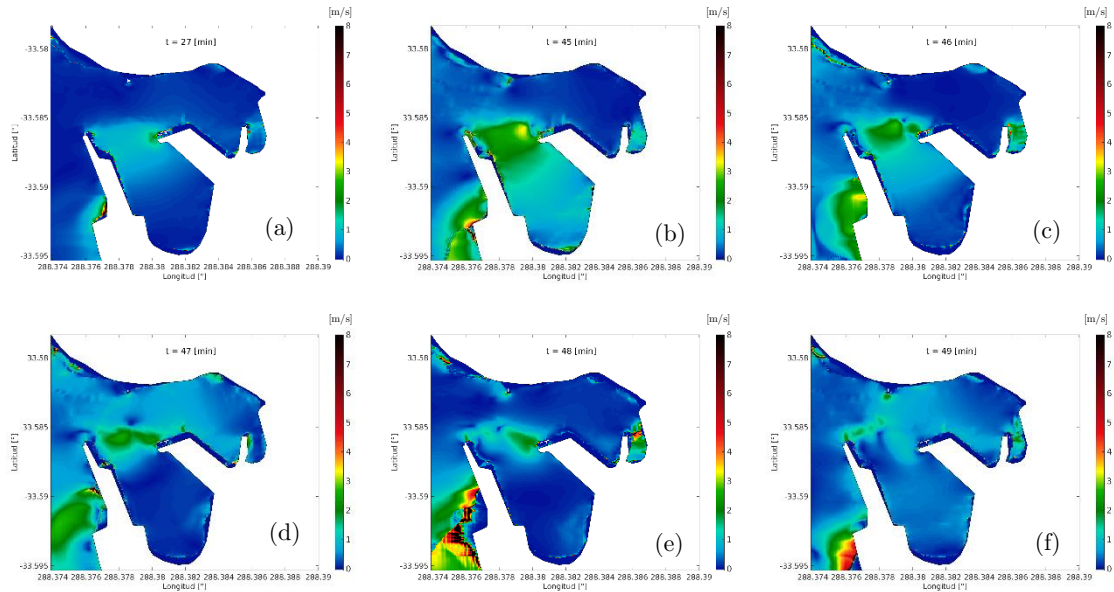


Fig. 4.2: Magnitud de velocidad [m/s] para secuencia de olas de tsunami de 1730. (a) 27 min, (b) 45 min, (c) 46 min, (d) 47 min, (e) 48 min, (f) 49 min. Fuente: Elaboración propia.

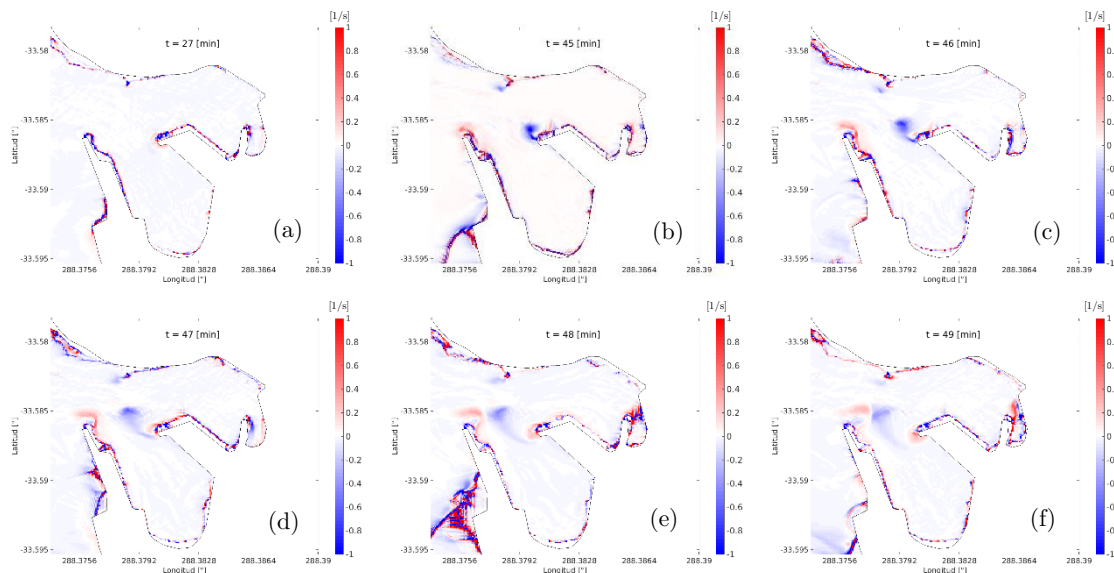


Fig. 4.3: Vorticidad para secuencia de olas de tsunami de 1730. (a) 27 min, (b) 45 min, (c) 46 min, (d) 47 min, (e) 48 min, (f) 49 min. Fuente: Elaboración propia.

4.2b y 4.2c, es decir, desde los 45 minutos, los valores en el sector de la entrada hacia STI son cercanos a 3[m/s] (mostrados de color verde), superando también ese umbral para el tiempo $t=45$ min (mostrados de color amarillo en la Figura 4.2b). Luego, ocurre una disminución de manera paulatina, como se puede apreciar en las Figuras 4.2d y 4.2e, hasta llegar a 1[m/s] en algunos sectores, según se aprecia en la Figura 4.2f. Simultáneamente, se analiza para los mismos tiempos, el comportamiento de las corrientes

mediante la vorticidad. Así, en la Figura 4.3a, se aprecia cómo alrededor de los 27 minutos desde la ocurrencia del terremoto comienzan a producirse vórtices de manera puntual y de magnitud cercana a $-0.336[1/s]$ muy cerca del extremo del espigón central. Este fenómeno se debe al encuentro de los flujos provenientes de distintas direcciones, generándose gradientes de velocidad importantes.

A los 45 minutos, se genera un vórtice negativo de intensidad $-0.905[1/s]$, como se aprecia en color azul en la zona central de la Figura 4.3b. Este vórtice también se origina en el extremo del espigón central, luego se separa del borde y se traslada hacia la entrada del puerto con una magnitud del orden de $-0.739[1/s]$ en el tiempo $t=46$ min (Figura 4.3c), luego disminuye su magnitud de valores cercanos a $-0.064[1/s]$ en el tiempo $t=47$ min (Figura 4.3d) hasta finalmente disiparse (Figura 4.3f) con magnitud del orden de $0.0019[1/s]$ en el tiempo $t=49$ min. La desnivelación en este tiempo, está caracterizada por superposición de ondas generando un flujo caótico y existe un aumento de la velocidad de las corrientes, lo que podría explicar la formación de este vórtice. Todo esto ocurre durante la primera hora desde la ocurrencia del terremoto tsunamigénico.

Las tres horas sucesivas de la simulación de este tsunami, están caracterizadas por recurrencia en la formación de vórtices en la zona del espigón central. La generación de estos flujos en rotación se produce de la misma manera descrita anteriormente. Aparece, además, un vórtice positivo (de color rojo) generado en el extremo del molo sur que se posiciona a un lado del negativo. El mecanismo de formación de vórtices descrito previamente ocurre de manera similar en los distintos escenarios de tsunamis analizados, aunque este fenómeno no es apreciable en todos los eventos. Es por esta razón, que se analiza en detalle el terremoto de 1730.

4.2 Mapas de corriente umbral

Se muestran los resultados de los mapas de corrientes umbrales, definidos según la escala propuesta en el Capítulo 3, para los eventos de tsunami históricos descritos.

En las Figuras 4.4 (a), (b), (c) y (d) se observan los resultados para los eventos de 1730, 1835, 1877 y 1906 respectivamente. Se puede apreciar que producto del evento del año 1730 (Figura 4.4a) se generan varias zonas de mayor extensión con velocidades de corrientes que se encuentran entre los umbrales $1.5[m/s]$ y $3[m/s]$. Se destaca una zona considerable con estas magnitudes de velocidades en la entrada hacia las instalaciones de STI (San Antonio Terminal Internacional), es decir, hacia el sector sur de la dársena. Esta zona es clasificada con daño menor a moderado, por lo cual las corrientes inducidas

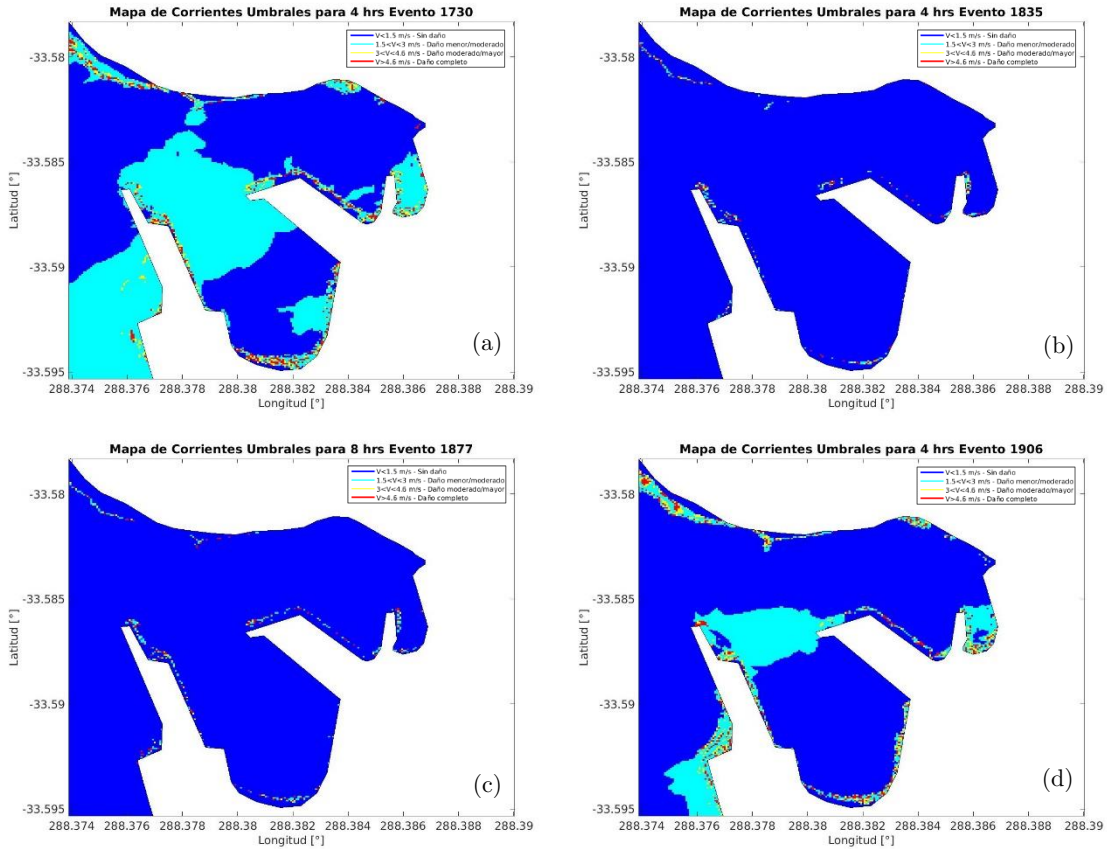


Fig. 4.4: Mapas de corrientes umbrales. Evento 1730 (a), evento 1835 (b), evento 1877 (c), evento 1906 (d). Fuente: Elaboración propia.

por tsunamis pueden afectar a embarcaciones menores y producir desplazamiento de boyas. Además, existen zonas cercanas a la orilla, que también se ven afectadas por estas magnitudes de corrientes, estos sectores corresponden al embarcadero de botes y un sector cercano al muelle de atraque de STI.

Se puede apreciar también, en la Figura 4.4a que por todo el contorno de la dársena se producen velocidades que alcanzan los umbrales de mayor magnitud, sin embargo, estas velocidades se presentan de forma puntual en esos sectores sin afectar mayormente zonas hacia el interior de la dársena.

Las Figuras 4.4b y 4.4c muestran que para los terremotos de 1835 y 1877 no se generan zonas con velocidades de corrientes que superen el primer umbral, es decir, las velocidades inducidas por estos eventos son menores que 1.5[m/s], no produciendo daño de acuerdo a la escala establecida en la Tabla 3.11.

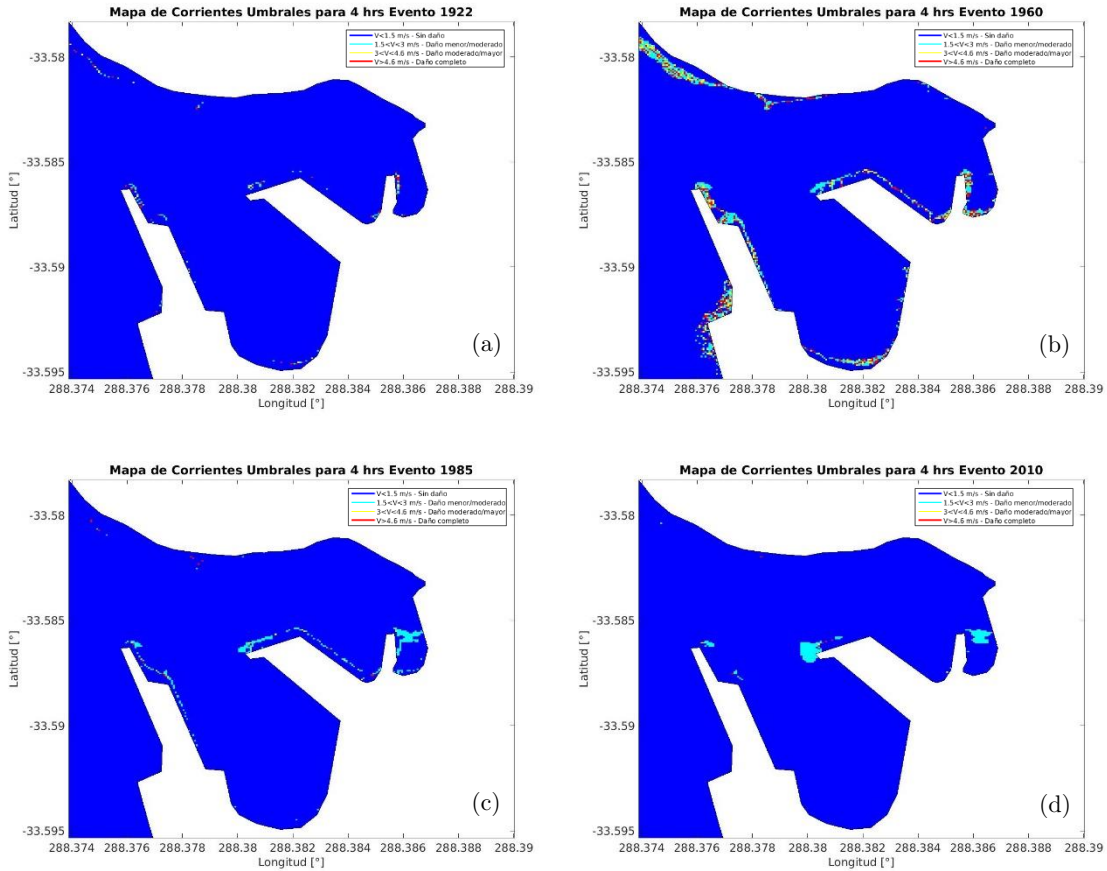


Fig. 4.5: Mapas de corrientes umbrales. Evento 1922 (a), evento 1960 (b), evento 1985 (c), evento 2010 (d). Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 4.4d se muestran las velocidades de corrientes generadas por el evento de 1906, donde se aprecia la existencia de zonas que alcanzan las velocidades del segundo umbral, es decir, velocidades entre 1.5[m/s] y 3[m/s]. Las zonas descritas corresponden a la entrada hacia el sector sur del puerto y al embarcadero de botes. Al comparar los eventos de 1730 y 1906, se puede evaluar que, a pesar que el evento de 1730 afecta en mayor medida al puerto, existe concordancia en las zonas que presentan mayores velocidades de corriente, debido a que las mismas zonas afectadas por el terremoto de 1730, a excepción del muelle de atraque de STI, se observan durante el terremoto de 1906, pero con áreas de menor extensión.

En las Figuras 4.5 (a), (b), (c) y (d) se muestran los resultados para los eventos de 1922, 1960, 1985 y 2010 respectivamente, en los cuales no se generan zonas extensas con velocidades de corrientes que superen el primer umbral definido.

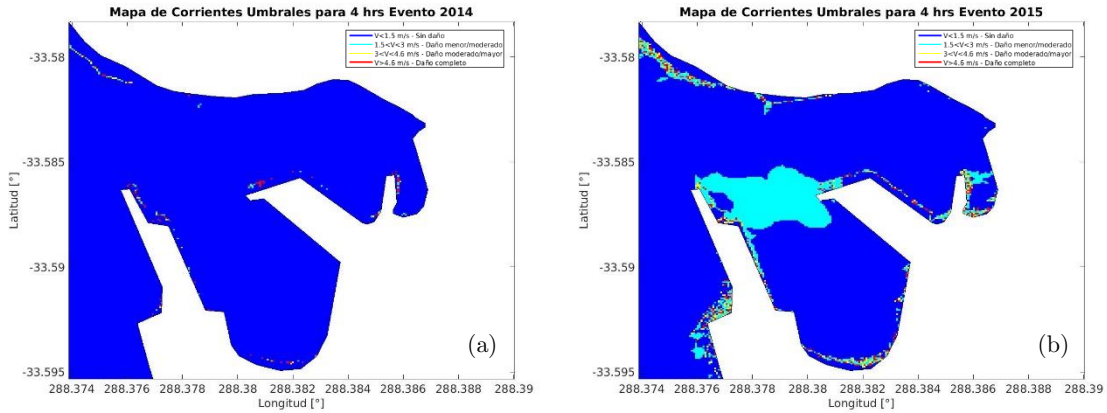


Fig. 4.6: Mapas de corrientes umrales. Evento 2014 (a) y evento 2015 (b). Fuente: Elaboración propia.

El terremoto de 1922, como se muestra en la Figura 4.5a, prácticamente no afecta el Puerto de San Antonio. Lo mismo puede apreciarse en la Figura 4.5b, debido a que el terremoto de 1960 no genera grandes extensiones en donde las velocidades sean de mayor magnitud, sin embargo, para este caso, se puede notar que por el contorno de la dársena sí se generan velocidades mayores, aunque estas corrientes se dan de manera puntual y no se expanden hacia el interior del puerto.

Las Figuras 4.5c y 4.5d permiten observar que los terremotos de 1985 y 2010 solo generan zonas pequeñas en las cuales el primer umbral de velocidad se ve sobrepasado, las cuales corresponden a la zona de embarcadero de botes y a la zona central de la dársena donde se divide la bahía.

Finalmente, las Figuras 4.6a y 4.6b muestran los resultados para las corrientes generadas por los terremotos de 2014 y 2015 respectivamente. Para el primer caso, solo se generan velocidades mayores en el contorno de la dársena, sin embargo, para el caso del terremoto de 2015, además de generarse estas velocidades en el contorno, se presenta una zona central (similar a las generadas en los eventos de 1730 y 1906) en donde se sobrepasa el primer umbral, es decir, se alcanzan velocidades en el rango de 1.5 a 3 [m/s].

4.3 Mapas de tiempo para una velocidad umbral determinada

A continuación, se analizan los mapas de tiempo, en minutos, para una velocidad umbral determinada para todos los eventos en análisis. Estos mapas indican los minutos de actividad potencial de la velocidad considerada, es decir, el tiempo durante el cual se presentará cada velocidad de corriente.

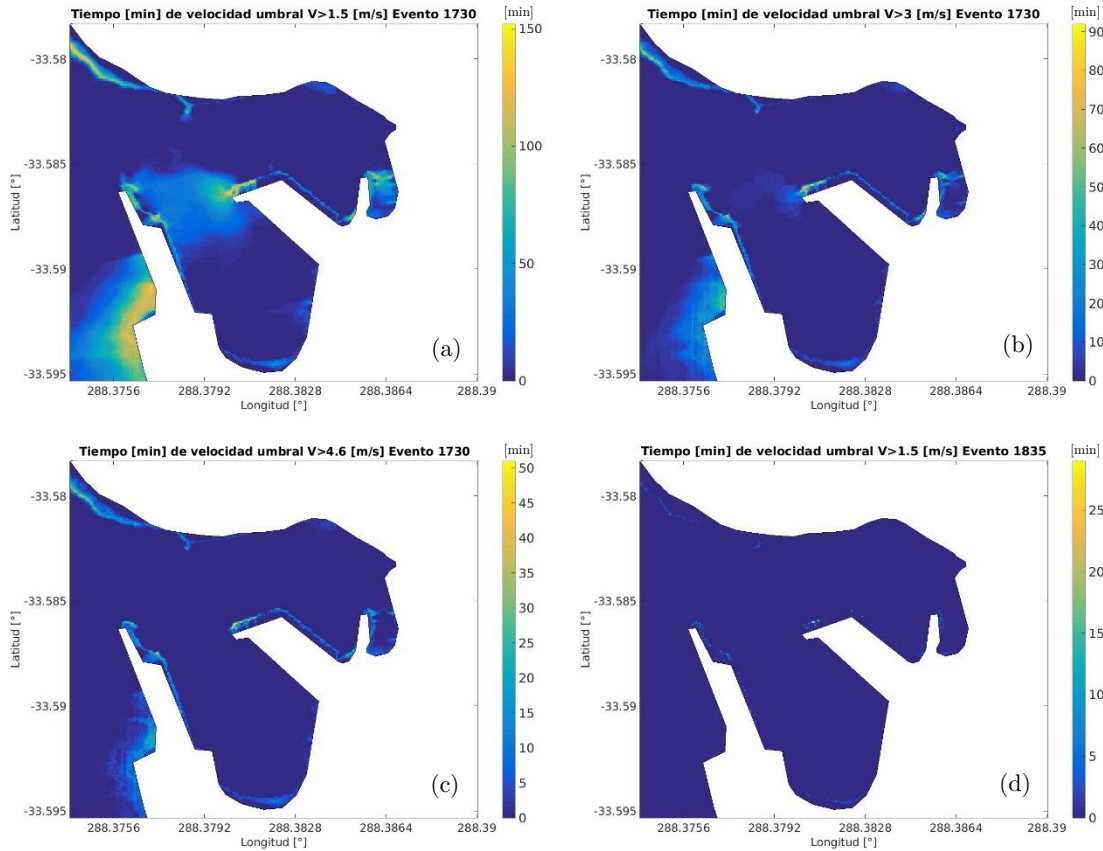


Fig. 4.7: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 1730: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a), velocidad mayor que 3[m/s] (b), velocidad mayor que 4.6[m/s] (c); Evento 1835: velocidad mayor que 1.5[m/s] (d). Fuente: Elaboración propia.

En las Figuras 4.7a, 4.7b y 4.7c se puede observar tres mapas correspondientes al terremoto de 1730, los cuales analizan las tres velocidades umbrales definidas, indicando los minutos de actividad potencial, que para el caso de velocidad 1.5[m/s] (Figura 4.7a) alcanza los 150[min]. Las áreas más afectadas corresponden a la entrada sur hacia STI y el sector de embarcadero de botes, ya que en estas zonas se registra una actividad potencial mayor a 1 hora. A medida que se considera una velocidad umbral más alta, se obtienen mapas con actividad potencial de menor duración. Así, para el caso de velocidad 3[m/s] (Figura 4.7b) se observan las mismas zonas indicadas para el caso anterior, pero su duración y extensión es menor, alcanzando valores cercanos a 30 minutos. Finalmente, para el caso de velocidad umbral 4.6[m/s] se puede observar que la actividad de estas corrientes decae y solo se presentan velocidades mayores en sectores puntuales, como se observa en la Figura 4.7c.

Por otro lado, para el terremoto de 1835, que se muestra en la Figura 4.7d solo se detalla el mapa de tiempo para velocidad umbral de 1.5[m/s] debido a que no hay

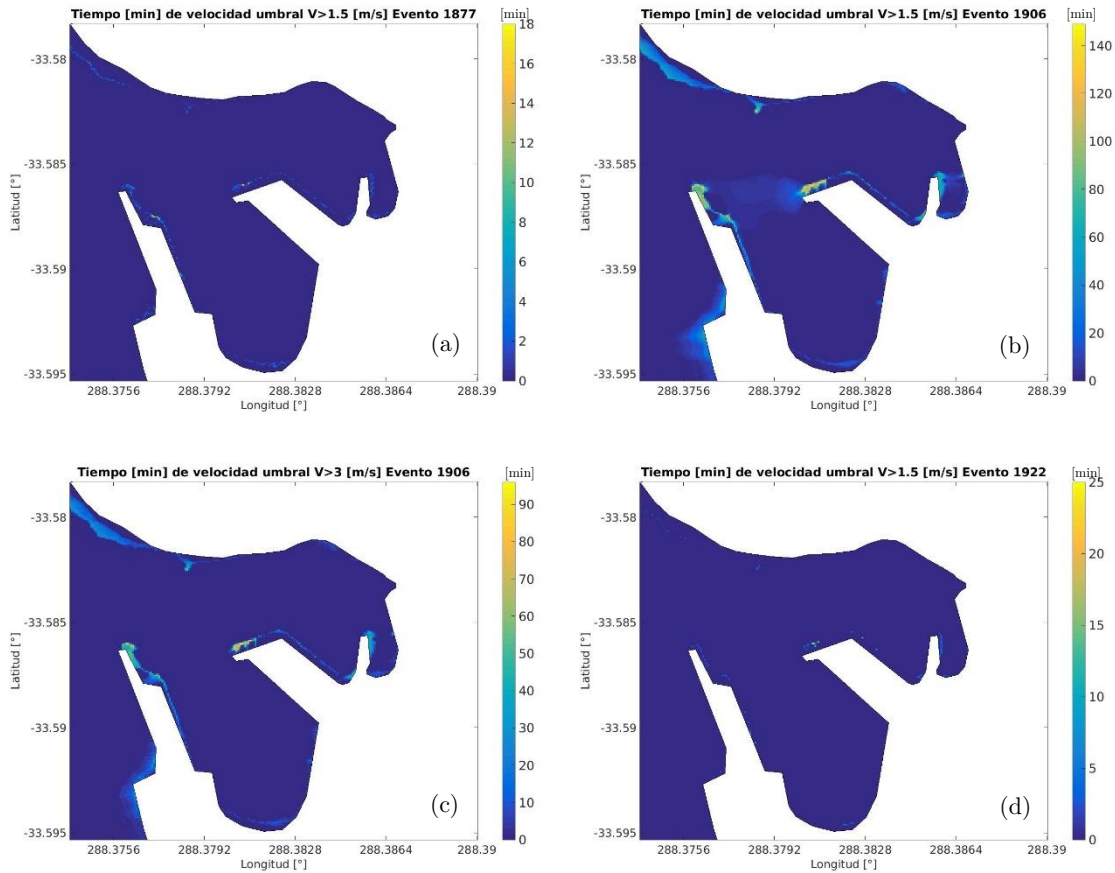


Fig. 4.8: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 1877: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a); Evento 1906: velocidad mayor que 1.5[m/s] (b), velocidad mayor que 3[m/s] (c) Evento 1922: velocidad mayor que 1.5[m/s] (d). Fuente: Elaboración propia.

presencia de actividad potencial que supere los 25 minutos y se da solo en sectores muy puntuales.

Un caso similar al de 1835, lo constituye el evento de 1877, como se ve en la Figura 4.8a, la actividad potencial máxima para una velocidad de corriente de 1.5[m/s] alcanza como máximo los 18 minutos y de manera poco notoria.

Para el caso del terremoto de 1906, que se analiza en las Figuras 4.8b y 4.8c, según las velocidades umbrales de 1.5 y 3 [m/s] respectivamente, se puede observar que para la primera velocidad umbral, se registra una actividad potencial con un máximo cercano a las 2 horas, que se generan en el centro del espigón que divide la dársena. Además, se da cuenta de actividad potencial en las mismas áreas identificadas para el terremoto de 1730, con un tiempo cercano a 60 minutos.

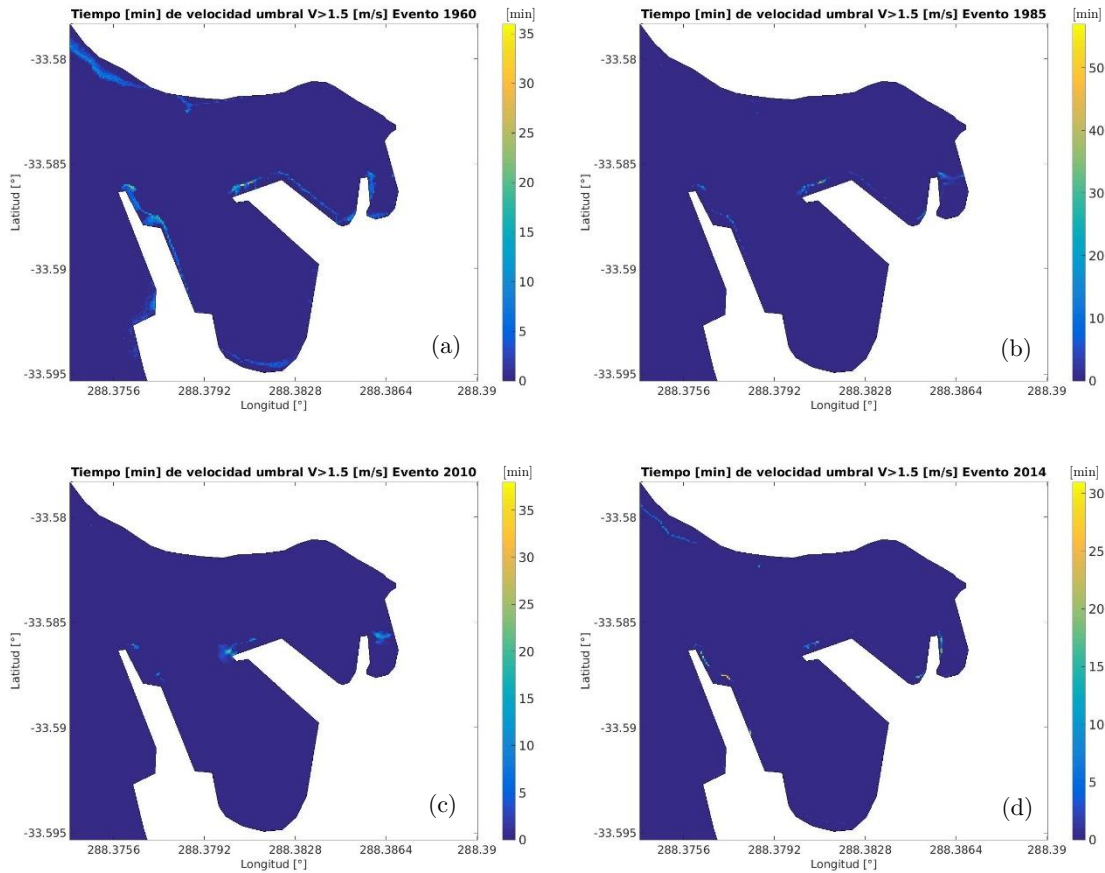


Fig. 4.9: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 1960: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a); Evento 1985: velocidad mayor que 1.5[m/s] (b); Evento 2010: velocidad mayor que 1.5[m/s] (c); Evento 2014: velocidad mayor que 1.5[m/s] (d). Fuente: Elaboración propia.

La actividad potencial para velocidad superior a 1.5[m/s], para el terremoto de 1906, decae para el caso de velocidad 3 [m/s] (Figura 4.8c), apreciándose que no se generan zonas con velocidades que superen este segundo umbral.

Los casos de terremotos de 1922 y 1985 se analizan en conjunto debido a que su actividad potencial es baja, alcanzando un peak de 25 minutos para el caso del evento de 1922 (Figura 4.8d) y de 50 minutos para el caso de 1985 (Figura 4.9b), generándose velocidades de 1.5[m/s] de manera puntual en el borde del espigón central.

En la Figura 4.9a se muestra el resultado de actividad potencial para el terremoto de 1960 considerando una velocidad umbral de 1.5[m/s], la actividad máxima que se alcanza es de 35 minutos y se genera en el borde del espigón central.

Los resultados para el evento del año 2010 se muestran en la Figura 4.9c, donde es posible observar que el peak de actividad potencial alcanza los 35 minutos para la

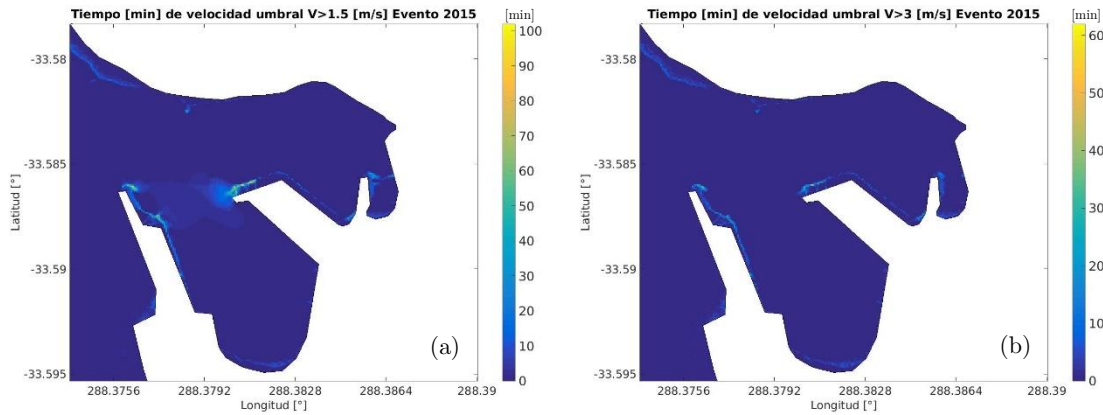


Fig. 4.10: Mapas de tiempo de actividad potencial para distintas velocidades umbrales. Evento 2015: velocidad mayor que 1.5[m/s] (a) y velocidad mayor que 3[m/s] (b). Fuente: Elaboración propia.

primera velocidad umbral. Además, se generan dos zonas de dimensiones pequeñas en los sectores cercanos al espigón central y a la zona de embarcadero de botes, donde se registra una actividad potencial cercana a los 15 minutos de velocidades de corriente que superan el primer umbral.

El evento de 2014 se puede observar en la Figura 4.9d, este no presenta actividad potencial importante de corrientes, llegando como máximo a 30 minutos para una velocidad de 1.5[m/s] en sectores puntuales del puerto.

Finalmente, se analiza el terremoto del 2015, considerando los umbrales de 1.5[m/s] y de 3[m/s] como se puede ver en las Figuras 4.10a y 4.10b. En la primera, se distingue actividad potencial de velocidades de corriente en los sectores de entrada a los recintos de STI y en el embarcadero de botes. El peak se registra en el borde del espigón central alcanzando 100 minutos de actividad potencial. También se analiza el decaimiento de la actividad potencial para una velocidad de 3[m/s], donde se alcanza un peak de 60 minutos en zonas puntuales, como se puede observar en la Figura 4.10b.

En resumen, se puede mencionar que el evento de 1730 es el que genera las mayores extensiones con velocidades que superan los umbrales definidos, excediendo también, los umbrales superiores de manera puntual. Además, las corrientes se generan con una mayor duración, es decir, la actividad potencial de las corrientes de este evento es superior a la de los otros eventos examinados. Además, de acuerdo a los mapas analizados, se pueden identificar zonas que se ven recurrentemente afectadas por las corrientes, las cuales corresponden a la entrada hacia el sector sur de la dársena (hacia el sector de las instalaciones de STI) y al embarcadero de botes.

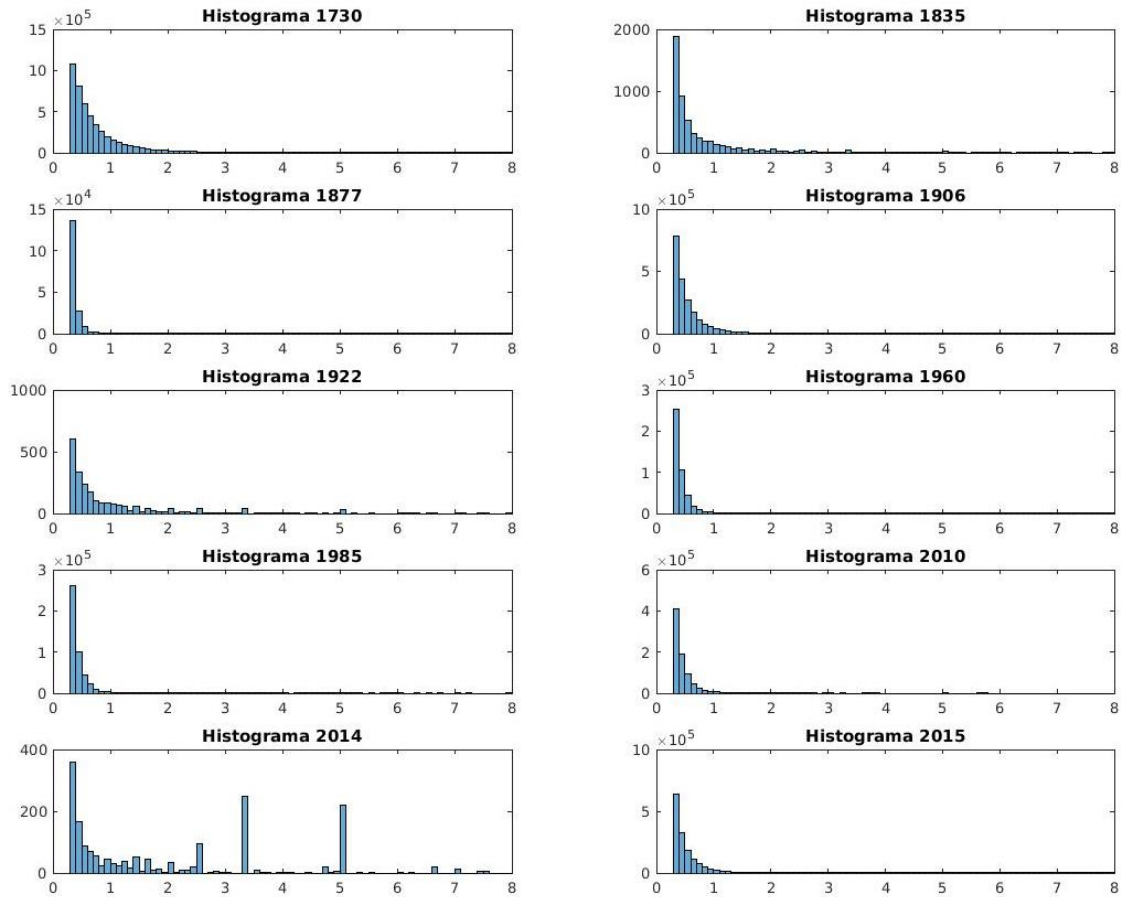


Fig. 4.11: Histogramas de velocidad para los eventos analizados. Fuente: Elaboración propia.

4.4 Histogramas de velocidad

A continuación, se presentan los histogramas de velocidad, en m/s, generados para cada escenario de tsunami. Los valores de velocidad en el eje x, que se pueden observar en la Figura 4.11, se encuentran en el rango de 0.1[m/s] a 8[m/s], omitiendo las velocidades nulas, ya que, al concentrar la mayor cantidad de datos, gráficamente dificultan el reconocimiento de la distribución de la información.

Mediante la examinación de los histogramas de velocidades, se puede determinar que la mayoría de los casos asociados a los distintos terremotos presentan una distribución de cola larga, es decir, los datos están mayormente agrupados en valores bajos de velocidad, menores a 1[m/s].

Al comparar la cantidad de datos de velocidad obtenidos para cada escenario tsunamigénico, se puede apreciar que eventos como los de 1730, 1906 y 2015 generan

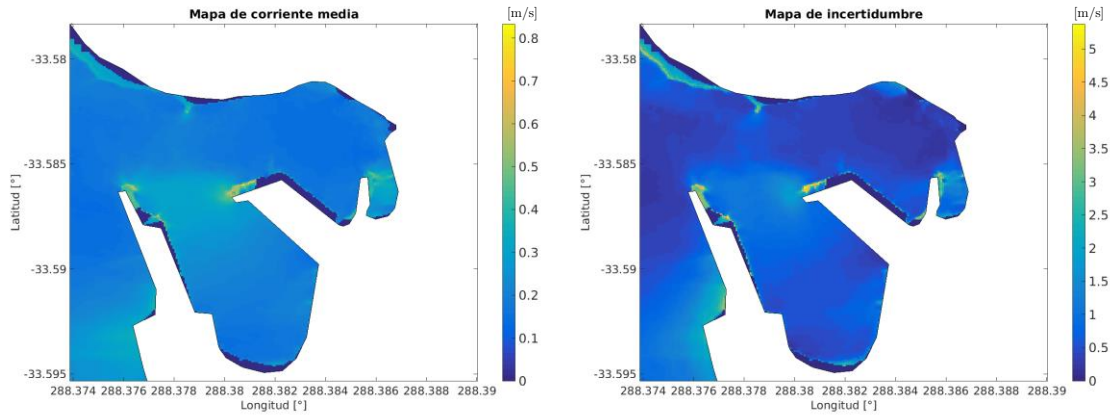


Fig. 4.12: Mapa de corriente media (a). Mapa de incertidumbre (b). Fuente: Elaboración propia.

mayor cantidad de datos, al ser eventos de mayor magnitud o debido a la cercanía de la fuente con el puerto de San Antonio. Estos terremotos son seguidos por el evento de 2010, el cual, debido a su magnitud y cercanía, también genera una gran cantidad de datos, los cuales pueden apreciarse en el eje y de los histogramas de la Figura 4.11.

Por otro lado, los eventos de 1835, 1922 y 2014 no tienen mayor efecto en las velocidades de corriente y se observa que la cantidad de datos es considerablemente menor que para los otros eventos. El caso del evento de 1877 es un caso particular ya que es similar a los eventos mencionados anteriormente, pero contiene una mayor cantidad de datos solamente debido a que la simulación se realizó por el doble de tiempo que para el resto de los eventos.

Finalmente, en el caso particular del terremoto de 2014, se observa que el histograma presenta una anomalía en la distribución de los datos, ya que existe una concentración de datos para valores de velocidades cercanos a 3 y 4.6[m/s], sin embargo, como se vio en el mapa de velocidad umbral de la Figura 4.6a, estas velocidades de corrientes se encuentran solo de manera puntual en los bordes de la dársena, por lo que no representan un cambio significativo en el análisis.

4.5 Mapas de corriente media e incertidumbre

Para generar el mapa de corriente media, primero, se concatenan todos los datos de magnitud de velocidad obtenidos como resultado de las simulaciones de cada escenario tsunamigénico analizado. Luego, mediante una rutina de Matlab, se obtiene la curva CDF (Cumulative Distribution Function o Cumulative Density Function) de magnitud de velocidades, esta curva se consigue al sumar de forma acumulada los valores de los histogramas obtenidos previamente. Finalmente, teniendo esta curva, se evalúa, para

todos los puntos del dominio, la probabilidad de 50%, lo que devuelve los valores de velocidades asociados a esta probabilidad, el mapa de corriente media se muestra en la Figura 4.12a.

En el mapa de corriente media es posible observar las zonas donde el promedio de las velocidades es más alto, estas zonas corresponden a la entrada hacia el sector sur de la dársena (hacia instalaciones de STI) y al embarcadero de botes en la orilla derecha del mapa. La entrada mencionada es, a su vez, el lugar donde se generan las mayores velocidades y donde ocurre la generación más importante de vórtices, los cuales fueron analizados previamente. Los valores máximos promedio de velocidades de corriente que se alcanzan son del orden de 0.8[m/s].

Por otro lado, para generar el mapa de incertidumbre asociada al mapa de corriente media, se calcula la incertidumbre para cada punto del dominio, es decir, se calcula la diferencia entre la velocidad asociada a la probabilidad de 95% y la velocidad asociada a la probabilidad de 5%, evaluando de la misma forma que para la corriente media en la curva CDF obtenida.

Analizando la variabilidad de la corriente media, obtenida en el mapa de incertidumbre mostrado en la Figura 4.12b, se observa que los sectores de mayor irregularidad en la configuración del puerto, como lo son el extremo del espigón central, el borde del molo sur y la estructura de separación del embarcadero de botes se alcanza un valor de incertidumbre de hasta 5[m/s]. Además, se observa que existe mayor variabilidad de la velocidad en las zonas descritas previamente, es decir, donde se presentan mayores velocidades.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En el presente Capítulo, se comenta y analiza de manera crítica los resultados mostrados en la sección anterior, incluyendo un análisis probabilístico de ellos. Es importante considerar en el análisis que, los escenarios tsunamigénicos estudiados, corresponden a eventos históricos extremos escogidos arbitrariamente de acuerdo a su magnitud. Además, la ubicación de estas distintas fuentes tsunamigénicas se encuentra dentro de los límites geográficos de Chile, por lo cual, podría considerarse que la técnica de simulación de tsunamis corresponde a una de campo cercano. Asimismo, el periodo de tiempo considerado en el análisis es del orden de cientos de años, ya que el primer terremoto que se analiza corresponde al acaecido en el año 1730 y el último, al del año 2015, aunque a escala geológica, este periodo se considera breve.

5.1 Características generadoras de corrientes significativas

Primeramente, cabe destacar la importancia del terremoto de 1730, ya que ha sido reconocido como el mayor evento ocurrido desde mediados del siglo XVI y, a pesar de que se considera que el tamaño de su ruptura ha sido subestimado, los resultados obtenidos

Tabla 5.1: Parámetros focales de eventos de 1730, 1906 y 2015. Fuente: Elaboración propia.

Evento	Xo [Longitud]	Yo [Latitud]	H [km]	L [km]	W [km]	D [m]	Mw	Mo [Nm]
1730	-73.15	-33.67	25.00	475	120	8.60	8.40	4.52 E+21
1906	-72.00	-33.00	21.69	208.93	81.66	2.94	8.13	1.75 E+21
2015	-71.67	-31.57	23.3	237.14	87.70	3.40	8.23	2.48 E+21

muestran valores sustancialmente mayores a los otros eventos, alcanzándose en este escenario, velocidades de corriente que superan los cuatro umbrales definidos, aunque de manera puntual para el caso de velocidades mayores, e importante generación de vórtices.

De acuerdo a los resultados, no es posible afirmar que un factor particular del terremoto sea determinante en la generación de velocidades de corriente significativas en el puerto de San Antonio, debido a que se deben tener en consideración múltiples aspectos propios del evento para poder estimar la magnitud de las velocidades que se generarán. Dentro de estos factores se encuentran la cercanía de la fuente tsunamigénica y su ubicación, generación de olas provenientes desde el norte o desde el sur, la profundidad del hipocentro, la magnitud del terremoto, su área de ruptura y los parámetros focales de cada falla, entre otros.

Teniendo en consideración los aspectos mencionados y al analizar los resultados, se determina que los terremotos de 1730, 1906 y 2015 corresponden a los que causan las corrientes más significativas en la zona de estudio. Las características de estos eventos se expusieron en el Capítulo 3: Tabla 3.2, Tabla 3.5 y Tabla 3.10 respectivamente, sin embargo, son resumidas en la Tabla 5.1, recordando que el evento de 1730 fue simulado mediante tres segmentos de igual desplazamiento interplaca, aunque en la Tabla 5.1 se presenta con valores promedio para facilitar la comparación entre eventos.

Como se puede observar, los eventos descritos previamente presentan ciertas características en común y aunque son de magnitudes similares al resto de los eventos analizados, superando la magnitud Mw 8 en todos los casos, presentan ciertos aspectos particulares. Por ejemplo, se puede notar que, al comparar los eventos de 1730, 1906 y 2015 con el resto de los terremotos, existen variaciones en la profundidad de la fuente tsunamigénica, la cual para los eventos que generan mayor impacto en las corrientes, se caracteriza por ser de menor profundidad, no superando en ninguno de los tres casos destacados los 25 km de profundidad. Otro aspecto interesante de comentar es la cercanía de las fuentes tsunamigénicas de estos eventos con el lugar de estudio, localizándose la fuente más lejana a una región de distancia del Puerto de San Antonio, a diferencia de

eventos como el de 1877, 1922 y 2014, los cuales, al ubicarse más lejos, no generan corrientes significativas en el puerto.

Por otro lado, se aprecia que el evento de 1730 presenta mayor longitud y ancho de ruptura que el resto de los eventos, inclusive de mayores dimensiones que los terremotos de 1906 y 2015. Además, se puede notar que el desplazamiento promedio interplaca para el terremoto de 1730 es considerablemente mayor que los desplazamientos medios de otros eventos, por lo que el momento sísmico es, consecuentemente, mucho mayor. Esto explica, al tratarse de un terremoto de mayor energía, que las corrientes generadas por el evento de 1730 son significativamente mayores y que las zonas en las cuales se presentan altas velocidades son de mayor extensión, como se analizó en los mapas de corriente umbral.

Los ángulos de rumbo (θ), manteo (δ) y deslizamiento (λ) correspondientes a los eventos de 1730, 1906 y 2015, no se consideran en la comparación de estos eventos, ya que, a diferencia de los parámetros mencionados previamente, no poseen similitud ni una tendencia que permita agrupar los eventos.

El tiempo de simulación utilizado para cada escenario es de 4 horas, sin embargo, para el caso del terremoto de 1877 se aumentó este tiempo a 8 horas. El objetivo de este incremento es analizar, debido a la ubicación lejana de la fuente tsunamigénica (Pisagua), si podrían haberse generado corrientes de mayor magnitud en San Antonio de forma tardía, como sugieren diversos autores con respecto a otros tsunamis que han presentado corrientes de magnitud inusual después de varias horas de ocurrido el terremoto. Sin embargo, para este caso, no se aprecia una diferencia substancial en los resultados obtenidos.

5.2 Velocidades umbrales y daño asociado

La escala de niveles de velocidades de corrientes y daño asociado propuesta en el Capítulo 3 considera cuatro niveles de velocidad umbral. Al comparar las velocidades de corriente obtenidas para los distintos escenarios simulados con los niveles definidos en la escala, se puede afirmar que las velocidades que se generan por los eventos tsunamigénicos se encuentran acotadas por los horizontes y son útiles para poder asociar el daño que posiblemente se pueda producir en embarcaciones e instalaciones portuarias según la velocidad que se alcance, recordando que estos daños pueden afectar la infraestructura portuaria, perturbando botes, barcos o escombros que puedan existir y/o generando daño a muelles y rompeolas si estas corrientes son demasiado fuertes. Lo anterior se ha validado de acuerdo a los casos de estudio presentados en el Capítulo 2 y los casos expuestos en la investigación de Borrero et al., 2018.

De esta manera, la escala de niveles propuesta permite caracterizar la magnitud de las velocidades de corrientes e identificar zonas de peligro. Mediante el análisis, se determinan las áreas potencialmente amenazadas por velocidades que superan los umbrales definidos. Estas zonas corresponden, principalmente, a la entrada del puerto y al sector de embarcadero de botes. La magnitud de las velocidades máximas puede verse afectada por la presencia del cañón submarino frente a las costas de San Antonio, ya que se ha estudiado los cambios en la propagación del tsunami debido a otros cañones submarinos, como el efecto mitigador del cañón submarino del Biobío estudiado por Aránguiz el año 2011.

5.3 Tiempo y probabilidad de excedencia

Un factor sustancial a considerar es el tiempo desde que ocurre el terremoto hasta que se presentan flujos con velocidades considerables o primeros vórtices importantes. Para el caso del terremoto de 1730, los primeros vórtices en la zona del espigón central se generan a los 27 minutos desde ocurrido el terremoto. Es por esta razón, que las medidas de mitigación, planes de preparación y emergencia frente a tsunamis deben considerar este tiempo para evaluar la continuidad de la operación portuaria.

Asimismo, se debe tener en consideración el tiempo de actividad potencial de las velocidades de corriente, como se vio en el Capítulo 4, ya que indican durante cuántos minutos se presentarán las velocidades umbrales determinadas y los sectores que se ven afectados. Además de los mapas de corriente media, ya que permiten determinar los valores promedio de las velocidades que se dan en cada lugar del puerto para todos los escenarios analizados, como se expuso previamente. Se incluye también, la variabilidad de estas corrientes analizada a través de la incertidumbre. De esta forma, se puede apreciar que en los sectores donde las velocidades son mayores, existe, a su vez, mayor incertidumbre asociada.

Conjuntamente, para el análisis de peligro general del puerto de San Antonio, se realiza una evaluación probabilista del peligro vinculado a tsunamis que se expone en las Figuras 5.1. En estos mapas se muestra la probabilidad de excedencia para todas las velocidades umbrales definidas, para cada punto del dominio, considerando toda la duración de las simulaciones y cada escenario de tsunami. Por lo que estos mapas, indican cuáles son las zonas más peligrosas para cierta velocidad y qué proporción del tiempo o qué porcentaje de los casos se excede cada velocidad umbral.

De acuerdo con lo explicado en el Capítulo 3, las Figuras 5.1 muestran las probabilidades de excedencia para velocidades de 1, 1.5, 3 y 4.6[m/s]. Como se puede

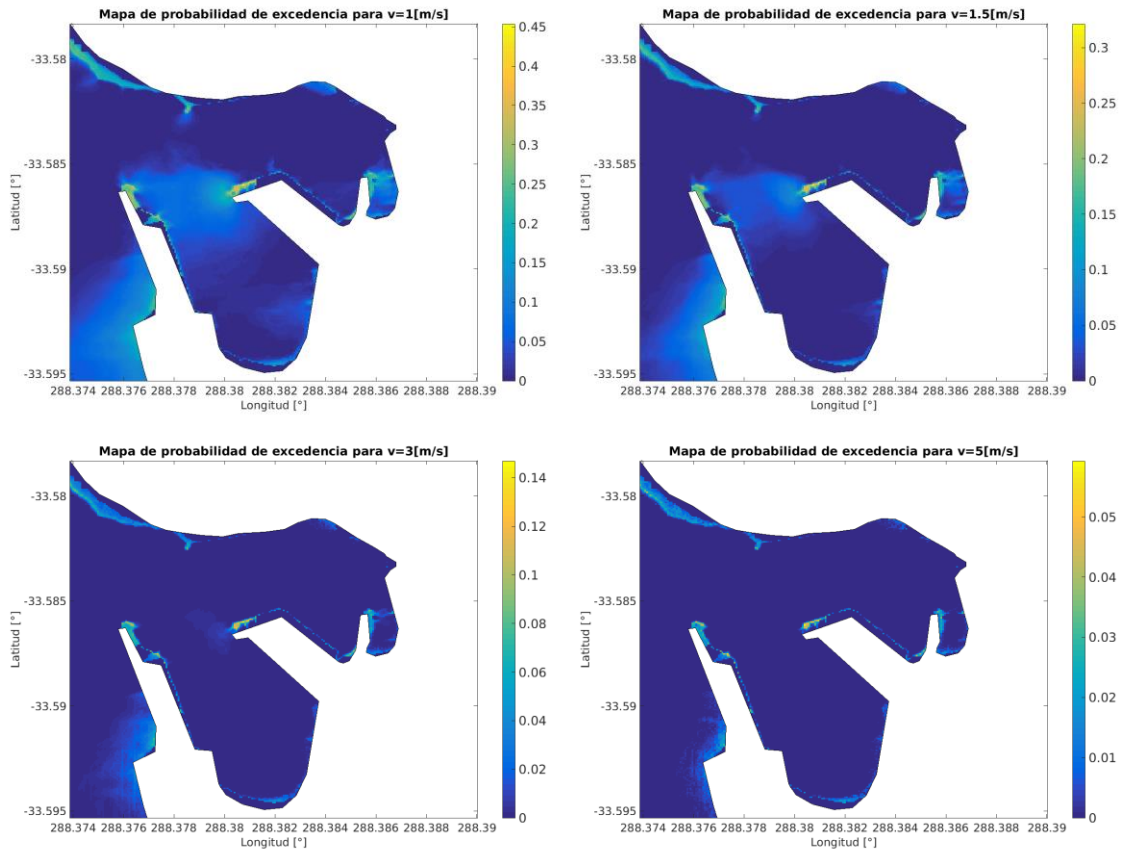


Fig. 5.1: Mapas de probabilidad de excedencia de velocidades. Velocidad mayor que 1.0[m/s] (a), Velocidad mayor que 1.5[m/s] (b), Velocidad mayor que 3.0[m/s] (c), Velocidad mayor que 4.6[m/s] (d) Fuente: Elaboración propia.

observar, a medida que la velocidad umbral aumenta, la probabilidad de exceder dicha velocidad es menor. Se considera el caso de velocidad 1[m/s] (Figura 5.1a), a pesar de no representar una velocidad umbral definida en la escala de velocidades de corriente ya que se pueden identificar con mayor claridad las zonas donde se generan velocidades de corrientes más peligrosas, recordando que esta velocidad de 1[m/s] es considerada en las Recomendaciones de Obras Marítimas de España como una velocidad desfavorable y que genera condiciones límite de permanencia de un buque en el atraque. Las zonas mayormente afectadas corresponden, consecuentemente con los análisis anteriores, a la entrada del puerto hacia las instalaciones de STI, una zona cercana al muelle de atraque de STI y al embarcadero de botes en la orilla derecha del mapa. Las probabilidades de excedencia para este caso bordean como máximo la probabilidad de 45% de excedencia.

En la Figura 5.1b se muestran las probabilidades de excedencia para el primer umbral, es decir, para una velocidad de corrientes de 1.5[m/s]. En este mapa se puede observar que las zonas de entrada al puerto junto con el embarcadero de botes se

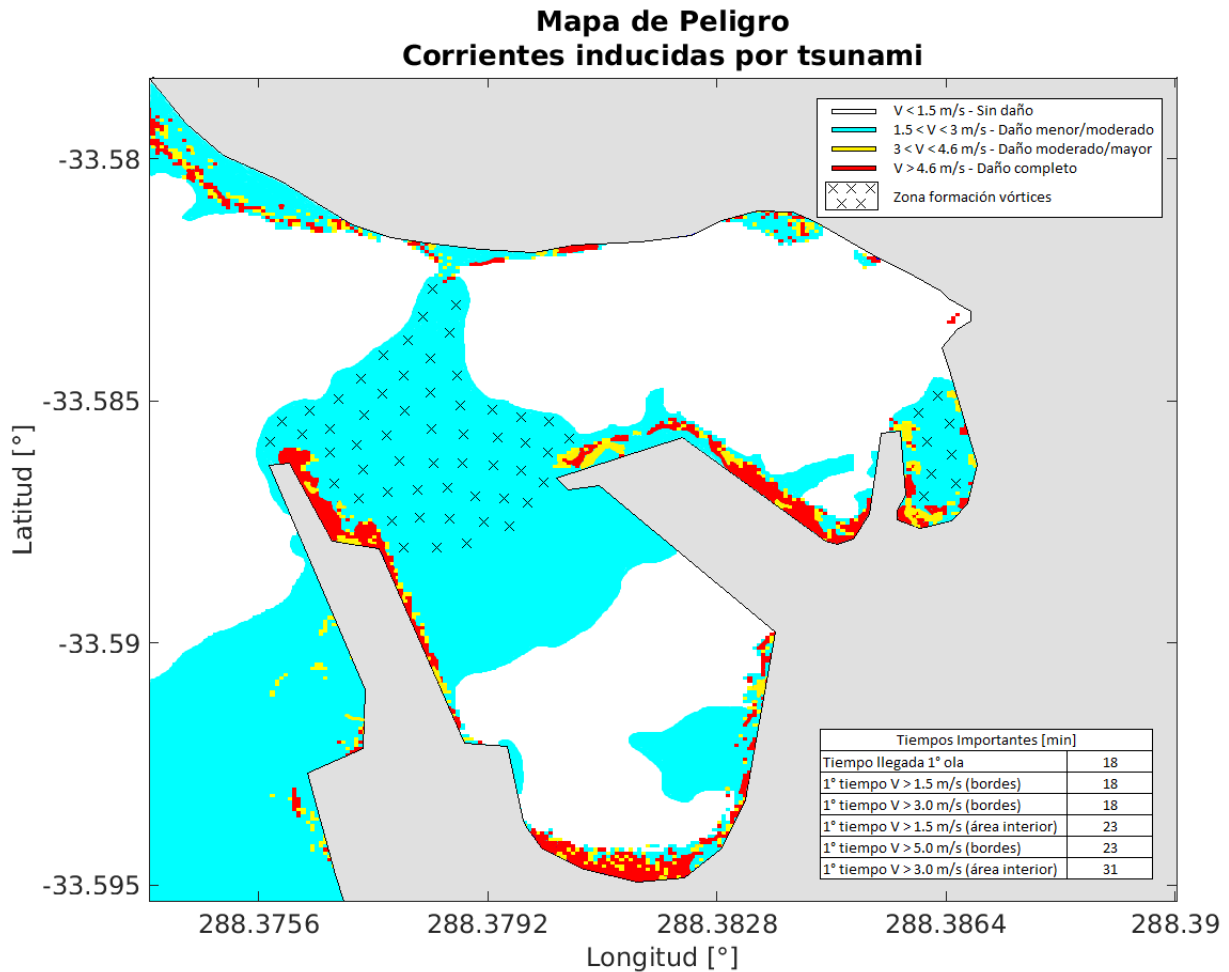


Fig. 5.2: Mapa de peligro de corrientes inducidas por tsunami puerto de San Antonio. Fuente: Elaboración propia.

mantienen como zonas de mayor peligro y en algunos sectores puntuales las probabilidades de excedencia alcanzan el 30%. Para la velocidad umbral de 3[m/s] se tiene el mapa de probabilidad de excedencia de la Figura 5.1c. Se puede notar que las zonas de riesgo disminuyen y también lo hacen las probabilidades, alcanzando como máximo valores de 14%. Por último, en la Figura 5.1d se puede observar que las zonas de riesgo han disminuido prácticamente en su totalidad para una velocidad de 4.6[m/s], donde las probabilidades de excedencia no superan el 5%.

5.4 Análisis de peligro general del Puerto de San Antonio

Considerando que el peligro es, por definición, un evento o fenómeno con el potencial de causar daño, el enfoque de realizar un análisis del peligro es poder identificar, estudiar y evaluar las amenazas que se pueden presentar para determinar su origen, ubicación, potencialidad y características propias como su comportamiento, intensidad,

frecuencia y probabilidad. De esta manera, en el análisis de peligro general del puerto de San Antonio se genera, como resumen gráfico, un mapa de peligro, considerando todos los escenarios analizados, el cual se muestra en la Figura 5.2. En este mapa se identifican las zonas del puerto de San Antonio donde se generan las máximas velocidades y, por lo tanto, las zonas de mayor peligro. Estas áreas corresponden a la entrada del puerto, una zona cercana al muelle de atraque de las instalaciones de San Antonio Terminal Internacional (STI) y al embarcadero de botes cerca de la caleta de pescadores (de color cian).

En el mapa se identifican todas las zonas con las velocidades umbrales categorizadas previamente, con respecto a esto, cabe destacar que las velocidades que se dan en los bordes de la dársena representan un peligro importante, debido a que se presentan en la interacción entre las embarcaciones y el muelle de atraque, por lo que pueden generar cortes de líneas de amarres. Para evitar esto, es necesario considerar el tiempo que se tiene antes de la generación de estas corrientes, que para el caso de velocidades mayores de 1.5 [m/s] es de 18 minutos, es decir, con la llegada de la primera ola al puerto, antes de este tiempo se requiere que las embarcaciones se suelten de sus amarras para proceder a trasladarse a zonas de seguridad, considerando que las velocidades serán mayores que 1.5 [m/s] en zonas interiores de la dársena a los 23 minutos.

A pesar de que en el mapa se presenten zonas en blanco, en donde no se generan velocidades que representen un peligro o produzcan daños, la recomendación es que los barcos se trasladen fuera del puerto, ya que pueden existir fenómenos que no sean considerados por el programa de simulación en aguas someras, por eso se recomienda que se desplacen a las zonas seguras de mar adentro, donde la interacción con el tsunami es menor.

Las zonas de operación corresponden a las áreas que deben considerarse para evaluar la continuidad de la operación del puerto y definen los lugares en donde las embarcaciones no deben ubicarse (zonas de color cian, amarillo y rojo), ya que no son zonas de seguridad, al igual que la zona de embarcadero de botes, en donde de preferencia debe ordenarse la evacuación frente a un evento de tsunami, ya que se ve fuertemente afectado por las corrientes. Además, se deben considerar las zonas de formación de vórtices, señaladas en el mapa, las que corresponden a la entrada del puerto y al sector del embarcadero de botes, con valores que alcanzan magnitudes del orden de 1 [1/s].

CONCLUSIONES

Mediante este estudio, se pudo explorar diferentes escenarios tsunamigénicos con el objetivo de estudiar el comportamiento de las corrientes inducidas por estos eventos en uno de los puertos principales de Chile, el puerto de San Antonio, realizando con la reciente información un análisis de los peligros presentes en el puerto.

Se analizaron, con este fin, las velocidades de los flujos producidos por efecto de tsunamis, estudiando no solo su magnitud y dirección, sino también el comportamiento rotacional de las corrientes medido a través de la vorticidad. Considerando los resultados obtenidos, se pudo realizar un análisis de peligro general del puerto de San Antonio, tomando en cuenta las zonas en donde es más probable que se presenten velocidades de corriente que impliquen un peligro mayor frente a la ocurrencia de tsunami y/o se generen vórtices que pongan en peligro las embarcaciones dentro del puerto.

Se propuso una escala de niveles de velocidad de corrientes y daño asociado, compuesta por cuatro niveles. Al comparar con los resultados obtenidos se pudo identificar el nivel de daño que se puede producir y las zonas en donde se presenta, identificando sectores de velocidades máximas aceptables. Además, se consiguió estudiar la interacción completa de las corrientes inducidas por tsunami con la configuración actual del puerto de San Antonio y se determinó que las aguas tienen una condición aceptable de abrigo, lo que no permite el desarrollo, en áreas extensas, de corrientes con velocidades extremas.

El enfoque inicial consistía en estudiar el comportamiento de corrientes inclusive frente a tsunamis de magnitud moderada o de ubicación lejana, debido a la frecuencia con que estos pueden, eventualmente presentarse. Pero, además, se agregó al análisis una evaluación probabilística de los escenarios, ya que se estudió la posibilidad de que las velocidades de corrientes inducidas por tsunami excedieran las magnitudes umbrales definidas en la escala de niveles de velocidad de corrientes y daño asociado propuesta.

Una de las ideas principales de este estudio es poder incluir la información relevante del comportamiento de corrientes de manera que pueda ser considerada en la preparación de planes de emergencia y mitigación frente a tsunamis, por lo que se señalan las zonas de mayor peligro y zonas de seguridad para las maniobras de embarcaciones, permitiendo así, la evaluación del plan de continuidad del negocio de las instalaciones portuarias.

Como desafío futuro, se propone extender el análisis a otros puertos de Chile, debido a que la única localización en estudio es la bahía de interés nacional de San

Antonio, de manera de considerar estas variables en términos de operatividad portuaria y seguridad de la comunidad costera en otras regiones.

Para ampliar este estudio, se podría incluir el análisis de tsunamis de campo lejano, considerando fuentes de tsunamis originados, por ejemplo, en otros países. De la misma forma que naciones como Estados Unidos y Japón consideran los terremotos ocurridos en Chile para sus análisis científicos.

Finalmente, otra manera de ampliar este trabajo, sería considerando no solo escenarios históricos, sino también escenarios potenciales, como se realiza en el documento California Maritime Tsunami Response Playbook And Mitigation Guidance con el fin de analizar escenarios que no han ocurrido, pero que potencialmente podrían producirse. Junto con todo esto, podría mejorarse la precisión de los resultados obtenidos mediante la inclusión de información batimétrica de mayor resolución.

REFERENCIAS

- An, C., Sepúlveda, I., & Philip L.-F. Liu. (2014). Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile, earthquake.
- Aránguiz, R. (2011). Estudio preliminar sobre el efecto del cañón submarino del Biobío en la propagación de tsunamis.
- Aránguiz, R. et al. (2017). The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives.
- Barrientos, S. &. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophys. J. Int.* (1990) 103, 589-598.
- Barrientos, S. (2010). Terremoto Cauquenes 27 febrero 2010. Informe técnico actualizado 27 mayo 2010 - Servicio Sismológico Nacional Universidad de Chile.
- Barrientos, S. (2014). Informe técnico terremoto de Iquique, Mw= 8.2, 1 de Abril de 2014. Centro Sismológico Nacional. Universidad de Chile.
- Bernard, E. & Robinson, A. (2009). *The Sea - Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. V. 15, Harvard Edition.
- Borrero, J. C., Lynett, P. J., & Kalligeris, N. (2015). Tsunami currents in ports.
- California Geological Survey, California Governor's Office of Emergency Services, University of Southern California, Humboldt State University, National Oceanic and Atmospheric Administration. (2014). *California Maritime Tsunami Response Playbook And Mitigation Guidance*.
- Catalán, P. A. (2015). The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling.
- Chung, M., Wu, T., Wu, H. & Chuang, M. (2018). Study on the 1960 Chile tsunami by Tsunami Arrival Time Analysis.
- Cisternas, M., Gorioitía, N., Torrejón, F., & Urbina, X. (2011). Terremoto y tsunami de Chile central de 1730: ¿Un gigante o una serie de eventos menores? XXXI Congreso de Ciencias del Mar.
- Fritz, H. P. (2011). Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. *Pure Appl. Geophys.* (2011) 168: 1989. .
- Geist, E. (2002). Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research* 107(B5).

- Gobierno de Chile, Ministerio de Vivienda y Urbanismo, Pontificia Universidad Católica. (2011). Estudio fundado de riesgo de tsunami comuna de San Antonio.
- Gobierno de España Ministerio de Fomento. (2012). *Recomendaciones de Obras Marítimas ROM 2.0-11 Tomo II - Recomendaciones para el proyecto y ejecución en Obras de Atraque y Amarre*. Puertos del Estado.
- Hasan, H., Lodhi, h., LeVeque, R., Lodi, S., & Ahmed, S. (2017). Assessing tsunami risk to Karachi port through simulation of currents that were reportedly produced there by the 1945 Makran tsunami.
- Kanamori, H. (1977). The energy released in great earthquakes.
- Kovach, R. (2004). *Early Earthquakes of th Americas*. Cambridge University Press.
- Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., Kausel, E. (2009). Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison.
- Lockridge, P. (1985). Tsunamis in Perú-Chile. World Data Center A for Solid Earth Geophysics.
- Lomnitz, C. (1970). Casualties and behavior of populations during earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 60(4), 1309–1313.
- Lynett, P. (2015). *Tsunami Impacts in Harbors*.
- Lynett, P. (2017). Inter-model analysis of tsunami-induced coastal currents.
- Lynett, P., Borrero, J., Son, S., Wilson, R., & Miller, K. (2014). Assessment of the tsunami-induced current hazard.
- Lynett, P., Borrero, J., Weiss, R., Son, S., Greer, D., & Renteria, W. (2014). Observations and modeling of tsunami-induced currents in ports and harbors.
- Lynett, P. et al. (2017). Inter-model analysis of tsunami-induced coastal currents. *Ocean Modelling* 114 (2017) 14-32.
- Nakamura, S. (1992). An analysis of the 1985 Chilean tsunami. *Marine Geodesy*, V.15, pp.277-281.
- NSF/RSPR/NOAA. (2011). *Guía para el Plan de Tsunamis para Operadores de Puertos del Caribe*. Puerto Rico.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space.
- Okal, E. (2004). A re-evaluation of the great Aleutian and Chilean earthquakes of 1906 August 17.
- Okal, E., Fritz, H., Raad, P., Synolakis, C., Al-Shijbi, Y., & Al-Saifi, M. (2006). Oman field survey after the december 2004 Indian Ocean Tsunami. *Earthquake Spectra*, 22 (S3).

- ONEMI Gobierno de Chile, Ministerio del Interior. (2009). Informe Consolidado N°1 Sismo destructivo del 03 marzo 1985.
- Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B., & Karakaisis, G. F. (2004). Global relations between seismic fault parameters and momento magnitude of earthquakes.
- Plafker, G. (1972). Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960.
- Quezada, J., Jaque, E., Fernández, A., & Vásquez, D. (2012). Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw = 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile.
- Quiroz, M. (2015). Peligro de tsunami en Chile central: Modelo de ruptura del evento de 1730.
- Satake, K., & Tanioka, Y. (1999). Sources of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones. *Pure and applied geophysics* 154:467.
- SATREPS Chile Tsunami Research Project on Enhancement of Technology to Develop Tsunami-Resilient Community. (2016). Guía para la Estimación de Peligro de Tsunami. En S. C. Tsunami. SATREPS Chile Tsunami Project Publication Series Vol.1.
- (septiembre 7, 1929). *Revista Nature*.
- South America Risk Assessment (SARA). (2018). Obtenido de <https://sara.openquake.org/>
- U.S. Geological Survey (USGS). (2018). Obtenido de <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/>
- UNESCO/IOC. (2010). 27 February 2010 Chile Earthquake and Tsunami Event. Post-Event Assessment of PTWS Performance, IOC Technical Series, 92.
- US Geological Survey (USGS). (2018).
https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530_30/finite-fault.
- Wang, X. (2009). User Manual for COMCOT version 1.7.
- Wu, T.-R., Ho, T.-C. (2011). High resolution tsunami inversion for 2010 Chile earthquake.