



Memoria del proyecto para optar al Título de

Ingeniero Civil Oceánico

METODOLOGÍA DE CÁLCULO PARA DETERMINAR LA COTA DE INUNDACIÓN A LO LARGO DE UN MUELLE EN PENETRACIÓN

Jean Pierre Alexander Toledo Alvarado

Junio 2021

APROBACIÓN

METODOLOGÍA DE CÁLCULO PARA DETERMINAR LA COTA DE INUNDACIÓN A LO LARGO DE UN MUELLE EN PENETRACIÓN

Jean Pierre Alexander Toledo Alvarado

COMISIÓN REVISORA

NOTA

FIRMA

Patricio Winckler Grez

Profesor guía

Francisco Molteni Pérez

Revisor

Felipe Caselli Benavente

Revisor

DECLARACIÓN

Este trabajo, o alguna de sus partes, no ha sido presentado anteriormente en la Universidad de Valparaíso, institución universitaria chilena o extranjera u organismo de carácter estatal, para evaluación, comercialización u otros propósitos. Salvo las referencias citadas en el texto, confirmo que el contenido intelectual de este Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

La Universidad de Valparaíso reconoce expresamente la propiedad intelectual del autor sobre esta Memoria de Titulación. Sin embargo, en caso de ser sometida a evaluación para los propósitos de obtención del Título Profesional de Ingeniero Civil Oceánico, el autor renuncia a los derechos legales sobre la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos.

Jean Pierre Toledo Alvarado

Patricio Winckler Grez

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer el apoyo incondicional de mi familia y amigos. Porque siempre creyeron en mí, gracias:

Padres

Roberto Y Leonor

Hermano

Roberto Toledo Alvarado

Amigos

Cristian Rojas - Alfredo Olivares - Claudio Carmona - Enzo Peirano y Germán Quiroz

Compañera de vida, un amor incondicional

Isabel González Reyes

Amor de mi vida

Sofía Amunet Toledo González



“La vida es y seguirá siendo una ecuación incapaz de solución, pero contiene ciertos factores conocidos” - Nikolas Tesla

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	11
2	OBJETIVOS	12
2.1	OBJETIVO GENERAL	12
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
3	ALCANCE Y LIMITACIONES	12
4	MARCO TEÓRICO	13
4.1	MUELLE EN PENETRACIÓN	13
4.2	COTA DE INUNDACIÓN	15
4.3	NIVEL MEDIO DEL MAR	17
4.3.1	Proyecciones a nivel mundial	17
4.3.2	Registros en Chile	18
4.3.3	Proyecciones en Chile	19
4.4	MAREA ASTRONÓMICA	19
4.5	MAREA METEREOLÓGICA	20
4.6	ZONA DE ROMPIENTE	21
4.6.1	Tipos de rompientes	22
4.7	ONDAS DE INFRAGRAVEDAD	24
4.7.1	Ondas largas forzadas	24
4.7.2	Ondas largas libres	26
4.7.2.1	Ondas de contorno progresivo	26
4.7.2.2	Surf beat	26
4.7.3	Procesos que experimentan las ondas	26
4.8	WAVE SETUP	27
4.9	MODELOS MATEMÁTICOS DE OLEAJE	27
4.9.1	Modelos que promedian la fase	28
4.9.2	Modelos que resuelven la fase	28
4.10	MODELO NÚMÉRICO XBEACH	29
4.10.1	Ecuaciones de gobierno	30

4.10.1.1	Módulo Hidrodinámico-----	30
4.10.1.2	Módulo morfodinámico -----	33
4.11	FENÓMENO ENOS -----	34
4.12	MOVIMIENTOS VERTICALES DEBIDO A SISMOS EN CHILE -----	38
5	METODOLOGÍA-----	43
5.1	FUENTES DE INFORMACIÓN-----	43
5.1.1	Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)-----	44
5.2	METODOLOGÍA POR OBJETIVOS -----	44
5.2.1	Objetivo 1: Analizar el efecto de cambio climático en el NMM y oleaje en costas chilenas, entre la región de Arica y Parinacota, y la región de Los Ríos. -----	44
5.2.2	Objetivo 2: Analizar la subsidencia y sollevamiento en la costa respecto a los antecedentes históricos de sismos ocurridos en Chile, entre la región de Arica y Parinacota, y la región de Los Ríos.-----	45
5.2.3	Objetivo 3: Efectuar un análisis de sensibilidad de la cota de inundación ante variaciones de H, T, Θ , Za, Zm y pendiente de playa.-----	45
5.2.3.1	Objetivo 4: Proponer criterios para calcular la cota del diseño de la plataforma para un muelle en penetración -----	51
6	RESULTADOS POR OBJETIVOS -----	53
6.1	OE1: PARÁMETROS QUE INTERVIENEN EN LA COTA DE INUNDACIÓN -----	53
6.2	OE2: RANGO DE CAMBIOS MORFOLÓGICOS REGISTRADOS POR EFECTOS SÍSMICOS EN CHILE -----	54
6.3	OE3: A) RESULTADOS DE CALIBRACIÓN -----	55
6.3.1.1	MODÚLO MORFODINÁMICO-----	55
6.3.1.2	MÓDULO HIDRODINÁMICO -----	57
6.4	OE3: B) RESULTADOS DE ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD -----	60
6.5	OE4: A) PROPUESTA METODOLOGICA -----	64
6.5.1.1	Factores generales que se incluyen en el diseño de la cota de inundación de un muelle 64	
6.5.2	Metodología de cálculo-----	66
6.6	OE4: B) EJEMPLIFICACIÓN SIMPLIFICADA DE LA METODOLOGÍA -----	67
6.6.1	Resultados-----	68

7	CONCLUSIONES	70
7.1	MORFODINÁMICA	70
7.2	HIDRODINÁMICA	70
7.3	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	71
7.4	METODOLOGÍA DE CÁLCULO	71
8	REFERENCIAS	72

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Muelle caleta norte de Caleta Portales en penetración, Valparaíso, Chile.	13
Figura 2 - Modelo de cubierta con espacio de aire (air gap) respecto a la cresta de ola,	16
Figura 3 - Zona de rompientes	21
Figura 4 - Tipos de rompientes	23
Figura 9 - Régimen de Stokes y onda larga	29
Figura 5 - Región 3.4, área de medición de anomalías en la TSM,	35
Figura 6 - Modelo de propagación de ondas Kelvin y Rossby	37
Figura 7 - Patrón de movimientos cosísmicos verticales en un terremoto de subducción.	39
Figura 8 . Muelle Llico 1 mayo 2010 cubierto 1/3 de su longitud por el mar	42
Figura 10 - Perfil de playa analizado tras el temporal del 8 de agosto del 2015	43
Figura 11 - Evolución morfológica es la parte norte de Reñaca. La fotografía A fue tomada el 4 de agosto del 2015 y la B el 7 de agosto.	47
Figura 13 - Niveles de referencia de muelle Norte de Caleta Portales,	52

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 - - Normativas chilenas comunes a utilizar para el diseño de un muelle	14
Tabla 2 - Fenómenos relacionados a inundaciones costeras	17
Tabla 3 - Estimación de aumento del NMM absoluto a nivel mundial debido a las emisiones de CO ₂ ,	18
Tabla 4 - Tipos de modelos para propagación de oleaje	28
<i>Tabla 5 - Influencia general del calentamiento global y ENOS en los parámetros de oleaje.</i>	38
Tabla 6 - Síntesis de cambios morfológicos y movimientos cosísmicos verticales, Quezada et al., 2010.	40
Tabla 7 - Análisis de sensibilidad para cada parámetro	49
Tabla 8 - Análisis de sensibilidad de nivel del mar respecto a fenómeno ENOS y cambios de fondo	50

Tabla 9 - Ondas de distintas frecuencias que afectan NMM	53
Tabla 10 - Rangos de cambios morfológicos en algunas regiones de Chile	54
<i>Tabla 11 – Resultados de calibración del modelo numérico Xbeach respecto a los parámetros facua y break.....</i>	<i>55</i>
Tabla 12 . Volúmenes de erosión modelados similares al medido	56
Tabla 13 - Relación entre Hrms de onda larga y onda corta para profundidades mayores y menores de 5 metros.....	58
Tabla 14 - Vida útil para tipos de obra, adaptado de ROM 0.2 - 90	65
Tabla 15 - Valores de diseño para determinar la cota de inundación de un muelle	66
Tabla 16 - Valores propuesto para análisis de metodología.....	68
Tabla 17 - Cota de inundación para cada periodo de retorno de muelle Caleta portales	68

ÍNDICE DE ESQUEMAS

Esquema 1 - Resumen modelo Xbeach	30
Esquema 2 . Metodología para proponer una metodología de cálculo de la cota de inundación	51
Esquema 3 . Análisis de cada parámetro respecto a la función objetivo	64

ÍNDICE DE GRÁFICOS

<i>Gráfico 1 – Índice ENOS</i>	<i>36</i>
<i>Gráfico 2 - Volumen erosionado en perfil de playa Reñaca.....</i>	<i>46</i>
<i>Gráfico 3 - Datos de salida de modelo SWAN a 20 metros de profundidad de playa Reñaca y datos del nivel del mar</i>	<i>48</i>
<i>Gráfico 4 - Perfil batimétrico ideal de playa con pendiente de 8°, representativa a Playa Reñaca</i>	<i>48</i>
<i>Gráfico 5 - Simulación perfil Playa Reñaca mejor ajustado con facua 0,425 y break Roelvink1</i>	<i>56</i>
<i>Gráfico 6 – Variación vertical entre perfil de arena inicial y erosionado. Perfil mejor ajustado con facua 0,425 y break Roelvink1.....</i>	<i>56</i>
<i>Gráfico 7 - Envoltante de ondas cortas del evento extremo de oleaje (05/08/15 – 07/08/15) calibrado.....</i>	<i>57</i>
<i>Gráfico 8 - Envoltante de ondas larga del evento extremo de oleaje (05/08/15 – 07/08/15) calibrado.....</i>	<i>57</i>
<i>Gráfico 9 – Relación de Hrms entre onda corta y larga del evento extremo de oleaje (05/08/15 – 07/08/15)</i>	<i>58</i>

<i>Grafico 10 - Velocidad orbital de la onda corta para el modo surfbeat en 1 y 2 dimensiones, y para el modo estacionario 1D</i>	<i>59</i>
<i>Grafico 11 - Velocidad orbital de la onda larga para el modo surfbeat en 1 y 2 dimensiones, y para el modo estacionario 1D</i>	<i>59</i>
<i>Gráfico 12 - Análisis de sensibilidad de nivel de marea astronómica en función objetivo.....</i>	<i>60</i>
<i>Gráfico 13 - Análisis de sensibilidad del periodo de ola en función objetivo</i>	<i>60</i>
<i>Gráfico 14 - Análisis de sensibilidad de dirección de ola en función objetivo.....</i>	<i>61</i>
<i>Gráfico 15- Análisis de sensibilidad de nivel de marea astronómica en función objetivo.....</i>	<i>61</i>
<i>Gráfico 16 - Análisis de sensibilidad de nivel marea meteorológica en función objetivo.....</i>	<i>62</i>
<i>Grafico 17 . Análisis de sensibilidad del fenómeno ENOS y cambios de fondo meteorológica en función objetivo.....</i>	<i>62</i>
<i>Grafico 18 - Análisis de sensibilidad de la pendiente del perfil en función objetivo.....</i>	<i>63</i>
<i>Gráfico 19 – Cota de inundación del muelle Caleta Portales, Valparaíso con la metodología propuesta.....</i>	<i>69</i>

RESUMEN

En el presente trabajo se propone una metodología de cálculo para determinar la cota de inundación a lo largo de un muelle en penetración, con el fin de realizar recomendaciones en el diseño hidráulico de estas estructuras costeras. Esta metodología contempla nivel medio del mar, ondas de infragravedad, ENOS, marea astronómica, marea meteorológica y cambios de fondo de origen sísmico. Se utilizó el modelo numérico Xbeach para caracterizar el evento extremo de oleaje entre el 5 y 7 de agosto del 2015 frente a las costas de playa Reñaca. Viña del Mar. Se analizó su comportamiento hidrodinámico y morfodinámico costero al validar el volumen de erosión simulado respecto al medido con GPS diferencial por Agredano et al., 2015 en un perfil batimétrico de la playa Reñaca.

El modelo numérico Xbeach se calibro con los parámetros *facua* y *break* en 119 simulaciones respecto a los resultados del GPS diferencial. Posteriormente un análisis de sensibilidad en los parámetros de altura, periodo y dirección de ola, niveles del mar por efecto ENOS y cambios de fondo, con el objetivo de comprender el nivel de importancia de sus efectos en la erosión.

Con la caracterización morfodinámica calibrada se analizó el comportamiento hidrodinámico del evento extremo, determinando que la envolvente de onda larga proveniente de aguas profundas hasta los 5 metros de profundidad resulto en promedio el 12% de la onda corta (Hrms), sin embargo, en menores profundidades la altura de la onda larga aumentó hasta un 60% debido a la disipación del oleaje. Posteriormente, en el análisis de sensibilidad se comprobó que la acción conjunta de la onda larga y oleaje en un perfil de playa es sumamente importante. La erosión en eventos extremos dependerá principalmente de los siguientes parámetros: a) Pendiente del perfil de playa, b) Altura y dirección de ola, y c) Acción de la onda larga que es parcialmente reflejada hacia aguas profundas. Finalmente, se propone una metodología basada en la superposición de las ondas que intervienen en las variaciones del nivel medio del mar, más un factor de seguridad asociado al espacio de aire entre la cresta máxima de ola y la plataforma de la estructura.

1 INTRODUCCIÓN

El aumento del nivel del mar es causado por perturbaciones atmosféricas a diferentes escalas espaciales y por características geomorfológicas a la costa cercana (Morton, 2002; Masselink and Hughes, 2003; Stockdon et al., 2007; Del Río et al., 2012; Jiménez et al., 2012), sin embargo, las magnitudes que ocurren en estos fenómenos pueden provocar cambios violentos en la costa, afectando vidas e infraestructuras costeras (Martínez et al., 2017). Además, se ha demostrado que desde el año 1957 hasta el 2015 en el océano pacifico sur, la altura significativa de la ola en eventos extremos ha incrementado (Martínez et al., 2017), y de la misma forma su frecuencia; en promedio 5 temporales por año en el siglo pasado y hasta 20 por año en el siglo XXI (Martínez et al., 2018).

En vista de lo anterior, las obras de atraque ubicadas en Chile están supeditadas a las condiciones oceanográficas y alteraciones en el fondo marino que suscitan en daño estructural y limitación operacional en muelles expuestos al oleaje (Martinelli et al., 2010). Como ejemplo, la marejada del 8 de agosto del 2015 redundó en la destrucción de 5 losas de la plataforma del muelle norte de Caleta Portales, en Valparaíso (Winckler et al., 2017).

Históricamente en Chile los diseños de muelles han considerado variaciones de nivel del mar y marea astronómica, aunque los criterios que se utilizan para su cálculo son variados dada la falta de consenso, escasez de mediciones y la falta de estudios específicos. Esto se suma a que las variaciones climáticas de largo plazo (e.g. fenómenos ENOS y cambio climático global) no son normalmente abordadas en los diseños, aun cuando su existencia altera el nivel medio de mar, los patrones de viento y oleaje a escala regional. Otros fenómenos poco documentados para su consideración en los diseños son las ondas largas en bahías, puertos, playas, estuarios y las freaks waves (Beyá et al., 2012).

En consecuencia, este estudio propone una metodología de cálculo que incluya cada agente oceánico, meteorológico y geológico a distinta escala espacio - temporal, para determinar la cota de diseño de la plataforma de un muelle en penetración, entre la región de Arica y Parinacota y la región de Los Ríos, debido a que la zona del extremo sur no presenta tendencia ni registros en daños costeros (Campos - Caba, 2016). Este estudio es aplicable solo a costas abiertas donde predomina el oleaje y no las corrientes.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este proyecto es:

- Proponer una metodología de cálculo para determinar la cota de inundación a lo largo de un muelle en penetración, ejemplificado con una aplicación en costas chilenas.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Los objetivos específicos de este proyecto son:

- Analizar el efecto de cambio climático en el nivel medio del mar (NMM) y oleaje en costas chilenas, entre la región de Arica y Parinacota, y la región de los Ríos.
- Analizar la subsidencia y solevantamiento en la costa respecto a los antecedentes históricos de sismos ocurridos en Chile, entre la región de Arica y Parinacota, y la región de los Ríos.
- Efectuar un análisis de sensibilidad de la cota de inundación a lo largo de un muelle de penetración ante variaciones de altura, periodo y dirección del oleaje, marea astronómica, marea meteorológica y pendiente de playa.
- Proponer criterios para calcular la cota de inundación a lo largo de un muelle en penetración.

3 ALCANCE Y LIMITACIONES

Este estudio propone una metodología de cálculo para determinar la cota de inundación de un muelle en penetración que incorporará los efectos del cambio climático, eventos sísmicos, ondas largas, eventos de marejadas extremas, marea astronómica y marea meteorológica. Los fenómenos que alteran el nivel del mar son descritos a partir de la literatura existente y analizados a través de métodos numéricos del software XBeach, en casos representativos de la costa de Chile. El estudio no contempla un análisis estructural del muelle.

La estadística de oleaje que se utilizó corresponde al Atlas de oleaje de Chile (Beyá et al., 2016) y toda información complementaria se describe en los siguientes capítulos.

4 MARCO TEÓRICO

En este capítulo se utilizan todos los conceptos usados para la elaboración de la memoria. Se describe la estructura de un muelle en penetración y toda variable que afecta el nivel medio del mar con respectivas teorías, parametrizaciones y derivaciones matemáticas.

4.1 MUELLE EN PENETRACIÓN

Un muelle es una obra de atraque para embarcaciones que proporciona las condiciones adecuadas y seguras para la permanencia de ellas. Durante el atraque se desarrollan actividades de carga, estiba, descarga y desestiba.

Un muelle en penetración (Figura 1), también conocido como pantalán o tipo de espigón, es una estructura que se orienta perpendicularmente o con cierto ángulo respecto a la línea de costa (Dirección de obras portuarias, 2013). Esta orientación depende del oleaje reinante y su estructura del oleaje dominante.

Figura 1 - Muelle caleta norte de Caleta Portales en penetración, Valparaíso, Chile.



Fuente: Elaboración propia

Desde el ámbito estructural un muelle se construye con acero y hormigón armado y su diseño en Chile está sujeto a las siguientes normativas chilenas presentes en la Tabla 1.

Tabla 1 - - Normativas chilenas comunes a utilizar para el diseño de un muelle

Norma Chilena	Nombre
12944	Pintura y barnices – Protección de estructuras de acero ante la corrosión.
3329	Acero – Barras láminas en caliente de acero con cromo para hormigón armado.
3417	Estructuras – Requisitos para el cálculo estructural.
432	Cargas de viento.
1537	Cargas permanentes y de uso.
2369	Diseño sísmico de estructuras
148	Cemento – Terminología, clasificación y especificaciones.
170	Hormigón – Requisitos generales.
204	Acero.
3348	Principios a la corrosión de hierro y acero con recubrimiento de zinc.
3171	Diseño estructural - Disposiciones generales y combinaciones de carga-

Fuente: Elaboración propia

Estas normativas certifican la calidad estructural que están supeditados a documentos internacionales, respaldados por redes de entidades públicas y privadas tales como International Organization for Standardization (ISO), Normas del Mercosur (AMN) y del PASC (Pacific Area Standards Congress) de la APEC (Asia Pacific Economic Cooperation).

La norma de diseño sísmico NCh2369 Of2003 no presenta requisitos claros y específicos aplicables de manera directa a las obras marítimas, sino por el contrario, la aplicación de la norma requiere de una interpretación criteriosa de las filosofías y principios de diseño sismo resistente aceptadas por la práctica nacional y que históricamente han mostrado buenos resultados. Es por ello, que la presente actualización de NCh2369 of2017 incorpora de manera explícita requisitos mínimos aplicables a las estructuras marítimo- portuarias. Cabe destacar que estas obras frecuentemente están ubicadas en la zona 3 de Chile (zonificación definida en la norma, figura 5.1 de la Nch 2369), donde existe una mayor aceleración efectiva máxima, por la cercanía a la zona de subducción. En esta zona las estructuras marítimas tienen mayores probabilidades de experimentar cambios de fondo; que alteran el tipo de suelo y su estructura en sí.

Las obras marítimas suelen estar diseñadas para soportar cargas hidrodinámicas asociadas a un evento extremo o una secuencia de ellos. Cada uno de estos eventos relaciona la característica del oleaje y nivel de agua con un periodo de retorno que indica la probabilidad

anual de que el evento de diseño sea excedido. En un caso conservador, el periodo de retorno del evento debe exceder la vida útil de la estructura, sin embargo, cada criterio es variable porque depende directamente del riesgo que el diseñador, el cliente, el mandante o la compañía de seguros esté dispuesto asumir. Por lo tanto, es importante enfatizar, que, debido a la naturaleza estocástica del oleaje y nivel de agua, existe todavía el riesgo de que el evento de diseño elegido sea excedido (McConnell et al., 2004).

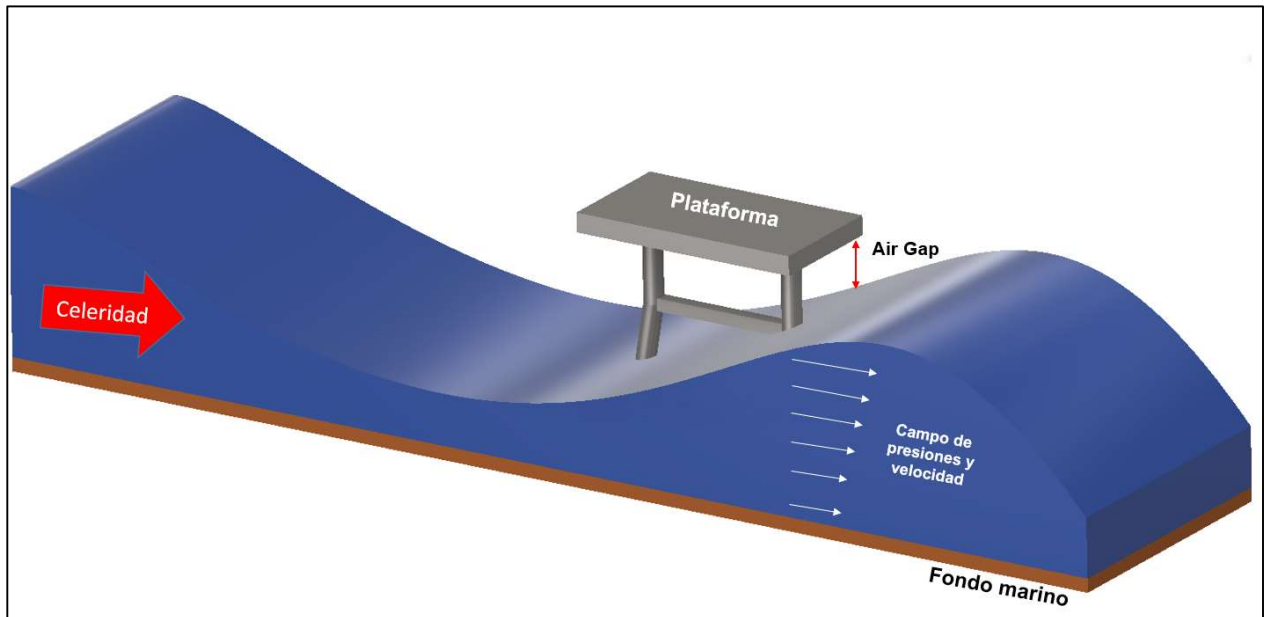
Cabe considerar que los muelles pueden sufrir inundaciones por eventos extremos y socavar parcialmente el cimiento de los pilotes. La exposición reduce la capacidad de carga lateral, así como la resistencia al pandeo en los cimientos de los pilotes (Lin et al., 2010, Banerjee et al., 2011). Además de la reducida capacidad estructural, la exposición también aumenta la carga inducida por el oleaje que actúa sobre los pilotes. En este contexto, un muelle sujeto a socavación es potencialmente vulnerable a las inundaciones (Chan-Hun et al., 2014). Autores como Chan-Hun et al., 2014 determinaron que la socavación en la base de un pilote provoca una degradación significativa en la capacidad de resistencia y rigidez lateral del pilote.

4.2 COTA DE INUNDACIÓN

Es el nivel de una estructura costera u offshore que está supeditado a inundaciones por efectos del oleaje. El diseño de esta plataforma en Chile no posee recomendaciones metodológicas o criterios que determinen las variables oceanográficas que intervienen en la inundación, debido a que actualmente solo se considera el nivel del mar con adiciones de marea meteorológica y astronómica (Beyá et al., 2012).

La plataforma de un muelle frecuentemente se diseña sobre la cresta extrema de ola, utilizando un factor de seguridad denominado air gap o espacio de aire, entre la cresta de ola y la plataforma (Figura 2). Este factor de seguridad no puede ser inferior a 1,5 [m], según American Petroleum Institute de Estados Unidos para plataformas *offshore*, basados en que las fuerzas horizontales y semi-horizontales de impacto (fuerzas de slamming), es superior a las presiones inerciales producidas por la progresión normal de la ola, así evitando el impacto del oleaje (Subrata et al., 2005). No obstante, incluir el factor de seguridad aumenta los costos de obra, por lo que, se debe estudiar rigurosamente su incorporación en los cálculos.

Figura 2 - Modelo de cubierta con espacio de aire (air gap) respecto a la cresta de ola,



Fuente: Elaboración propia

Se ha demostrado que la distancia entre la losa de la plataforma y la superficie del agua (espacio de aire) afecta el grado de daño (Tomiczek et al., 2014). Park et al., 2017 determinaron que la fuerza vertical u horizontal puede aumentar o disminuir al variar la elevación de la estructura sobre el nivel del agua (espacio de aire). Como se esperaba, la fuerza horizontal generalmente disminuyó al aumentar el air gap, mientras que, si disminuían aquella distancia la fuerza horizontal por efectos del oleaje aumentaba. En este contexto, el cálculo de la cota de inundación debe incluir agentes meteorológicos, geológicos y oceánicos a distintas magnitudes y escalas espacio temporal (Tabla 2) para analizar todos los posibles escenarios del proyecto estructural.

Tabla 2 - Fenómenos relacionados a inundaciones costeras

Fenómeno	Escala temporal	Escala espacial	Causa
Oleaje	1 -30 s	1 – 10 ² m	Viento
Wave setup	30 – 300 s	1 – 10 ³ m	Oleaje
Ondas largas	30 – 300 s	10 ² - 10 ³ m	Viento y oleaje
Tsunamis	300 s - horas	10 ² - 10 ⁴ m	Terremoto, Remociones de masas
Marea astronómica	12 – 24 horas	10 ⁴ km (escala oceánica)	Movimientos astronómicos
Marea meteorológica	Horas o días	10 ³ - 10 ⁴ km (escala oceánica)	Viento y presión atmosférica
Variaciones climáticas	Meses o décadas	10 ³ - 10 ⁵ km (escala global)	ENOS, cambio climático
Asentamientos de terreno	Minutos, décadas y más.	10 ¹ - 10 ⁵ km (escala global)	Sismos y movimientos tectónicos.

Fuente: Adaptado de Winckler et al., (2015)

4.3 NIVEL MEDIO DEL MAR

En Chile el nivel medio del mar (NMM) corresponde al plano que adoptarían las aguas en reposo, depurada la acción de la marea (SHOA, 1992). De acuerdo con la IPCC (2014) el nivel medio del mar promedio del mundo se elevó $0,19 \pm 0,02$ [m], entre 1901 y 2010; el 80% de cual se explica por la expansión térmica del agua (Church et al., 2011). Otros aportes son el cambio en la masa de los glaciares continentales, del 15% (Figuroa, 2010), y fenómenos indirectos como las variaciones en la distribución media de los campos de presión atmosférica, vientos y corrientes superficiales (IPCC, 2014). Adicionalmente, el NMM experimenta fluctuaciones cíclicas irregulares, siendo el fenómeno ENOS el principal responsable (Enfield and Allen, 1980).

4.3.1 Proyecciones a nivel mundial

De acuerdo con estos antecedentes} en el diseño de obras marítimas se debe analizar respecto a la tendencia del nivel medio absoluto del mar por efectos del CO₂ a nivel global, tal como se describe en la Tabla 3:

Tabla 3 - Estimación de aumento del NMM absoluto a nivel mundial debido a las emisiones de CO₂,

Escenario de emisión	Concentración de CO₂ (ppm)	NMM [m] 2046 - 2065	NMM [m] 2081- 2100
Bajo	421	0,24 [0,17 – 0,32]	0,44 [0,28 – 0,61]
Medio Bajo	578	0,26 [0,19 – 0,33]	0,53 [0,36 – 0,71]
Medio Alto	670	0,25 [0,18 – 0,32]	0,55 [0,38 – 0,73]
Alto	936	0,29 [0,22 – 0,38]	0,74 [0,52 – 0,98]

Fuente: IPCC (2014)

Considerando lo anterior, se describe que el escenario de alta y media alta emisión de carbono, ocasionará un aumento en el NMM en promedio de 25 a 29 [cm], entre los años 2046 y 2065, y entre los años 2081-2100 el nivel aumentará de 0,55 a 0,74 [cm] en promedio.

4.3.2 Registros en Chile

Contreras et al., (2012), analizaron registros de variación del NMM relativo a la costa, de los últimos 60 años en Chile, determinando que:

- En Arica el NMM ha disminuido 82 [mm] en 58 años, lo que equivale a una tasa de cambio de -1,4 [mm/año].
- En Antofagasta el NMM ha disminuido 55 [mm] en 63 años de registros, equivalentes a una tasa de cambio de -0,9 [mm/año].
- En Caldera la tendencia del NMM respecto al comportamiento en Arica y Antofagasta es opuesta. Se constata un aumento de 69 [mm] en 58 años, lo que equivale a un incremento de 1,2 [mm/año].
- En Valparaíso el NMM ha aumentado 6 [mm] en 58 años, lo que equivale a un incremento de 0,1 [mm/año]. La serie presenta datos faltantes en casi toda la década del 70, lo que influye en la confiabilidad de esta estimación.
- En Talcahuano el NMM ha aumentado en torno a 88 [mm] en 59 años, que corresponde a un incremento del orden de 1,5 [mm/año].
- Los resultados de Contreras et al.,2012, muestran que la variación del NMM en el Pacífico Sur Oriental no es homogénea, abarcando tasas de aumento desde +1,2 [mm/año] a

descensos de -1,4 [mm/año]. Estas diferencias se explican por procesos de origen oceanográfico, atmosférico, geológico y tectónico. Estas tasas de variación son menores a las observadas en otras estaciones de larga data a nivel mundial (Church et al 2011, CEPAL 2012), destacando los registros al norte del trópico de Capricornio (Arica, Iquique y Antofagasta), donde el NMM del mar estaría descendiendo (Winckler et al., 2015).

4.3.3 Proyecciones en Chile

Uno de los escenarios conservadores de cambio climático para el año 2100 predice aumentos del NMM de entre 0.2 y 0.3 [m] para distintas latitudes a lo largo del país, valores que son coincidentes con las tasas de incremento estimadas por la CEPAL (2011) y el informe del IPCC (Magrin et al., 2014). Albrecht y Shaffer (2016) proyectaron aumentos del NMM en la costa de Chile de 0.34 a 0.52 [m] para el escenario medio bajo, y de 0.46 a 0.74 [m] para el escenario Alto a fines del siglo XXI

4.4 MAREA ASTRONÓMICA

Los fenómenos océano-atmosfera en la capa superficial de la tierra son causadas por el regular movimiento de los sistemas Luna-Tierra y Tierra-Sol. Los movimientos debidos a estas fuerzas generan mareas gravitacionales o mareas astronómicas. Definido por la superposición de ciclos regulares, actuando a diferentes escalas desde ciclos semi-diurnos mensuales, anuales e incluso interdecadales (Pugh, 2004).

En Chile la marea astronómica se puede estimar a partir de las predicciones de marea que efectúa el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) en forma anual a partir de los registros de la red de mareógrafos. El análisis armónico se determina con el cálculo de constituyentes de marea, representadas como la suma de componentes armónicos, sin embargo, en la teoría no se ajusta a la marea real debido a que frecuentemente los efectos fricción, inercia, distribución de masas terrestres y cambios en las profundidades no son considerados.

En cuanto a su definición, las mareas son ondas largas que poseen una longitud mucho mayor a la profundidad a la que se propagan ($h/L \ll 1$), con períodos extremadamente grandes. Adicionalmente, el nivel del mar en cualquier punto de la costa viene determinado fundamentalmente por las ondas largas, por lo que conocer las cotas de inundación exige un estudio de mareas (GIOC, 2000).

Cuando una tormenta de oleaje coincide con una marea alta, el aumento del nivel del mar puede ser un tanto catastrófico (CEM, 2003). Debido a esto es importante considerar los niveles de marea para calcular la cota de inundación, ya que esta determina la probabilidad de ocurrencia de la amenaza.

La expresión de altura de mareas que se escriben en función de componentes armónicas es:

$$\eta(t) = a_0 + \sum_{n=1}^k a_n \cdot \cos(\omega_n t + \alpha_n)$$

Donde:

$\eta(t)$ = Nivel del mar en un instante dado [m]

a_0 : Amplitud del nivel medio respecto a referencia establecida [m]

a_n : Amplitud de n – esima componente [m]

ω_n : Frecuencia angular de la n – esima componente [rad/s]

α_n : fase de la n – esima componente [rad]

t : tiempo[s]

4.5 MAREA METEREOLÓGICA

La marea meteorológica se relaciona con los eventos de oleaje extremo (*storm surge*) debido a las perturbaciones atmosféricas caracterizadas por las bajas presiones y fuertes vientos. De acuerdo con esto, la marea meteorológica representa la respuesta de la superficie del agua al esfuerzo de corte generado por el viento y los campos de presión atmosférica. La marea meteorológica produce aumentos a corto plazo, del orden de horas, en el nivel del mar por encima de los niveles normales. Esto ocurre especialmente cuando la tormenta coincide con una marea alta local (CEM, 2003). La marea meteorológica se asume como el residuo entre la serie temporal del nivel del mar y la serie temporal de los niveles de la marea astronómica obtenida del análisis armónico. El Nivel de marea como lo señala GIOC (1998), es la suma entre los niveles de la marea astronómica y la marea meteorológica, según se expresa en la ecuación:

$$ZNM = ZMA + ZMM$$

Donde:

ZNM = Nivel de marea

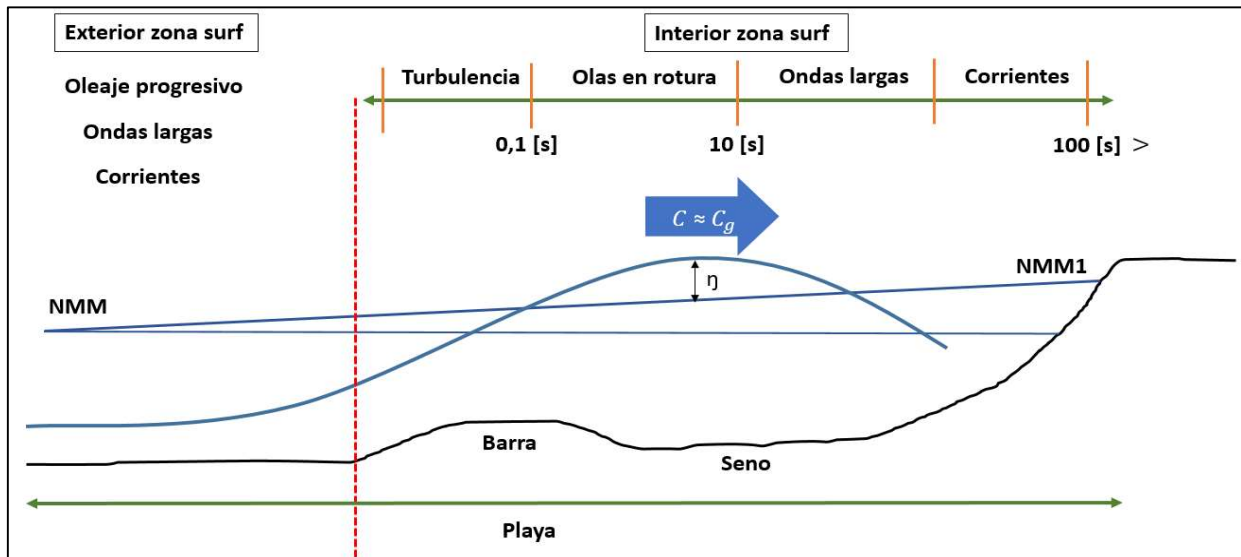
ZMA = Nivel de marea astronómica

ZMM = Nivel de marea meteorológica

4.6 ZONA DE ROMPIENTE

La zona de rompiente (Figura 3) es una región donde el perfil de la ola cambia rápidamente y alcanza el punto de ruptura. Esta región es altamente dinámica, contiene fenómenos de refracción, difracción y asomeramiento, transporte de sedimentos y cambios batimétricos por efectos de oleaje (CEM, 2003).

Figura 3 - Zona de rompientes



Fuente: Adaptado de Soldevilla, 2003

Cuando el oleaje se propaga en profundidades progresivamente decrecientes, siente cambios de dirección y amplitud por efectos de refracción y asomeramiento, ocasionando reducción en la longitud de onda e incremento en el peralte del oleaje. A partir del peralte, la onda se hace inestable y deja de ser simétrica verticalmente. Esta deformación continúa hasta que la ola se desploma hacia adelante. Se dice que en ese momento la ola ha roto (UNICAN 2000).

La rotura ocurre cuando la celeridad de la onda es superada por la velocidad de las partículas de la cresta, provocando instantes iniciales de flujo complejo y relativamente caótico,

Durante el proceso de asomeramiento, rotura y evolución de la ola rota en la zona de rompientes, la conservación de la cantidad de movimiento induce variaciones del nivel medio del mar (UNICAN 2000). De esta manera, antes de la rotura, los procesos de asomeramiento provocan una depresión creciente del medio (*set-down*), que tiene un mínimo en el punto de rotura. En la zona de rompiente, al contrario, el nivel asciende (*set-up*), alcanzando un máximo en la línea de costa.

Si el oleaje incide oblicuamente a la batimetría, el tensor de radiación en la zona rompiente puede descomponerse en una componente transversal, que provocará un set - up y una componente longitudinal, una corriente paralela a la costa. La distribución de la velocidad de las corrientes costera, la resaca, el campo de concentración de sedimentos, la formación de las olas y las corrientes impulsadas por las olas en la zona de oleaje son todos fenómenos que dependen del campo de flujo de las olas rompientes (Christensen y Deigaard, 2001). Además, la dinámica de la zona de oleaje desempeña un papel fundamental en el equilibrio dinámico de las playas porque puede considerarse un límite hacia el mar de la zona de swash, es decir, la región de erosión y acreción de la costa (Elfrink y Baldock, 2002 , Longo et al., 2002).

4.6.1 Tipos de rompientes

A través de pruebas empíricas se han definido tipos de rompiente (Figura 4) respecto a la pendiente de playa y forma de la ola, es decir, a través del número de Iribarren:

$$I_r = \frac{\tan(\beta)}{\sqrt{\frac{H}{L}}},$$

Donde:

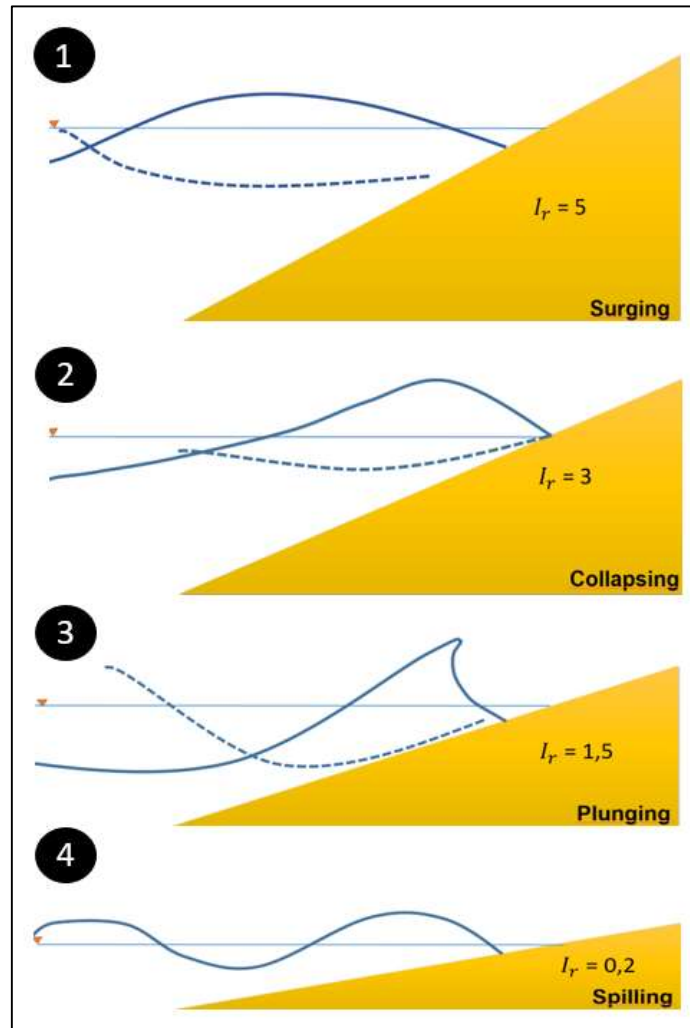
β = Pendiente perfil de playa

H = Altura de ola

L = Largo de ola

Esta clasificación contempla 4 tipos de rompientes:

Figura 4 - Tipos de rompientes



Fuente: Elaboración propia

1. Oscilación (Surging): Posee un número Iribarren superior a 3 y ocurre en pendientes fuertes. La ola no rompe completamente, reflejando gran parte de la energía.,
2. Colapso (colapsing): A medida que el número de Iribarren disminuye, el frente de la ola se aproxima a la vertical. Cuando I_r se aproxima a 3, la ola comienza a desmoronarse por la base, colapsando.
3. Voluta (Plunging): Este tipo de rotura es frecuente en playas y su número Iribarren, varía entre 2,5 y 0,4.
4. Descrestamiento (Spilling): Si I_r continúa disminuyendo por debajo de 0,4, comienza a afectar solo la parte superior de la onda, permaneciendo el resto prácticamente inalterado.

4.7 ONDAS DE INFRAGRAVEDAD

El mecanismo de generación de las ondas de infragravedad ha sido estudiado en los últimos 65 años. El primero en describirlas fue Munk (1949) denominándolas *surf beat*, porque creía que eran generadas en *surf zone* por el grupo de olas. Longuet–Higgins y Stewart (1964) propusieron que las ondas largas son generadas cuando el grupo de olas que se propaga hacia la costa tiene una variación de amplitud en la onda corta, debido a que en las zonas de alta energía el tensor de radiación es mayor y en las zonas de baja energía es menor. Las ondas cortas de gran altura provocarán una caída en el nivel medio de agua y las ondas cortas de menor altura un aumento del mismo. Esta variación del nivel de agua es denominada onda de infragravedad y su energía total está compuesta por ondas largas forzadas, ondas largas libres y ondas largas estacionarias. Las ondas forzadas engloban toda la energía cuya propagación depende del agente primario de generación (grupo de olas), en cambio, la onda larga libre presenta características propias de propagación, y, finalmente las ondas largas estacionarias no se desplazan, puesto que se trata de oscilaciones periódicas en el cuerpo de agua.

4.7.1 Ondas largas forzadas

La generación de las ondas largas forzadas son la fuente principal que genera ondas largas libres, obedeciendo a la interacción no lineal entre ondas libres primarias (oleaje). Otras causas de generación menos frecuentes son asociadas a perturbaciones de campo de presión y alteraciones del fondo marino, que provocan ondas de periodo mucho mayor.

Para explicar la formación de las ondas de baja frecuencia es necesario centrarse en la teoría de Longuet - Higgins y Stewart (1962 - 1964), basándose en la existencia del grupo de olas en función del tensor de radiación. Esta fuerza es definida como el de flujo de *momentum* debido a la presencia del oleaje, con componentes S_{xx} , S_{yy} , S_{xy} , S_{yx} , donde S_{xx} es el *momentum* en dirección X normal al plano YZ . Es decir, S_{xx} y S_{yy} son esfuerzos normales y S_{xy} , S_{yx} esfuerzos cortantes. El tensor de radiación se calcula integrando verticalmente el flujo de *momentum* y la fuerza por exceso de presión a través de la columna de agua, lo que da como resultado una fuerza por unidad de longitud. Para el caso más simple de las olas periódicas con incidencia normal a la costa y sin corrientes, la integración a una profundidad constante produce los componentes principales del tensor de radiación S_{xx} y S_{yy}

$$S_{xx} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left(\frac{kh}{\sinh 2kh} \right) = E \left(2n - \frac{1}{2} \right)$$

$$S_{yy} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left(\frac{kh}{\sinh 2kh} \right) = E \left(n - \frac{1}{2} \right)$$

Donde k es el número de onda, H es la altura de ola, h es la profundidad local, E es la energía del oleaje y el término n es la relación entre la celeridad de grupo y la celeridad de fase. En este contexto, se obtiene que para aguas profundas:

$$S_{xx} \rightarrow \frac{1}{2} E$$

$$S_{yy} \rightarrow 0$$

Mientras que para aguas someras

$$S_{xx} \rightarrow \frac{3}{2} E = \frac{3}{16} \rho g H^2$$

$$S_{yy} \rightarrow \frac{1}{2} E = \frac{1}{16} \rho g H^2$$

Los tensores de radiación tienen influencia donde cambian las condiciones de oleaje y profundidad, es decir, cuando las olas se aproximan a la costa los parámetros de oleaje cambian debido al asomeramiento, refracción, difracción y rotura permitiendo al *momentum* balancearse por los desplazamientos del nivel medio del agua, *setdown* y *setup*.

La formación de la onda larga forzada depende de las direcciones del oleaje (interacción entre la frecuencia, y de su dispersión direccional), y puede presentar una diferencia de fase de 180° respecto al oleaje, por lo tanto, las ondas largas se quedan atrás respecto al grupo de olas. Esto se demostró a partir de los datos de campo de Masselink (1985), numéricamente por List (1992) y teóricamente por Janssen et al. (2003) y Van Dongereng et al., (2007). En este contexto, Nederhoff, (2014) determinó que las ondas largas están acopladas al grupo de olas y se liberan cuando la onda corta esta por romperse.

Cabe considerar que la teoría de Longuet – Higgins no considera la pérdida energética por fricción y/o rotura. Por lo tanto, Longuet – Higgins infieren que la liberación de energía de infragravedad acoplada en el grupo de ondas se produce por reflexión en la costa, generando una onda libre que se propaga hacia aguas profundas, denominándola *surf beat*.

4.7.2 Ondas largas libres

Las ondas largas libres se dividen en ondas de contorno progresivo y surf - beat:

4.7.2.1 Ondas de contorno progresivo

Las ondas de contorno progresivo se generan por la incidencia del oleaje en la línea de costa. Se caracterizan porque se propagan a lo largo de una playa con sus crestas casi perpendiculares a la línea de costa y con amplitudes máximas en la orilla que exponencialmente decrecen con distancia a la costa (Soldevilla, 2003).

4.7.2.2 Surf beat

Esta onda larga es originada por la reflexión parcial de la energía liberada en la rotura del grupo de ola, sin embargo, en las olas de menor periodo sigue su propagación hasta romper en aguas someras.

4.7.3 Procesos que experimentan las ondas

Entrando en aguas someras, todas las ondas crecen en amplitud (Asomeramiento), pero en las ondas largas es diferente comparada a la onda corta. Esto se debe a que las ondas largas son menos pronunciadas y la energía de las olas se transfiere desde la onda corta a la onda larga. Esto es posible debido a la diferencia de fase que poseen (Nederhoff, 2014). Considerando lo anterior, la onda de infragravedad depende de las características geográficas y batimétricas, y pueden propagarse como ondas de contorno y quedar atrapadas en regiones semi- confinadas como playas encajadas, bahías, estuarios o dársenas portuarias. La geometría de la región costera determina los períodos característicos en los cuales estas ondas pueden sufrir interferencia constructiva o resonancia y también amplificación por reflexiones, reducción del ancho y profundidad de propagación (Beyá et al., 2012). Las ecuaciones de onda larga se resumen el siguiente sistema de ecuaciones, que en términos vectoriales se representa mediante la expresión:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v} [h + \eta]) = 0$$

Donde:

η = Desnivelación instantánea

\bar{v} = Velocidad media integrada

h = Profundidad instantánea.

4.8 WAVE SETUP

Saville (1961) realizó las primeras observaciones experimentales del *wave setup* en una playa de laboratorio con pendiente constante. Luego Longuet-Higgins y Stewart (1964) propusieron una explicación teórica para este fenómeno al introducir el concepto de tensor de radiación ocasionada por la disipación del oleaje en profundidades reducidas que provoca una fuerza de presión horizontal e inclina el nivel del agua hasta que se alcanza un equilibrio con el posterior gradiente de presión barotrópico.

Existe un acuerdo general de que el *wave setup* se predice cuantitativamente bien en la parte exterior de la zona de oleaje (por lo general en profundidades de agua superiores a unos pocos metros), pero sigue siendo subestimada en la costa (Raubenheimer et al., 2001). El estudio de Apotsos et al. (2007) propuso una explicación a esta subestimación, sugiriendo que este problema se puede resolver agregando tanto el esfuerzo del fondo debido al flujo medio dirigido hacia el mar, o resaca, y el rodillo de olas en la ecuación de equilibrio entre el esfuerzo de radiación transversal a la costa y el gradiente de presión asociado con la configuración de la onda. Guerin et al., 2018 determinaron que el *wave setup* lo largo de la costa aumenta con la pendiente de playa, en orden del 10-12% de la altura de ola rompiente. Como consecuencia, el *wave setup* se puede determinar como la elevación extra del nivel medio del mar producto del oleaje. La profundidad total es la suma de la profundidad local más el *setup*, como se expresa en la siguiente ecuación:

$$d = h + \bar{\eta}$$

Donde h es la profundidad estática del agua, η es la altura promedio de la superficie por sobre el nivel estático del agua.

4.9 MODELOS MATEMÁTICOS DE OLEAJE

En oceanografía, desde la segunda guerra mundial el mundo científico se ha interesado en desarrollar nuevas metodologías para conocer el comportamiento del oleaje generado por viento y su propagación. No obstante, en la actualidad, sigue siendo un desafío describir de manera precisa el comportamiento estocástico del oleaje, ya que esto implica considerar diferentes procesos físicos que componen su evolución temporal - espacial en aguas profundas o en aguas someras (Beyá et al., 2016). Es por ello, que, para estudiar el oleaje en cuerpos de agua abiertos, existen teorías que promedian la fase y otras que resuelven la fase en modelos numéricos (Tabla 4)

Tabla 4 - Tipos de modelos para propagación de oleaje

Característica	Modelos que promedian la fase	Modelos que resuelven la fase
Dimensiones	2D	2D
Incógnitas	Espectro de oleaje $E(r, t)$ con $r = (x, y)$	Desnivelación y velocidad media en la profundidad $\eta(r, t)$, $\bar{u}(r, t)$ y $\bar{v}(r, t)$ con $r = (x, y)$
Intervalo de tiempo Δt [s]	0 (10 ³ ~10 ²)	0 (10 ¹ ~10 ⁻¹)
Tamaño de la grilla Δl [m]	0 (10 ² ~10 ⁰)	0 (10 ⁰ ~10 ⁻¹)
Tamaño del dominio [m]	0 (10 ⁵ ~10 ³)	0 (10 ³ ~10 ²)
Aplicación en oleaje	Generación y propagación en aguas profundas e intermedias	Propagación en aguas profundas (régimen de Stokes), intermedias y someras (régimen de onda larga)
Modelos numéricos	SWAN, WW3, STEWAVE	Xbeach

4.9.1 Modelos que promedian la fase

Los modelos que promedian la fase se basan en una ecuación de balance de energía espectral $E(x, y, z)$ que permiten calcular la evolución de la energía del oleaje en tiempo y espacio.

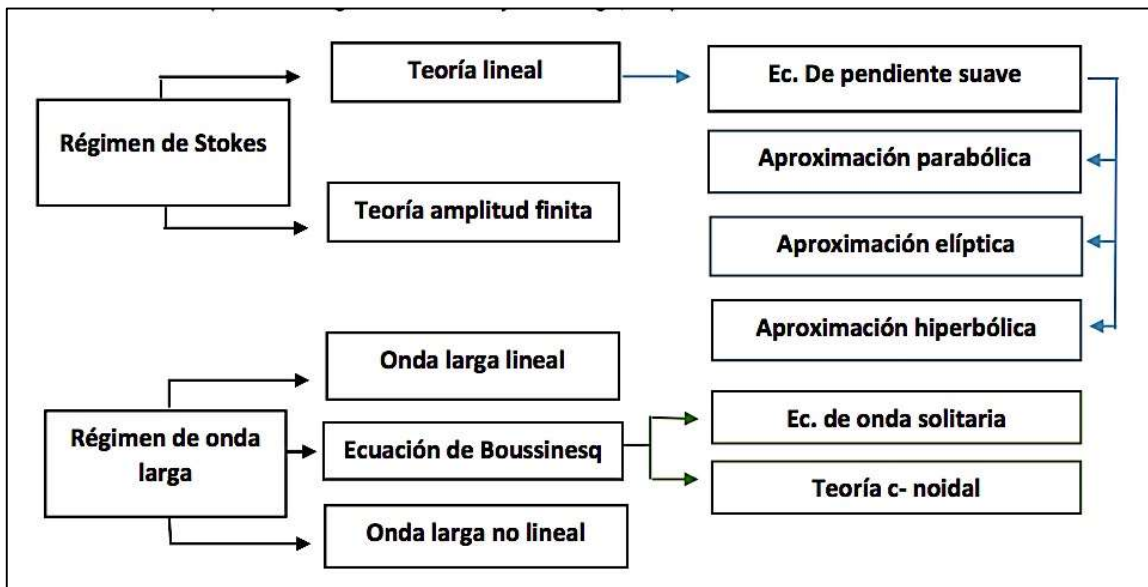
Estos modelos espectrales permiten caracterizar fenómenos de asomeramiento, refracción y disipación. No obstante, no resuelven en forma adecuada la difracción y omiten la reflexión. A partir del espectro de energía se pueden calcular los parámetros espectrales de un estado de mar, como la altura significativa, periodo y direcciones medias, entre otros. Estos modelos no permiten calcular el perfil de ondas (pues no resuelven la fase), y por ende se utilizan con una resolución temporal y espacial bastante grande (Winckler, 2018).

4.9.2 Modelos que resuelven la fase

Estos modelos se basan en ecuaciones de conservación de la masa y *momentum* que permiten caracterizar la evolución de las olas individuales en tiempo y espacio. Mediante estas ecuaciones se resuelve la desnivelación instantánea y dos velocidades mutuamente ortogonales. Estos modelos caracterizan fenómenos de asomeramiento, refracción, difracción, reflexión y

disipación. Sin embargo, debido a su alta resolución espacial y temporal todavía están limitados a áreas relativamente pequeñas. Las teorías que resuelven la fase se dividen en el régimen de Stokes y en el régimen de onda larga (Figura 9), dentro de los cuales existe subdivisión en función de criterios de no linealidad, pendiente de fondo y directividad característica de las ondas (Winckler, 2018).

Figura 5 -Régimen de Stokes y onda larga



Fuente: Elaboración propia, adaptado de Winckler 2018

4.10 MODELO NÚMÉRICO XBEACH

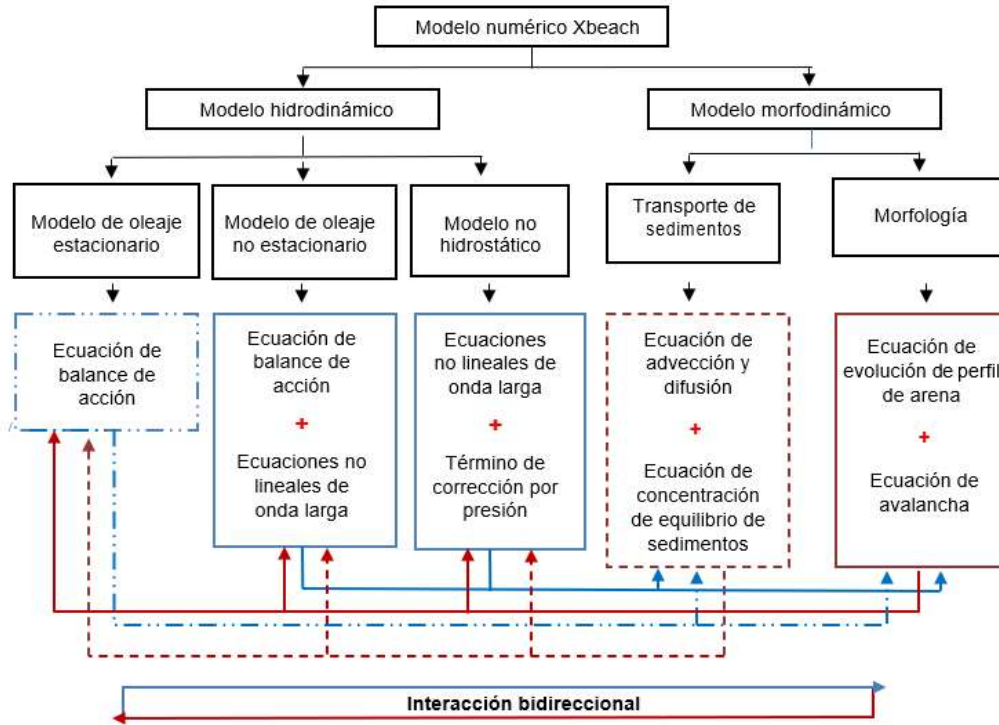
La herramienta numérica XBeach es un modelo de código abierto en el que puedes simular impactos y procesos dinámicos en las costas de arena, con un tamaño de dominio de kilómetros y en la escala de tiempo de tormentas (2-5 días).

El modelo incluye procesos hidrodinámicos de transformación del oleaje (refracción, shoaling y rotura), y de la onda larga (generación, propagación y disipación). Por otra parte, incluye procesos morfodinámicos basados en las ecuaciones de advección y difusión para determinar el transporte de sedimentos y la evolución del perfil de arena en el espacio y tiempo (XTR, 2015).

En el Esquema 1 se describe que modelo numérico tiene tres tipos de análisis que dependen principalmente de las ecuaciones que lo gobiernan, siendo estos: modo estacionario, surfbeat y no hidrostático. El modo estacionario utiliza ecuaciones de onda promediada donde se descartan las ondas largas, sin embargo, el modo surfbeat resuelve las variaciones de la onda corta en

escala de grupo y calcula la desnivelación de las ondas largas. Finalmente, el modo no hidrostático aplica una combinación de ecuaciones en aguas someras del tipo no lineal con un término de corrección de presión, lo que permite modelar la propagación de ondas individuales.

Esquema 1 - Resumen modelo Xbeach



Elaboración propia

4.10.1 Ecuaciones de gobierno

Las ecuaciones de gobierno del modelo numérico XBeach se describirán en 2 módulos: hidrodinámica y morfodinámica. El módulo de hidrodinámica es aquel que caracteriza el movimiento de las ondas de gravedad e infragravedad y el módulo morfodinámico el movimiento de los sedimentos, siendo esta interacción de carácter bidireccional.

4.10.1.1 Módulo Hidrodinámico

4.10.1.1.1 Modelo de oleaje estacionario

La ecuación que gobierna este módulo es el balance de acción del oleaje (A):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial C_x A}{\partial x} + \frac{\partial C_y A}{\partial y} + \frac{\partial C_\theta A}{\partial \theta} = \frac{D_w + D_f}{\sigma}$$

Donde, cada término representa

$\frac{\partial A}{\partial t}$: La acción de oleaje respecto al tiempo, siendo $A(x, y, t, \theta) = \frac{S_w(x, y, t, \theta)}{\sigma(x, y, t)}$

S_w : Densidad espectral de energía de oleaje

$\frac{\partial C_x A}{\partial x}$: Celeridad grupo de ola respecto al eje x

$\frac{\partial C_y A}{\partial y}$: Celeridad grupo de ola respecto al eje y

$\frac{\partial C_\theta A}{\partial \theta}$: Dirección del grupo de ola respecto al eje x

D_w : Disipación del oleaje por rotura

D_f : Disipación del oleaje por fricción de fondo

σ : Frecuencia intrínseca del oleaje

4.10.1.1.2 Modelo de disipación

El modo estacionario incorpora ecuaciones para determinar las alturas de ola rompiente que fueron validadas experimentalmente (XTR, 2015), que dependen de los siguientes parámetros: altura de rompiente (H_b) y altura de raíz cuadrática media (H_{rms}).

Ecuación de rompiente Baldock, XTR (2015)

$$D_w = \frac{1}{4} \alpha Q_b \rho g f_{rep} (H_b^2 + H_{rms}^2)$$

$$Q_b = \exp \left[- \left(\frac{H_b^2}{H_{rms}^2} \right) \right]$$

Donde Q_b es el factor adimensional de rompiente y f_{rep} es la frecuencia representativa de la onda.

4.10.1.1.3 Modelo de oleaje no estacionario

En el modo no estacionario, Xbeach resuelve el movimiento de onda corta usando la ecuación de acción del oleaje (A) con un forzante dependiente del tiempo. Esta ecuación resuelve la variación de la envolvente de la onda corta en la escala de grupos usando un modelo de disipación por rotura (Roelvink, 1993), y, un modelo de roller (Svendensen, 1984) para representar el *momentum* almacenado en la ola una vez iniciada la rotura. Estas variaciones ejercen una fuerza en la columna de aguas a través de los gradientes de tensores de radiación, originando ondas largas y corrientes que son resueltas por las ecuaciones no lineales de aguas someras

(e.g. Phillips, 1977). Las ecuaciones de continuidad y *momentum* se formulan en términos de la velocidad lagrangiana (u^L), que se define como la distancia que recorre una partícula de agua en un periodo de tiempo, sin embargo, este parámetro está relacionada con la velocidad euleriana (u^E), que se define como la velocidad promediada de la onda corta en un punto fijo:

$$u^L = u^E + u^S, v^L = v^E + v^S$$

Donde u^S y v^S representan la derivada de Stokes en la dirección x e y respectivamente. La derivada de Stokes se calcula a partir del balance de acción del oleaje, a través su energía espectral (E_w).

$$u^S = \frac{E_w \cos \theta}{\rho h c}, v^S = \frac{E_w \sin \theta}{\rho h c}$$

Como consecuencia, las ondas de infragravedad son expresadas mediante las ecuaciones no lineales de onda larga (*depth-averaged Generalized Lagrangian Mean formulation*):

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^L}{\partial t} + u^L \frac{\partial u^L}{\partial x} + v^L \frac{\partial u^L}{\partial y} - f v^L - v_h \left(\frac{\partial^2 u^L}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u^L}{\partial y^2} \right) &= \frac{\tau_{sx}}{\rho h} - \frac{\tau_{bx}^E}{\rho h} - g \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{F_x}{\rho h} + \frac{F_{v,x}}{\rho h} \\ \frac{\partial v^L}{\partial t} + u^L \frac{\partial v^L}{\partial x} + v^L \frac{\partial v^L}{\partial y} - f u^L - v_h \left(\frac{\partial^2 v^L}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v^L}{\partial y^2} \right) &= \frac{\tau_{sy}}{\rho h} - \frac{\tau_{by}^E}{\rho h} - g \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{F_y}{\rho h} + \frac{F_{v,y}}{\rho h} \\ \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial h u^L}{\partial x} + \frac{\partial h v^L}{\partial y} &= 0 \end{aligned}$$

Donde h es la profundidad local, τ_{sx} y τ_{sy} son los esfuerzos de corte generados por el viento, τ_{bx} y τ_{by} esfuerzos de fricción de fondo, n es el nivel del agua, F_x y F_y son los esfuerzos generados por oleaje, v_h la viscosidad horizontal y f es el coeficiente de efecto Coriolis.

4.10.1.1.4 Modelo de disipación

El modelo de disipación del modo no estacionario es calculado con tres tipos de rompientes, no obstante, respecto al modelo anterior, este cálculo depende de la energía espectral del oleaje (E_w).

Ecuación de rompiente Roelvink1, XTR (2015)

$$D_w = 2 \frac{\alpha}{T_{rep}} Q_b E_w$$

$$Q_b = 1 - \exp\left(-\left(\frac{H_{rms}}{H_{max}}\right)^n\right)$$

Ecuación de rompiente Roelvink2, XTR (2015)

$$D_w = 2 \frac{\alpha}{T_{rep}} Q_b E_w \frac{H_{rms}}{h}$$

$$Q_b = 1 - \exp\left(-\left(\frac{H_{rms}}{H_{max}}\right)^n\right)$$

Ecuación de rompiente Roelvink_daly, XTR (2015)

$$D_w = 2 \frac{\alpha}{T_{rep}} Q_b E_w \frac{H_{rms}}{h}$$

$$\begin{cases} Q_n = 1 \text{ si } H_{rms} > \gamma h \\ Q_b = 0 \text{ si } H_{rms} < \gamma_2 h \end{cases}$$

4.10.1.2 Módulo morfodinámico

Los procesos morfológicos dependen del transporte de sedimentos, que es alimentado por la acción de oleaje y/o corriente.

4.10.1.2.1 Modelo de transporte de sedimentos

La concentración de sedimentos en la columna de agua se modela utilizando un esquema de advección y difusión en una profundidad promediada:

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial hC(u^E + u_A \sin\theta)}{\partial x} + \frac{\partial hC(v^E + u_A \cos\theta)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(D_h h \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_h h \frac{\partial C}{\partial y} \right) = \frac{hC_{eq} - hC}{T_s}$$

Donde C representa la concentración de equilibrio promediada en la profundidad respecto a las ondas de grupo y D_h es el coeficiente de difusión. El arrastre del sedimento se representa mediante un tiempo de adaptación T_s , dado por una aproximación simple basada en la profundidad del agua local h y la velocidad de caída del sedimento ω_s . Un pequeño valor de T corresponde a una respuesta de sedimento casi instantánea (T_s, min). El factor f es un factor de corrección y calibración para tener en cuenta el hecho T_s

$$T_s = \max \left(f_{Ts} \frac{h}{\omega_s}, T_s, min \right)$$

El arrastre o la deposición del sedimento se determina por el desajuste entre la concentración real C y la concentración de equilibrio C_{eq}

$$C_{eq} = \frac{A_{sb}}{h} \left(\sqrt{(u^E)^2 + 0,64u_{rms,2}^2} - u_{cr} \right)^{1,5} + \frac{A_{ss}}{h} \left(\sqrt{(u^E)^2 + 0,64u_{rms,2}^2} - u_{cr} \right)^{2,4}$$

Donde:

$$A_{sb} = 0,005h \left(\frac{D_{50}}{h\Delta g D_{50}} \right)^{1,2}, A_{ss} = 0,012D_{50} \frac{D_*^{-0,6}}{(\Delta g D_{50})^{1,2}}$$

y D_* es el diámetro de sedimento en forma adimensional.

4.10.1.2.2 Modelo morfológico

La tasa de transporte de sedimentos es calculada mediante la fórmula Van Thiel - Van Rijn que considera el transporte en suspensión y de fondo a nivel local a partir del diámetro medio de arena ϕ_{50} y coeficientes empíricos (Van Rijn, 2007). La variación del fondo z_b se calcula mediante la expresión:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = - \frac{f_{mor}}{(1 - pr)} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right)$$

Donde f_{mor} es el factor de aceleración morfológico, pr es la porosidad del lecho y que representa el transporte neto de sedimento en una dirección. Un gradiente positivo en el transporte neto significa erosión y un gradiente neto negativo significa acreción, sin embargo, en general las partículas de sedimento se comienzan a mover cuando la velocidad crítica (Velocidad que inicia el movimiento del sedimento) es excedida (Nederhoff, 2014).

Respecto a lo anterior, el módulo hidrodinámico y el módulo morfodinámico se retroalimentan entre sí, por lo tanto, sus ecuaciones de gobierno de carácter riguroso hacen factible caracterizar la dinámica costera.

4.11 FENÓMENO ENOS

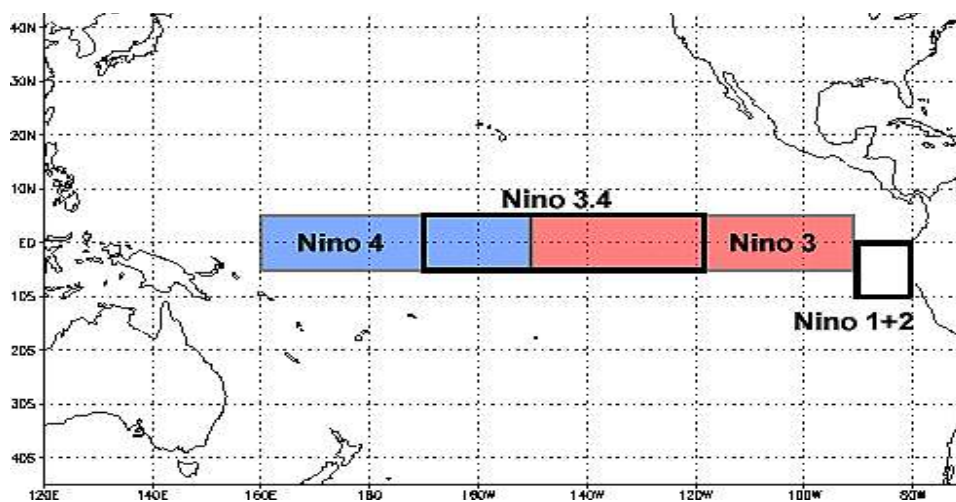
El fenómeno ENOS es un evento que ocurre en la región del Océano Pacífico tropical cada 2 a 7 años aproximadamente, cuyas consecuencias se extienden hacia otras regiones del planeta como Asia, Oceanía, Europa y América. El Niño, también conocido como evento ENOS (El Niño – Oscilación del Sur) se relaciona con 2 fases, una cálida y otra fría (SHOA, 2017).

La fase cálida de ENOS (Niño), se manifiesta por un aumento de la temperatura superficial del mar y una disminución de los vientos alisios al este del Océano Pacífico. Los vientos alisios se debilitan y cambian de dirección, lo que genera una corriente superficial de aguas cálidas que va del oeste a la costa sudamericana. La disminución de los vientos alisios produce un debilitamiento de la surgencia y el detrimento de la actividad biológica asociada al menor afloramiento de nutrientes. Dado que las masas de aguas calientes se desplazan al Pacífico ecuatorial central, también lo hace el sistema de convección atmosférica, generando precipitaciones sobre lo normal Ecuador, Perú y Chile y una deflación en la intensidad de los monzones en las cercanías de Indonesia. Al momento de llegar a la costa americana, la corriente de El Niño diverge desde el ecuador a los polos, trasladando aguas cálidas a latitudes mayores (Wlnckler et al., 2015).

La fase inversa o fría de ENOS, conocida como La Niña, se caracteriza por presentar temperaturas superficiales del mar más frías que lo normal, intensificando los vientos alisios en el este del Océano Pacífico y períodos de sequía. La intensificación de los vientos alisios genera un incremento en el apilamiento de agua cálida en el Pacífico ecuatorial occidental y con ello el aumento de la surgencia en la costa sudamericana. Esto implica lluvias con mayor intensidad en las cercanías de Indonesia y severidad de la sequía en Sudamérica.

Históricamente, los científicos han clasificado a la intensidad de El Niño sobre la base de las anomalías de TSM que superen un umbral preseleccionado en una determinada región del Pacífico ecuatorial. La región más comúnmente utilizada es la 3.4 (Figura 5).

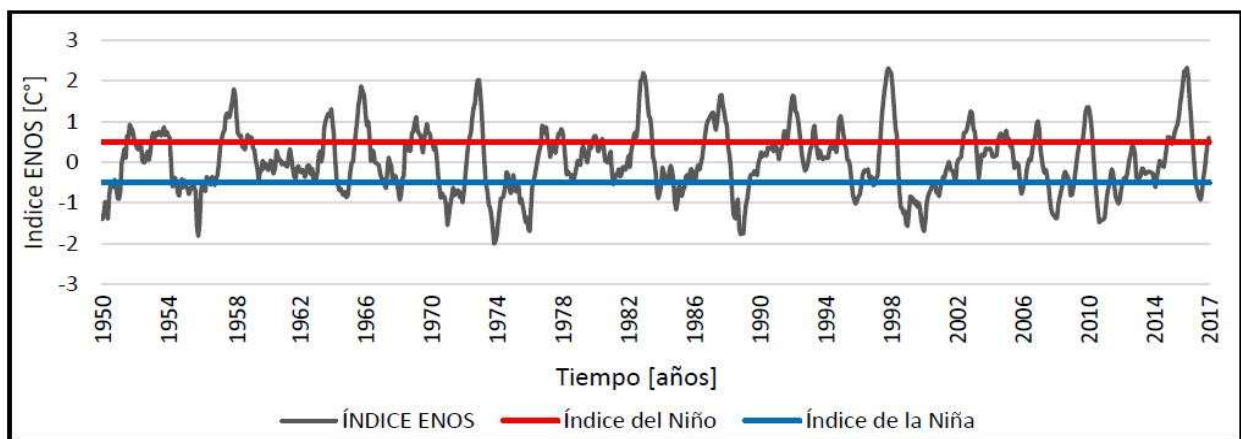
Figura 6 - Región 3.4, área de medición de anomalías en la TSM,



Fuente: NOAA, 2017

Respecto al NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) la detección de la fase cálida y fría del ENOS, corresponde a variaciones 0.5 [°C] del promedio. La fase cálida corresponde a + 0,5 [°C] y la fase fría – 0,5 [°C]. El Gráfico 1 representa el índice ENOS desde el año 1950 hasta mayo del 2017 en la región 3.4 (NOAA, 2017). Los mayores índices en la fase fría fueron en el año 1973 y 1988, y en la fase cálida el año 1997 y 2015. La estadística representa promedios mensuales debido a la baja celeridad del fenómeno y porque resulta más sencillo caracterizar el valor típico de una época del año cuando ésta es cercana al orden de las estaciones del año.

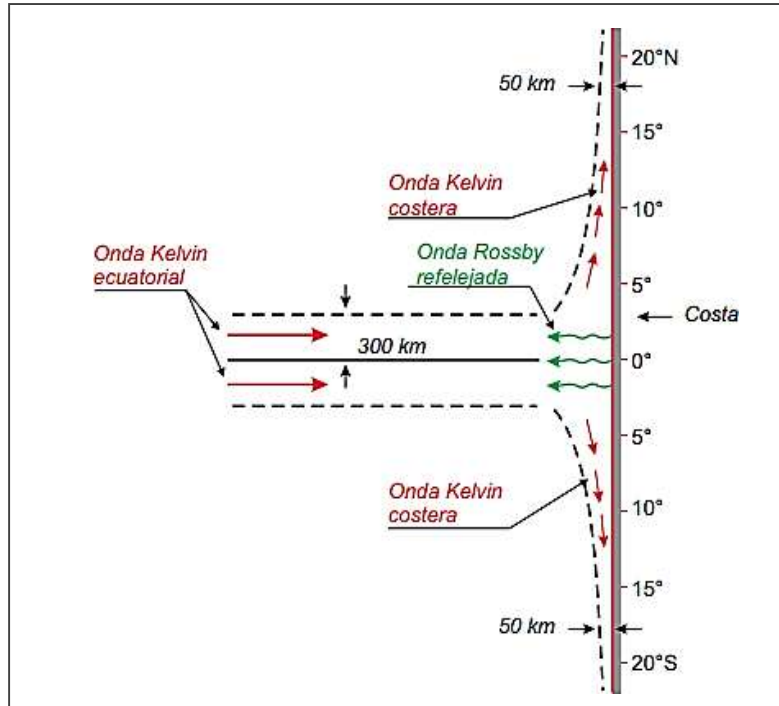
Gráfico 1 – Índice ENOS



Fuente: Elaboración propia, adaptado de datos medidos por el NOAA región 3.4, 2017

El océano ecuatorial constituye una excelente “guía de ondas”, cuando éstas se propagan hacia el este debido al cambio en el sentido del efecto de Coriolis y a la presencia de una termoclina permanente. Una variación del viento a lo largo de la banda ecuatorial se propagará fácilmente como dos tipos de ondas, ondas Kelvin y ondas Rossby (Figura 6). Las ondas ecuatoriales Kelvin son ondas planetarias, cuya longitud de onda es grande en relación con la profundidad del mar. Éstas se propagan únicamente hacia el este a velocidades del orden de los 200 kilómetros por día (Avaría et al., 2004).

Figura 7 - Modelo de propagación de ondas Kelvin y Rossby.



Fuente: Avaria et al., 2004.

En La Libertad (Ecuador), Callao (Perú), Antofagasta, Caldera, Valparaíso y Talcahuano (Chile), además de la serie mensual del IOS (Índice de Oscilación Sur) entre 1945 y 2013, caracteriza alza del NMM en todos los puntos estudiados, lo que se debe al paso de la onda Kelvin durante el desarrollo del fenómeno ENOS. Se destacan los eventos de 1982/83 y 1997/98, donde el alza del NMM alcanza los 30 [cm] (Winckler et al., 2015).

Como las series son mensuales, parece que la onda Kelvin perturba el NMM en todos los puntos simultáneamente. Esto es debido a que la celeridad de la onda es de unos 250 [km/día], por lo que su paso tiene una diferencia de apenas 17 días entre La Libertad y Talcahuano. Estos valores son coherentes con lo encontrado por Enfield & Allen (1980) para 19 series mensuales del NMM desde Alaska a Valparaíso entre 1950 y 1974 (Winckler et al., 2015).

Según Molina (2011) la zona central de Chile bajo la condición del niño extremo (ENOS en fase cálida), incrementó en 21 [cm] la altura significativa de oleaje, 0,20 [s] el periodo peak y giro al norte de 13, 71° en dirección peak. Por otra parte, la condición de niña extrema incrementó 20 [cm] la altura significativa, disminuyó 0,20 [s] el periodo peak y la dirección giró hacia al sur del orden de 7,64°. Estas variaciones corresponden a 21 años de estadística de oleaje, entre 1985 y 2006

Tabla 5 - Influencia general del calentamiento global y ENOS en los parámetros de oleaje.

Fenómeno	Hs [m]	Tp [s]	Dp [°]
Calentamiento global	↑	↑	↓
Niño	↑	↑	↑
Niña	↑	↓	↓

Elaboración propia, Adaptado de Molina 2011

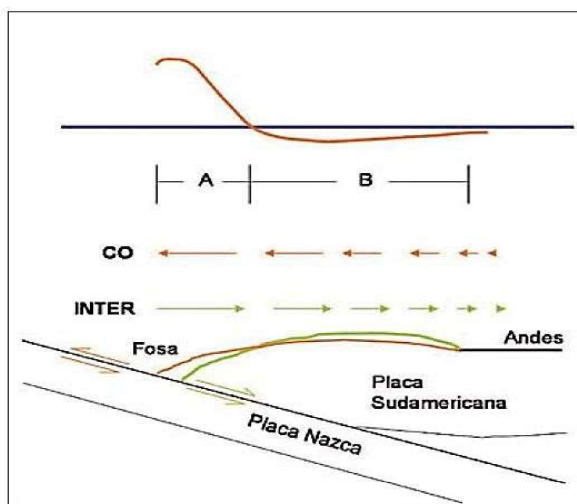
La Tabla 5 presenta un esquema de los efectos del calentamiento global y el fenómeno ENOS (en fase Niño y Niña) en los parámetros de oleaje. En general la altura significativa (Hs) presenta aumento en todos los fenómenos, a diferencia del periodo peak (Tp) que presenta una disminución en la fase de la Niña. Por otra parte, la dirección peak presenta giro hacia el norte en fase Niño y giro hacia el sur por el calentamiento global y en fase Niña.

4.12 MOVIMIENTOS VERTICALES DEBIDO A SISMOS EN CHILE

Chile es considerado un país sísmico debido a la cercanía de la zona de subducción entre la placa de Nazca y la placa Continental. Estos terremotos de subducción, donde una placa oceánica se hunde bajo una placa continental provocan alzamientos en la zona cercana a la fosa, el cual decrece en dirección al arco generando subsidencia. La zona de alzamiento se localiza, principalmente, en el piso oceánico trasladando grandes volúmenes de agua que generan un tsunami (Quezada et al., 2013).

Durante el período intersísmico ambas placas permanecen acopladas formando un arqueamiento o flexura antiforme de la placa continental que experimenta una compresión horizontal, donde la zona litoral se mueve hacia el arco, y durante el período cosísmico se extiende hacia la fosa. Si el litoral se encuentra cerca de la fosa, experimenta un alzamiento cosísmico, y si está más lejos, una subsidencia (Figura 7). La distancia de transición de alzamiento y subsidencia cosísmica depende de la inclinación del plano de subducción y de la profundidad de la zona de ruptura en la zona del contacto interplaca (Quezada, 2007, Farías et al., 2010). De esta forma, si la ruptura es más superficial, la distancia normal a la fosa de transición entre alzamientos y subsidencias es menor.

Figura 8 - Patrón de movimientos cosísmicos verticales en un terremoto de subducción.



Fuente: Quezada et al., 2013

Para el terremoto de Concepción, de 1835, donde Fitz-Roy (1839) y Darwin (1851) describen los alzamientos en el litoral de la Región del Biobío que se manifestaron principalmente mediante emersión de la plataforma, ocasionando abrasión marina y muerte de biota intermareal. Los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960 en el sur de Chile provocaron alzamientos métricos en la península de Arauco e islas Mocha, Guamblin y Guafo, provocando similares efectos a los de 1835, así como una subsidencia generalizada entre Tirúa y Chiloé que provocó el avance del mar, disminución del ancho de playas y el aumento de las cuencas hidrográficas de ríos, inundándose varias zonas cercanas a los ríos Calle calle e Imperial (Veyl, 1960; Plafker & Savaje, 1970). El 27 de febrero de 2010 ocurrió un terremoto $M_w=8,8$ en el centro-sur de Chile que provocó alzamientos y subsidencias cosísmicas. El litoral de la Región del Biobío tuvo alzamiento cosísmico que generó el ensanchamiento de playas, la emersión de la plataforma de abrasión marina, desecamiento de ríos y humedales y muerte de biota intermareal. Por el contrario, el litoral entre las regiones de Valparaíso y O'Higgins experimentó subsidencia cosísmica que provocó una disminución del ancho de las playas, profundización de ríos, sumergencia de barras litorales e inundación de vegetación y su desecación. El tsunami arrastró arenas litorales y vegetación hacia el interior. Las arenas del litoral que quedaron sueltas fueron redepositadas en 2010 y 2011 debido a las marejadas, ensanchando playas, reconstruyendo aquellas que habían disminuido por la subsidencia cosísmica así como las barras litorales (Quezada et al., 2013). En este contexto, Quezada et al., 2013 caracterizaron los movimientos verticales ocurridos en el terremoto del año 2010 (Tabla 6)

Tabla 6 - Síntesis de cambios morfológicos y movimientos cosísmicos verticales, Quezada et al., 2010.

Localidad	Coordenadas	Distancia normal a la losa [km]	Alzamiento cosísmico [m]
Valparaíso	33.03 / 71.57	110	-0.15
Cartagena	33.55 / 71.6	128	-0.35 ± 0.05
Navidad	33.55 / 71.6	116	No perceptible
Topocalma	34.13 / 71.99	117	No perceptible
Pichilemu	34.38 / 72.01	120	-0.35 ± 0.05
Bucalemu	34.64 / 72.04	125	-1 ± 0.2
Lago Vichunquén	34.79 / 72.06	132	-0.35 ± 0.05
Desembocadura río Mataquito	35 / 72.18	132	-0.6 ± 0.1
La trinchera	35.11 / 72.21	136	-0.5 ± 0.1
Constitución	35.33 / 72.41	124	-0.4 ± 0.1
Desembocadura Río Itata	36.39 / 72.87	130	-0.3 ± 0.1
Dichato	36.55 / 72.94	132	No perceptible
Nipas	36.6 / 72.54	166	-1 ± 0.2
Cocholgue	36.6 / 72.98	130	0.2 ± 0.1
Tomé	36.93 / 72.96	134	No perceptible
Caleta Tumbes	36.64 / 73.09	123	0.6 ± 0.1
Talcahuano	36.72 / 73.21	125	0.5 ± 0.1
Caleta Chome	36.77 / 73.21	120	0.7 ± 0.1
Desembocadura río Biobío	36.81 / 73.17	125	0.5 ± 0.1
Observatorio Geodésico TIGO (Concepción)	36.84 / 73.02	102	2 ± 0.2
Isla Santa María, Puerto Norte	36.97 / 73.52	102	2 ± 0.2
Maule (Coronel)	37 / 73.19	131	0.6 ± 0.1

Localidad	Coordenadas	Distancia normal a la losa [km]	Alzamiento cosísmico [m]
Isla Santa María Puerto Sur	37.04 / 73.51	102	1.8 ± 0.2
Playa Blanca Coronel	37.06 / 73.14	133	0.5 ± 0.1
Punta Lavapié	37.15 / 73.58	96	1.9 ± 0.2
Playa Chivilingo	37.15 / 73.18	129	0.4 ± 0.1
Playa Laraquete	37.16 / 73.19	128	0.5 ± 0.1
Santa Juana	37.17 / 72.93	160	-0.2 ± 0.5
Tanahuillín	37.2 / 72.86	167	-0.4 ± 0.1
Llico	37.19 / 73.56	97	1.9 ± 0.2
Salto del Laja	37.22 / 72.38	203	-0.4 ± 0.1
Laja	37.27 / 72.72	173	-0.5 ± 0.2
Tubul	37.23 / 73.44	111	1.4 ± 0.1
Caleta Piures	37.23 / 73.65	91	2.5 ± 0.11
Tucapel	37.3 / 71.97	240	-0.3 ± 0.1
Lebu	37.59 / 73.64	100	2 ± 0.2
Punta Morhuilla	37.72 / 73.66	100	2.2 ± 0.2
Lago Lanalhe sector La Vaina	37.9 / 73.35	123	0.1 ± 0.05
Lago Lanhue camping Chanchan	37.93 / 73.26	138	-0.4 ± 0.1
Lago Lleulleu sector Huilínco	38.1 / 73.28	133	-1.2 ± 0.1
Lago Lleulleu Sector Puerto	38.11 / 73.29	123	0.1 ± 0.1
Playa Quidico	38.23 / 73.47	120	0.3 ± 0.05
Isla Mocha, muelle nuevo	38.33 / 73.92	82	0,25 ± 0.05
Tirua	38.34 / 73.49	114	0.6 ± 0.2

Fuente: Quezada et al., 2010.

La Tabla 6 describe movimientos cosismicos en la costa de Chile entre Valparaíso y las proximidades a Puerto Saavedra, registrando 17 subcidencias y 23 sollevamientos. Por ejemplo, en Llico hubo un levantamiento de 1.9 ± 0.2 [m], ocasionando que el mar recubra 1/3 de longitud del muelle Llico (Figura 8).

Figura 9 . Muelle Llico 1 mayo 2010 cubierto 1/3 de su longitud por el mar



Fuente: Quezada et al., 2010

5 METODOLOGÍA

En este capítulo se presentan las fuentes de información de los parámetros estadísticos a utilizar, y se describen las metodologías para responder a los objetivos específicos del estudio.

5.1 FUENTES DE INFORMACIÓN

5.1.1 Datos de perfiles batimétricos de playa Reñaca, Viña del Mar, Chile.

El autor principal de Agredano et al., 2015 compartió sus datos topográficos que obtuvo en playa Reñaca, Viña del Mar, Chile con el objetivo de calibrar y validar el modelo numérico para el presente estudio. Los datos topográficos corresponden a mediciones *in-situ* en baja marea con GPS diferencial en la zona demarcada de la Figura 10. En este contexto, la simulación numérica se realizó en un perfil batimétrico medido en 1 y 2 dimensiones caracterizado por el evento extremo ocurrido entre 5 y 7 de agosto del 2015 (Figura 10). El perfil se ubica en las coordenadas 262.065 E y 6.349.405 N y fue erosionado a inicios del temporal (Agredano et al., 2015), tal como varias playas de la Región de Valparaíso (Molina et al., 2015). Esta playa en particular contiene un diámetro medio de sedimento (D_{50}) de 0,45 [mm] y un (D_{90}) de 0,65 [mm].

Figura 10 - Perfil de playa analizado tras el temporal del 8 de agosto del 2015



Fuente: Agredano et al., 2015.

5.1.2 Atlas de oleaje de Chile

Se utilizaron los parámetros de resumen de aguas profundas del Atlas de oleaje de Chile (Beyá et al., 2016), correspondientes al nodo 8 de Valparaíso. Esta fuente de información utilizó un modelo capaz de reproducir el clima de olas histórico en Chile, que fue forzado con los campos de vientos reanalizados ERA-Interim para generar 35 años de información de oleaje espectral (1980 – 2015) con resolución horaria en puntos ubicados en aguas profundas frente a las costas de Chile.

5.1.1 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

Se utilizaron registros y tendencias del nivel medio del mar tras la expansión térmica del agua y/o derretimiento de glaciares que ocasiona el calentamiento global. Estos datos corresponden a Intergovernmental panel on climate change (IPCC) del año 2014.

5.2 METODOLOGÍA POR OBJETIVOS

5.2.1 Objetivo 1: Analizar el efecto de cambio climático en el NMM y oleaje en costas chilenas, entre la región de Arica y Parinacota, y la región de Los Ríos.

En este objetivo se recopiló información de los parámetros oceanográficos físicos que son afectados por el cambio climático. Estos parámetros son: nivel del mar, marea meteorológica, oleaje, ondas de infragravedad, ondas planetarias (ondas Kelvin), entre otros. Dicho esto, el objetivo fue identificar parámetros que intervienen en la cota de inundación de una muelle en zona de rompiente, considerando que esta se relaciona con los efectos del NMM y, por ende, en la cota de diseño de la plataforma. En este contexto, se puede estimar la cota de inundación con una ecuación de superposición de ondas a través de la sumatoria de desnivelaciones del NMM, altura de ola, altura de ondas largas y un factor de seguridad asociado al espacio de aire entre el oleaje y la losa de la plataforma. Cabe considerar que la altura de ola de diseño en la cota de inundación estará supeditada a la determinación de la vida útil del muelle según la ROM 0,2 - 90 y finalidad.

5.2.2 Objetivo 2: Analizar la subsidencia y solevantamiento en la costa respecto a los antecedentes históricos de sismos ocurridos en Chile, entre la región de Arica y Parinacota, y la región de Los Ríos.

En este objetivo se identificaron los rangos de cambios morfológicos que ocurren en la plataforma continental chilena por efectos sísmicos. Esta información es limitada debido a que la periodicidad entre sismos de gran magnitud es baja. Los datos publicados de solevantamientos y subsidencias medidos sirven para establecer escenarios conservadores y no conservadores en el diseño de la cota de la plataforma de un muelle. Como consecuencia, se propone un rango de cambios morfológicos que pueden ocurrir en la costa de Chile. Estos escenarios son parte de la metodología de cálculo para determinar la cota de inundación de un muelle en penetración porque estos fenómenos impredecibles en Chile son frecuentes y en una estructura costera de larga vida útil podría ser potencialmente positivo considerarlos con el fin de disminuir las probabilidades de amenazas funcionales y/o estructurales. Sin embargo, su incorporación en el diseño tiene que ser analizada ya que puede incrementar considerablemente los costos del proyecto, todo dependerá del riesgo que quiera asumir el equipo profesional, el mandante y el servicio de seguros.

5.2.3 Objetivo 3: Efectuar un análisis de sensibilidad de la cota de inundación ante variaciones de H, T, Θ , Za, Zm y pendiente de playa.

Para el cumplimiento del objetivo 3 se realizó una calibración del modelo numérico Xbeach y posteriormente un análisis de sensibilidad de los parámetros que intervienen en el proceso de erosión de un perfil batimétrico de Playa Reñaca. Luego de calibrar el modelo, se acepta el cálculo morfodinámico, por ende, el cálculo hidrodinámico (oleaje y ondas de infragravedad) debido a que fenómenos son bidireccionales en su interacción.

5.2.1.1 Calibración del modelo numérico

La calibración del modelo se determinó al comparar los volúmenes de erosión de un perfil batimétrico de la playa Reñaca medido por el Ingeniero Roberto Agredano y simulado con Xbeach, variando los parámetros *facua* y *break*.

El parámetro *facua*, es el factor de tiempo de calibración de los flujos promediados que varía entre 0 y 1, donde el valor nulo se atribuye a un transporte de sedimentos en dirección mar afuera y el valor unitario representa la totalidad del transporte de sedimentos hacia la costa. Se varió el valor de *facua* en intervalos regulares de 0,025, entre 0 y 0,5.

El parámetro *break* está basado en el modelo de disipación en escala de grupos y puede estar configurado como Roelvink1, Roelvink2 (valor por defecto), Roelvink_daly y Baldock según el modo de análisis (estacionario y no estacionario), debido a que en el modo no hidrostático ha sido aplicado y validado con éxito en playas de grava (McCall et al., 2014, 2015; Masselink et al., 2014), pero no extensivamente en playas de arena, por lo tanto, no será utilizado.

En síntesis, para calibrar el modelo se realizaron 119 simulaciones que incorporan todos los rangos de *facua* propuestos para cada tipo de rompiente, obteniendo volúmenes de erosión (m^3/m) que se asemejan al medido en playa Reñaca (Gráfico 1). El parámetro para determinar la efectividad del modelo es el volumen erosionado (V_e) sobre el nivel medio ($z > 0$ m). Este parámetro se calculó como la diferencia entre el perfil inicial (i) y el perfil final (f) integrados en la horizontal del mismo, según la siguiente expresión:

$$V_e = \int_0^{z_{NMM},f} z dx - \int_0^{z_{NMM},i} z dx$$

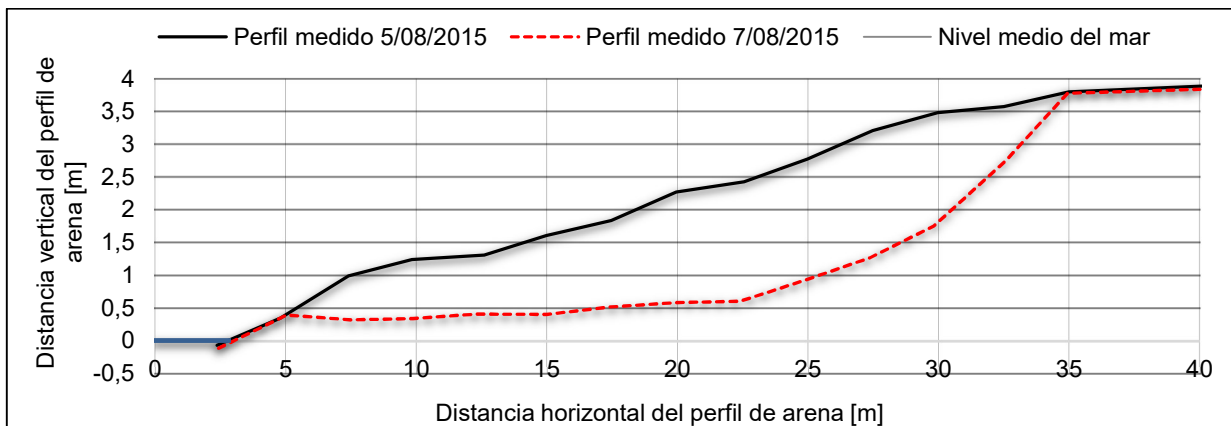
Donde:

z = Nivel medio

z_{NMM} = nivel medio medido

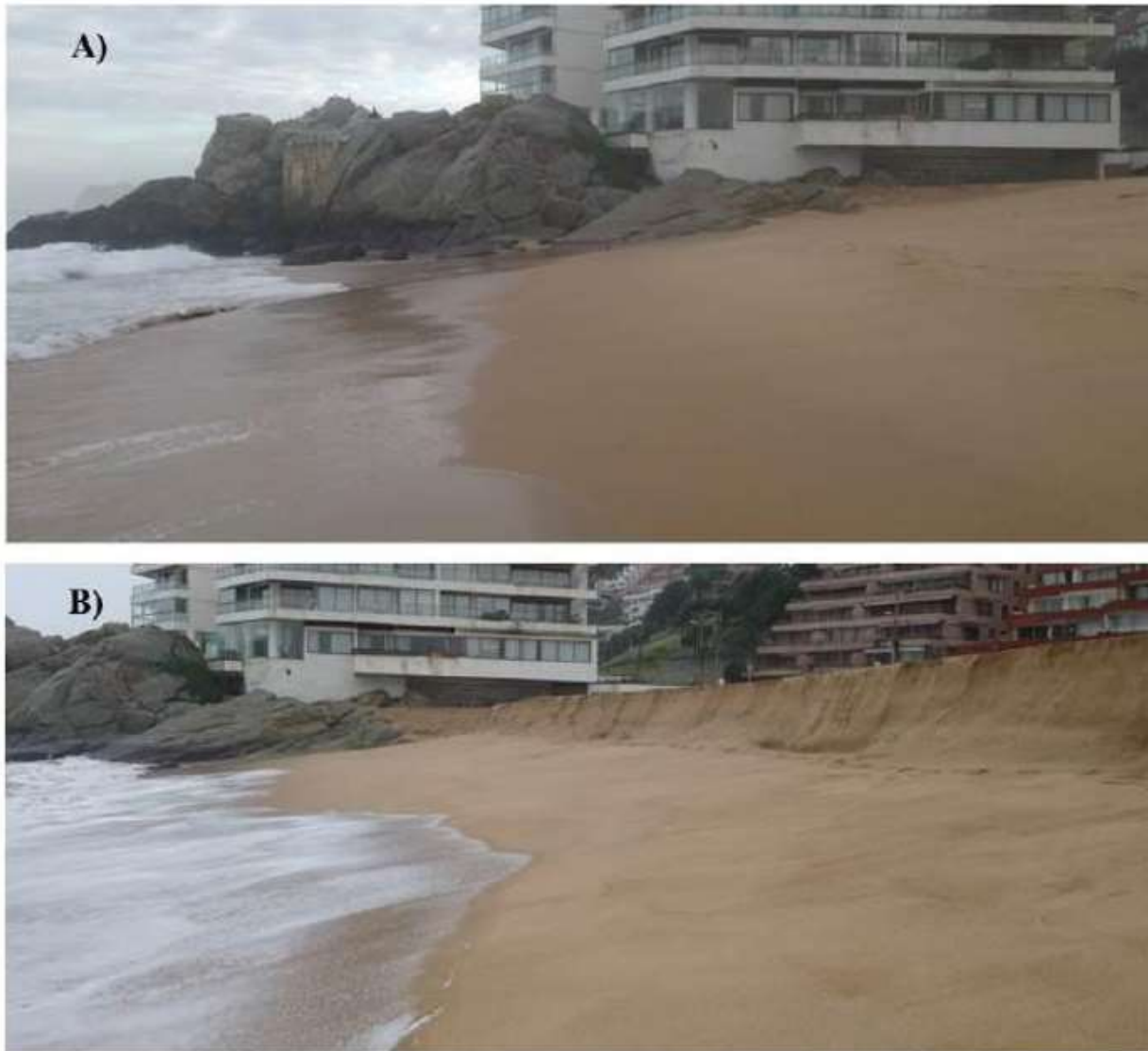
Considerando lo anterior, se calculó que el volumen erosionado medido equivale a $40,84 (m^3/m)$ en el perfil seleccionado de Playa Reñaca. Dicho esto, la simulación deberá estar supeditada a la evolución morfológica medida (Gráfico 2 y Figura 11).

Gráfico 2 - Volumen erosionado en perfil de playa Reñaca



Fuente: Elaboración propia

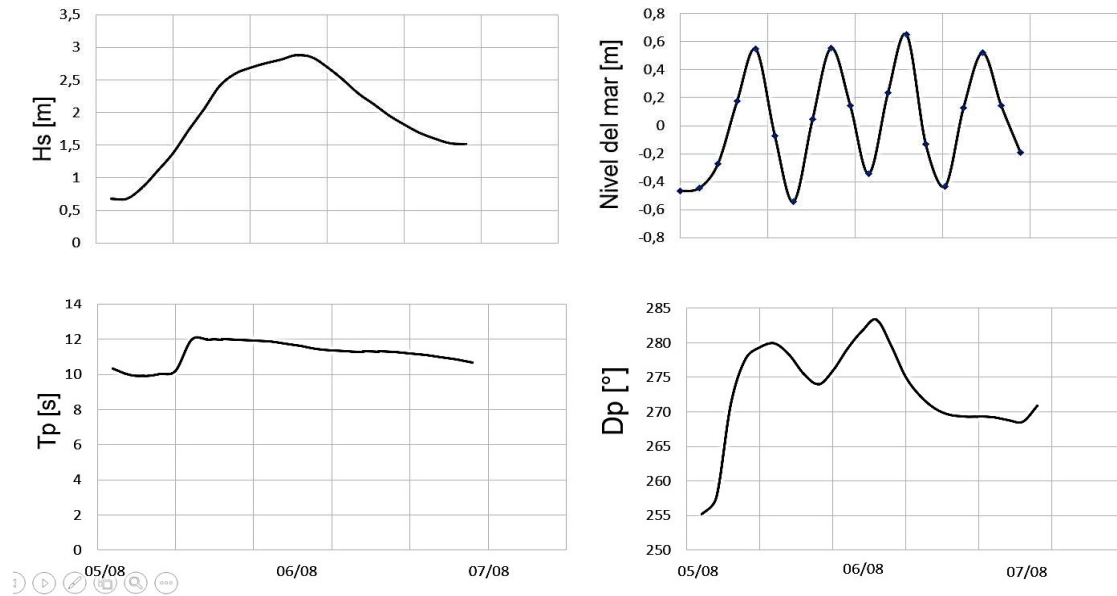
Figura 11 - Evolución morfológica en la parte norte de Reñaca. La fotografía A fue tomada el 4 de agosto del 2015 y la B el 7 de agosto.



Fuente: Martínez et al., 2017

Complementariamente, cabe mencionar que en la simulación numérica se utilizaron los de datos de altura, periodo y dirección de ola que caracterizaron el evento extremo que ocurrió entre el 5 y 7 de agosto 2015 en aguas profundas de la región de Valparaíso (Beyá et al., 2016). Esta información fue definida como condición de borde del modelo espectral SWAN v40.91 (Holthuijsen, 2007), para extraer datos de salida (Gráfico 3) en el vértice $z = -20$ (m), siendo utilizados como datos de entrada para la modelación en Xbeach.

Gráfico 3 - Datos de salida de modelo SWAN a 20 metros de profundidad de playa Reñaca y datos del nivel del mar

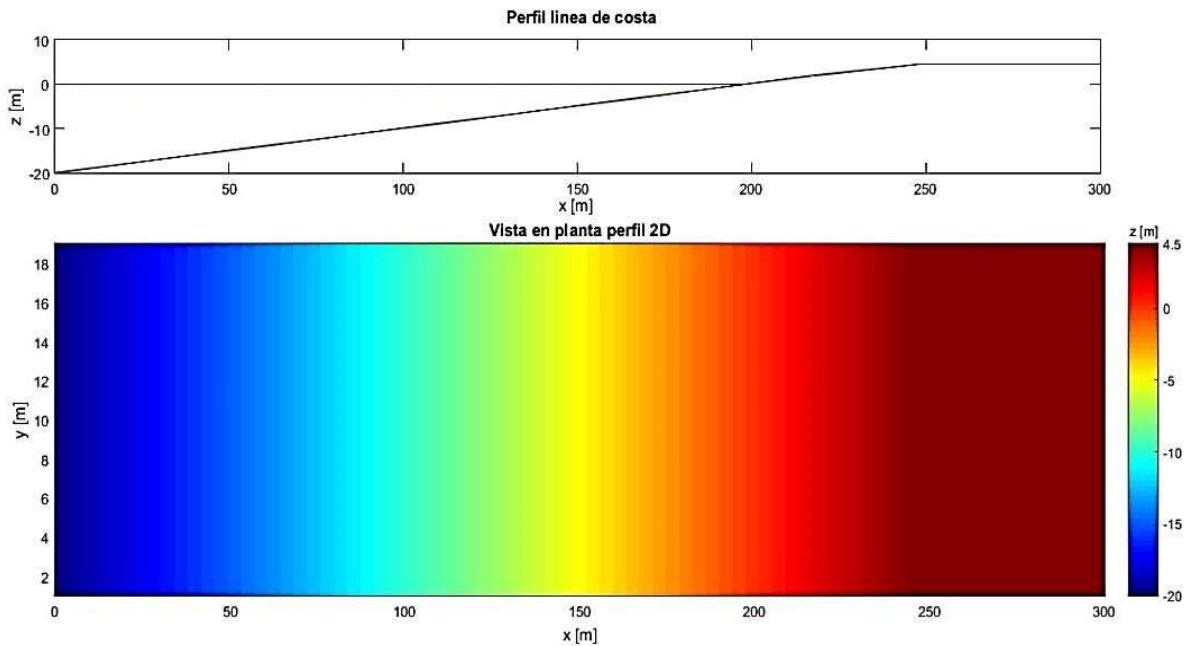


Fuente: elaboración propia

5.2.1.2 Análisis de sensibilidad

Luego de calibrar el evento extremo de oleaje en el modelo, se realizó un análisis de sensibilidad para identificar parámetros significativos que participan en el volumen de erosión (\forall_e) en un perfil batimétrico ideal de playa (Gráfico 4).

Gráfico 4 - Perfil batimétrico ideal de playa con pendiente de 8° , representativa a Playa Reñaca



Fuente: Elaboración propia.

Este análisis consideró una función objetivo que permite cuantificar la evolución morfológica de una playa que depende de variables independientes que interactúan en el medio: altura significativa espectral (H_s), periodo peak (T_p), dirección peak (θ), nivel de marea astronómica (Z_a), nivel de marea meteorológica (Z_m), cambios en el nivel medio del mar (C_{NMM}) (fenómeno ENOS, cambio de fondos, etc.), y pendiente de playa (PP), a través de la siguiente expresión:

$$\partial V_e = \frac{\partial V_e}{\partial H_s} \partial H_s + \frac{\partial V_e}{\partial T_p} \partial T_p + \frac{\partial V_e}{\partial \theta} \partial \theta + \frac{\partial V_e}{\partial Z_a} \partial Z_a + \frac{\partial V_e}{\partial Z_m} \partial Z_m + \frac{\partial V_e}{\partial C_{NMM}} \partial C_{NMM} + \frac{\partial V_e}{\partial PP} \partial PP$$

Puesto que las variables se asumen mutuamente independientes, se evaluó cada parámetro a través de *ceteris paribus* (variación de un parámetro de la función objetivo, mientras los demás permanecen constantes) para obtener 18 simulaciones numéricas (Tabla 7):

Tabla 7 - Análisis de sensibilidad para cada parámetro

N°	Hs [m]	Tp [s]	θ [°]	Za [m]	Zm [m]	Pendiente [°]
1	1, 2, 3, 4 y 5	14	270	Sicigia	Tr 50 años	25
2	1	10,12,14,16 y 18	270	Sicigia	Tr 50 años	25
3	1	14	180,225,270, 315 y 360	Sicigia	Tr 50 años	25
4	1	14	270	Cuadratura y Sicigia	Tr 50 años	25
5	1	14	270	Sicigia	Tr 10,25 y 50 años	25
6	1	14	270	Sicigia	Tr 50 años	1, 8 y 25

Elaboración propia

Los valores de altura significativa espectral de $H_s=1,2,3,4$ y 5 [m] corresponden a valores típicos, entre la región Arica y Parinacota y la región de Los Ríos según el Atlas de oleaje de Chile (Beyá et al., 2016). Los periodos peak analizados de $T_p=10,12,14,16,18$ [s] corresponden a periodos de temporales de gran potencial erosivo, la dirección entre 180 a 360° caracteriza la incidencia del oleaje en la costa en Chile. La marea astronómica constantemente estará en fase de sicigia (1 [m]) y se variará a fase de cuadratura (0,1 [m]), la marea meteorológica fue definida por un análisis de clima extremo en la serie de tiempo registradas por mareógrafos en la bahía de

Valparaíso (*Sea level*), estimando periodos de retorno de: 10, 25 y 50 años (asociados a eventos extremos) siendo 0,78, 0,87 y 0,93 [m] respectivamente y, finalmente la variable pendiente de playa, que variará entre 1, 8 y 25°, donde un 1° representa rompiente de tipo descrestamiento, 8° rompiente de tipo voluta y 25° rompiente de tipo oscilación De forma complementaria, se realizó un análisis de sensibilidad de los cambios en el nivel del mar (Tabla 8) por efectos del fenómeno ENOS y cambios de fondos, con el fin de caracterizar su incidencia en el volumen de erosión.

Tabla 8 - Análisis de sensibilidad de nivel del mar respecto a fenómeno ENOS y cambios de fondo

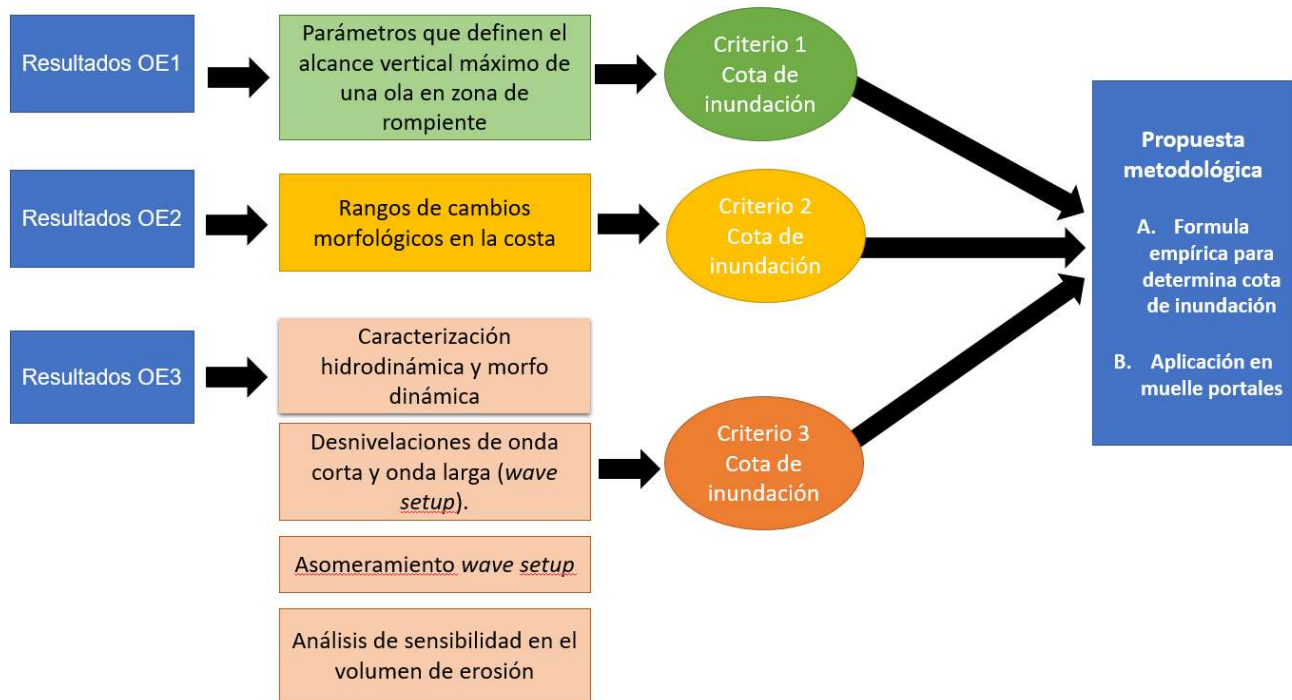
Hs [m]	Tp [s]	Θ [°]	Δz [m]	Caso
1	14	270	0	Caso base
1	14	270	-1.0	Solevantamiento terremoto mediano
1	14	270	-2.0	Solevantamiento terremoto fuerte
1	14	270	1.0	Hundimiento terremoto mediano
1	14	270	2.0	Hundimiento terremoto fuerte
1	14	270	0.3	Niño severo
1	14	270	-0.3	Niña severa

Considerando lo anterior, se describe el comportamiento hidrodinámico en un perfil batimétrico de Playa Reñaca y las componentes que intervienen en la cota de inundación de un muelle en penetración.

5.2.3.1 Objetivo 4: Proponer criterios para calcular la cota del diseño de la plataforma para un muelle en penetración

Para cumplir con el objetivo 4 se analizaron los resultados de los objetivos específicos anteriores (Esquema 2):

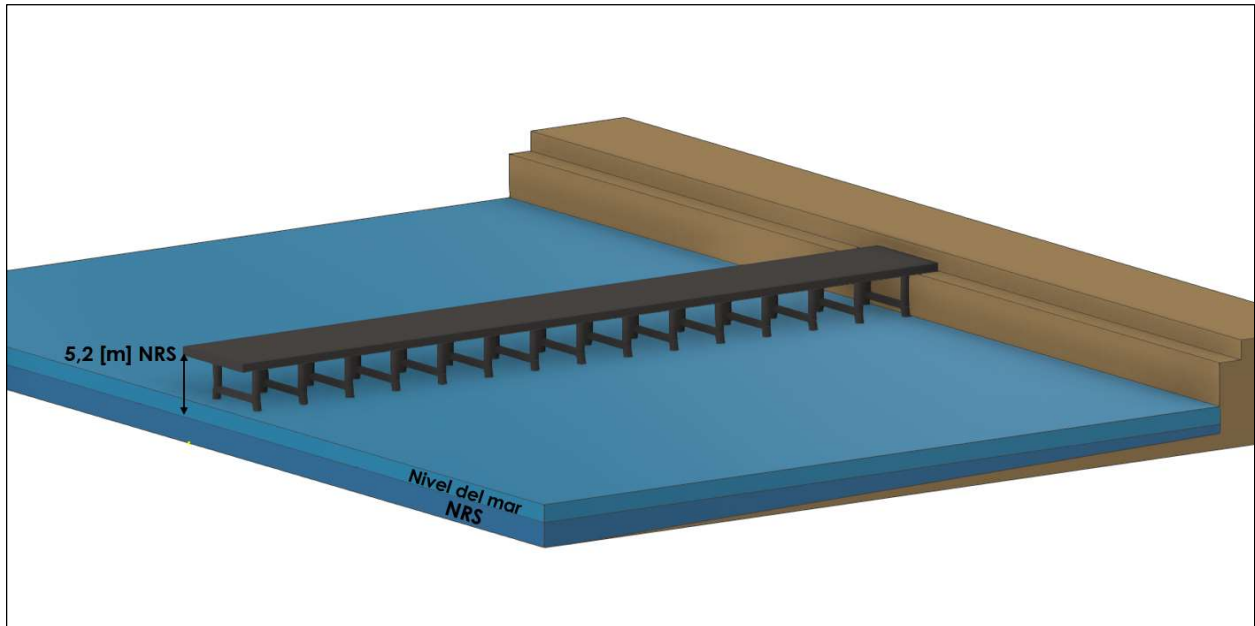
Esquema 2 . Metodología para proponer una metodología de cálculo de la cota de inundación



Fuente: Elaboración propia

En el esquema 2 se proponen criterios de cálculo que incluyen efectos del oleaje, wave setup, fenómeno ENOS, cambios de fondos y factores de seguridad, con el fin de determinar la cota de inundación a lo largo de un muelle en penetración. Esta metodología estará supeditada a un caso conservador y no conservador de los fenómenos, poniéndose a prueba en la bahía de Valparaíso, Caleta Portales. Comparando entre la cota de inundación real del muelle norte (Figura 13) y la calculada mediante esta metodología.

Figura 12 - Niveles de referencia de muelle Norte de Caleta Portales,



Adaptado de planos del Ministerio de Obras Públicas (MOP), 2003, Elaboración propia

6 RESULTADOS POR OBJETIVOS

Este capítulo contiene todos los resultados de los análisis propuestos en la metodología por objetivo.

6.1 OE1: PARÁMETROS QUE INTERVIENEN EN LA COTA DE INUNDACIÓN

La cota de inundación de un muelle depende de los efectos de fondo (refracción, asomeramiento y pendiente de playa), disipación de oleaje y nivel medio del mar. Por lo tanto, se considera que el nivel medio tiende a ser variable por efectos de ondas de distintas frecuencias, determinando diferentes índices con respectivos rangos (Tabla 9):

Tabla 9 - Ondas de distintas frecuencias que afectan NMM

	Parámetros que intervienen en la cota de inundación						
Índice	Aumento futuro del nivel medio del mar por expansión térmica del agua	Aumento del nivel medio del mar por fenómeno del niño	Aumento del nivel medio del mar por efectos de ondas de infragravedad (Wave setup)	Aumento del nivel medio del mar por marea meteorológica	Descenso del nivel medio del mar por fenómeno de la Niña	Aumento del nivel medio del mar por marea astronómicas fase de sicigia	Altura de ola sobre el nivel medio del mar
Variación	0,3 - 0,7 [m]	0,3 [m]	10 – 12% H	Tr 10 años: 0,78 [m] Tr 25 años: 0,87 [m] Tr 50 años: 0,93 [m]	0,3 [m]	1 [m]	η

Según McConnell et al. (2004)

$$\bar{\eta} = \frac{H_{m\acute{a}x}}{2} \exp\left(\frac{2\pi H_{m\acute{a}x}}{L_m}\right)$$

Donde:

$H_{m\acute{a}x}$ = Altura de ola evento extremo

L_m = Longitud de onda, Ahora si suponemos quee puede utilizar la teoría de superposición, respecto a un nivel de reducción de sondas, la cota de inundación (C_i) se podrá calcular teóricamente como (adaptado y modificado, Beyá et al., 2012):

$$C_p = C_i + F_s \text{ [m NRS]}$$

$$C_i = NMM + 0.1 + \eta \text{ [m NRS]}$$

Donde:

$$NMM = NRS + Z_{m.m} + Z_{m.a} + Z_{e.t} + Z_{ni\acute{n}o \text{ o } ni\acute{n}a \text{ severo}}$$

NMM = Nivel medio del mar

$Z_{m,m}$ = Incremento NMM por marea meteorológica

$Z_{m,a}$ = Incremento NMM por marea astronómica

$Z_{e,t}$ = Incremento NMM por expansión térmica sujeto al cambio climático

$Z_{niño\ o\ niña\ severo}$ = Incremento NMM por efectos ENOS

C_p = Cota plataforma muelle

C_i = Cota de inundación

$O.I$ = Onda de infragravedad / *wave setup*

FS = Factor de seguridad Air Gap

Considerando lo anterior, el cálculo de la cota de inundación se debe subdividir en una escenario conservador y no conservador, a través de una interpretación criteriosa de las filosofías y principios de diseño de las estructuras costeras aceptadas por la práctica nacional.

6.2 OE2: RANGO DE CAMBIOS MORFOLÓGICOS REGISTRADOS POR EFECTOS SÍSMICOS EN CHILE

Para el cumplimiento de este objetivo específico se identificó los rangos de cambios morfológicos costeros (Tabla 10) registrados post terremoto 2010 para cada zona regional afectada. Estos rangos estarán comandados por un escenario conservador y no conservador al momento de efectuar un diseño de una estructura costera, Dicho esto, representan efectos potenciales que pueden ocurrir nuevamente en un futuro y deben ser implementadas en el cálculo de la cota de inundación de un muelle en penetración.

Tabla 10 - Rangos de cambios morfológicos en algunas regiones de Chile

Región de Chile	Conservador		No conservador	
	Solevantamiento máximo [m]	Hundimiento máximo [m]	Solevantamiento mínimos [m]	Hundimiento mínimo [m]
Valparaíso	No hay registros	-0.35	No hay registros	-0.15
Libertador General Bernardo O'Higgins	No hay registros	-1.0 ± 0.2	No hay registros	-0.35 ± 0.05
Maule	No hay registros	-0.6 ± 0.1	No hay registros	-0.35 ± 0.05
Ñuble	No hay registros	-1.0 ± 0.2	0.2 ± 0.1	-0.3 ± 0.1
Bio Bio	2 ± 0.2	-1.2 ± 0.1	1.4 ± 0.1	-0.4 ± 0.1
Araucanía	2.5 ± 0.1	No hay registros	0.1 ± 0.05	-0.3 ± 0.1
Ríos y Lagos	2.2 ± 0.2	-0.4 ± 0.1	0.1 ± 0.1	No hay registros

Fuente: Elaboración propia

6.3 OE3: A) RESULTADOS DE CALIBRACIÓN

6.3.1.1 MODÚLO MORFODINÁMICO

La calibración del modelo número Xbeach se realizó con 119 simulaciones variando el rango de *facua* y *break*, obteniendo todas las combinaciones posibles de volúmenes de erosión del perfil batimétrico de la Playa Reñaca, debido al evento extremo ocurrido entre el 5 y 7 de agosto del 2015 (Tabla 11)

Tabla 11 – Resultados de calibración del modelo numérico Xbeach respecto a los parámetros *facua* y *break*

Calibración	Parámetro <i>break</i>						
Parámetro <i>facua</i>	2DH	1D	1D	2DH	1D	2DH	1D
	Transiente Roelvink1	Transiente Roelvink1	Estacionario Baldock	Transiente Roelvink_daly	Transiente Roelvink_daly	Transiente Roelvink2	Transiente Roelvink2
	Volumen erosionado simulado (m^3/m)						
0.100	113,65	94,08	51,87	119,84	99,16	114,58	100,21
0.125	111,81	84,83	45,43	111,01	95,58	113,77	97,91
0.150	107,66	80,75	39,70	107,84	93,70	98,60	93,21
0.175	98,86	78,75	34,38	105,09	88,99	95,15	89,91
0.200	93,56	76,62	31,23	101,90	84,41	93,84	85,12
0.225	92,32	65,78	28,80	96,23	80,15	91,17	76,57
0.250	84,35	61,23	22,63	92,73	78,59	88,63	73,15
0.275	81,25	56,52	17,14	86,98	74,70	87,02	71,32
0.300	77,97	54,70	15,53	83,55	69,74	81,74	69,83
0.325	66,51	44,96	11,24	80,57	67,91	80,20	64,08
0.350	60,91	38,14	9,67	74,99	64,92	75,51	60,56
0.375	51,95	33,24	8,63	70,23	59,65	66,78	49,03
0.400	48,00	32,41	7,18	66,33	58,89	63,55	45,07
0.425	40,95	28,81	2,93	57,46	57,55	59,94	38,58
0.450	33,84	25,33	2,41	47,91	50,09	45,25	36,91
0.475	31,90	19,71	1,63	44,52	39,46	43,15	31,18
0.500	27,03	16,71	1,27	40,21	36,09	35,70	25,43

En la calibración se obtuvieron 7 resultados (Tabla 11) similares al volumen erosionado medido, sin embargo, la combinación *facua* 0,425 y *break* Roelvink1 posee el mejor ajuste (Tabla 12) de mínimos cuadrados R^2 (entre perfil erosionado medido y perfil modelado), ya que no solo depende del volumen, sino que también de su geometría en la evolución morfológica (Gráfico 4). En este contexto, en el Gráfico 5 se observa que la erosión en el perfil de playa Reñaca puede tener una variación vertical de hasta 2 [m]

Tabla 12 . Volúmenes de erosión modelados similares al medido

Modo de análisis	facua	break	Volumen de erosión (m^3/m)	R ²
2D Transiente	0,425	Roelvink1	40,95	0,9815
1D Transiente	0,350	Roelvink1	38,14	0,9501
2D Transiente	0,475	Roelvink 2 (default)	43,15	0,9683
1D Transiente	0,425	Roelvink 2 (default)	38,58	0,9431
2D Transiente	0,500	Roelvink_daly	40,21	0,9399
1D Transiente	0,475	Roelvink_daly	39,46	0,9184
1D Estacionario	0,150	Baldock	39,70	0,8589

Gráfico 5 -Simulación perfil Playa Reñaca mejor ajustado con facua 0,425 y break Roelvink1

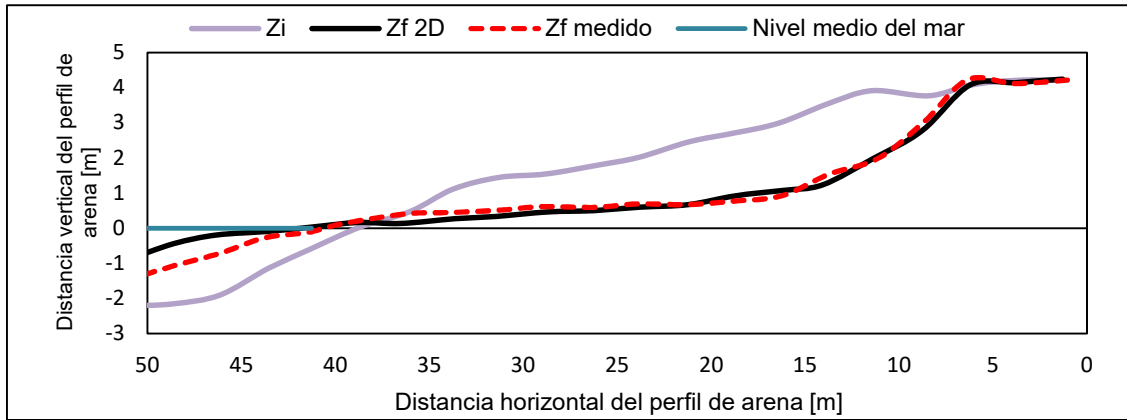
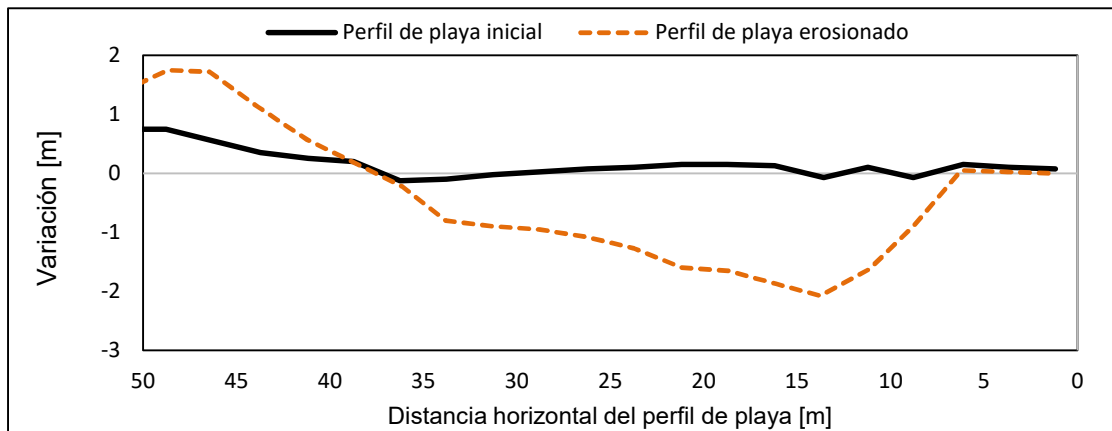


Gráfico 6 – Variación vertical entre perfil de arena inicial y erosionado. Perfil mejor ajustado con facua 0,425 y break Roelvink1



6.3.1.2 MÓDULO HIDRODINÁMICO

El módulo hidrodinámico de Xbeach para este estudio en particular se validó tras calibrar el volumen erosionado y configuración morfológica de un perfil de la playa Reñaca, por lo tanto, los datos que se presentan están basados en los resultados de mejor ajuste (tabla x). Donde altura de ola cuadrática media (Hrms) está representada por la envolvente de la onda corta (oleaje) y la onda larga en 1 y 2 dimensiones con carácter transiente y estacionario (Gráfico 6 y 7).

Gráfico 7 - Envolvente de ondas cortas del evento extremo de oleaje (05/08/15 – 07/08/15) calibrado.

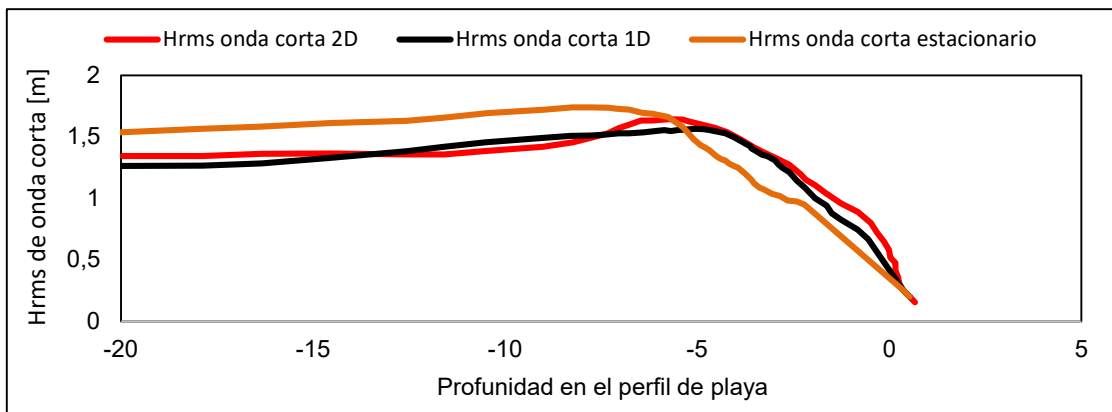
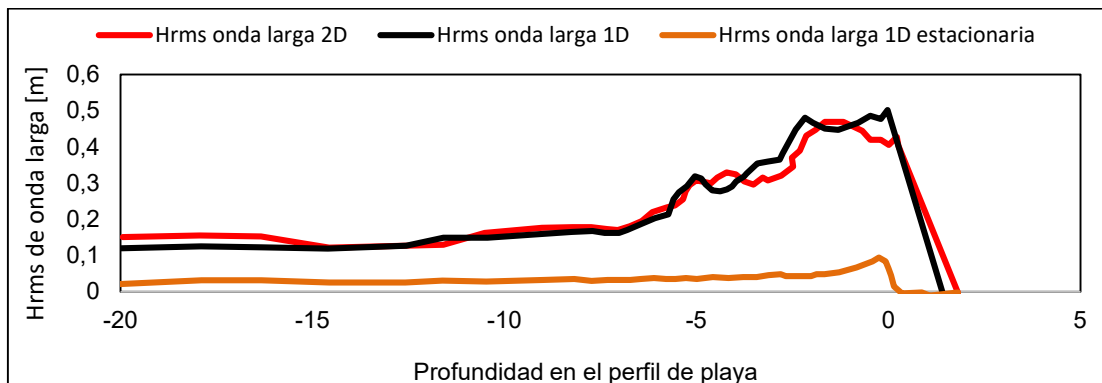
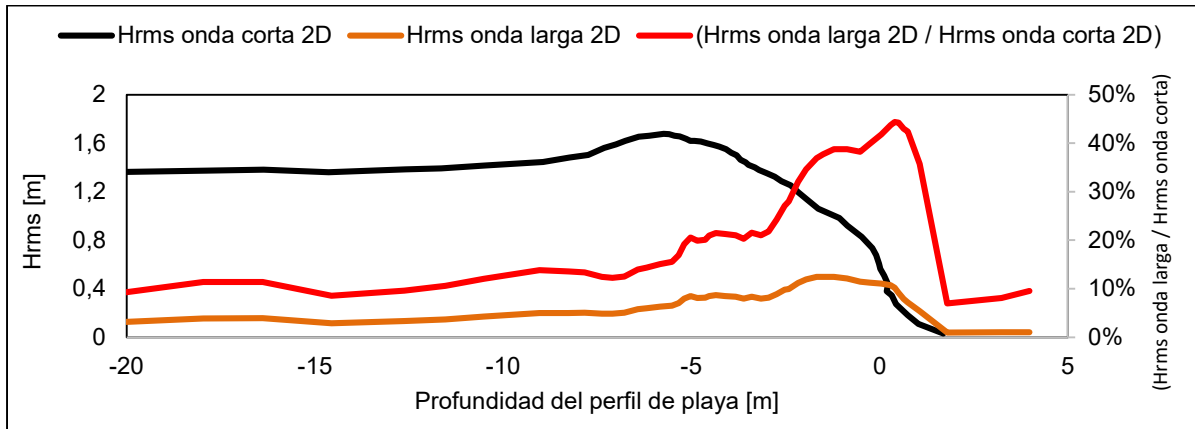


Gráfico 8 - Envolvente de ondas larga del evento extremo de oleaje (05/08/15 – 07/08/15) calibrado.



En el Gráfico 6 se observa que la envolvente de la onda corta (oleaje) para cada tipo de análisis es similar, no obstante, en el Gráfico 7 la onda larga en el modo estacionario es despreciable para los cálculos del modelo; resultando hasta 6 veces más pequeña que el modo transiente. En este contexto, se hizo una comparación entre la envolvente de la onda corta y la onda larga (Gráfico 8) con el fin de entender su relación respecto a la profundidad y disipación:

Gráfico 9 – Relación de Hrms entre onda corta y larga del evento extremo de oleaje (05/08/15 – 07/08/15)



En el Gráfico 9 se observa que la envolvente de la onda de larga (*Wave setup*) en 1 y 2 dimensiones para profundidades mayores a 5 [m], representa el 12 % de la altura de la onda corta (Hrms), de lo contrario, en el proceso de disipación (transferencia de energía de la onda corta a la onda larga) donde incrementa su altura entre un 40 y 50 % (Tabla 13).

Tabla 13 - Relación entre Hrms de onda larga y onda corta para profundidades mayores y menores de 5 metros

Modo de análisis	<i>facua</i>	<i>break</i>	R ²	$\bar{\%} \left(\frac{Hrms_{onda\ larga}}{Hrms_{onda\ corta}} \right)$ hasta los 5 m de profundidad	$\bar{\%} \left(\frac{Hrms_{onda\ larga}}{Hrms_{onda\ corta}} \right)$ sobre los 5 m de profundidad
2D Transiente	0,425	Roelvink1	0,9815	11,22	52,66
1D Transiente	0,350	Roelvink1	0,9501	12	47
2D Transiente	0,475	Roelvink 2 (default)	0,9683	12	42
1D Transiente	0,425	Roelvink 2 (default)	0,9431	11	46
2D Transiente	0,500	Roelvink_daly	0,9399	12	64
1D Transiente	0,475	Roelvink_day	0,9184	12	43
1D Estacionario	0,150	Baldock	0,8589	2	5

Considerando los resultados del módulo hidrodinámico, se puede aseverar que el modo estacionario de Xbeach no se resuelve ecuaciones de onda larga, es por esto, que el volumen de erosión modelado (*facua 0,425*) tras los efectos del evento extremo en el perfil de Reñaca puede disminuir hasta 14 veces respecto al real (Tabla 13), lo que implica que la incorporación de la onda larga en el fenómeno de erosión es sumamente importante. Cabe mencionar que la velocidad orbital entre la onda corta y la onda larga son bastante similares (Gráfico 10 y 11), por lo tanto, al momento que ocurre la rotura de oleaje podrían existir cargas hidrodinámicas similares en la estructura con un desfase de 180°.

Gráfico 10 - Velocidad orbital de la onda corta para el modo surfbeat en 1 y 2 dimensiones, y para el modo estacionario 1D

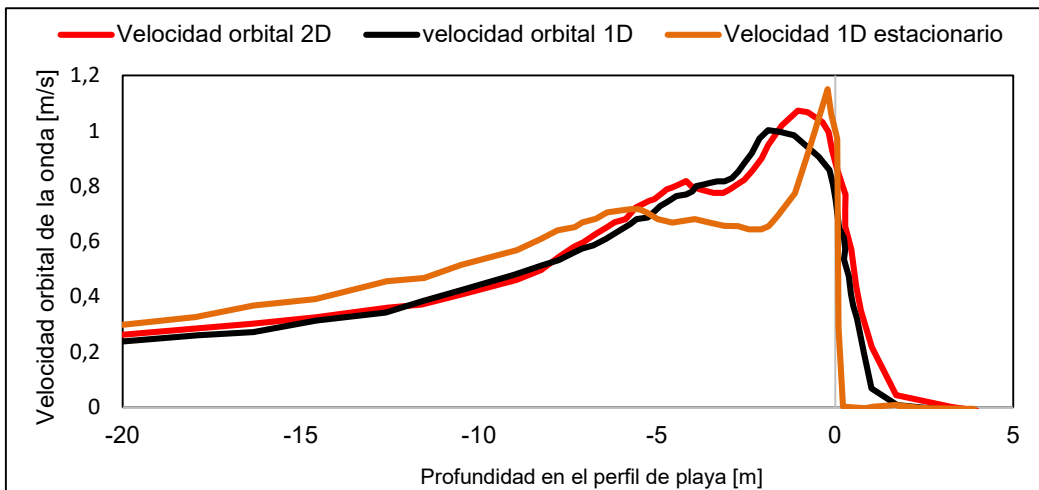
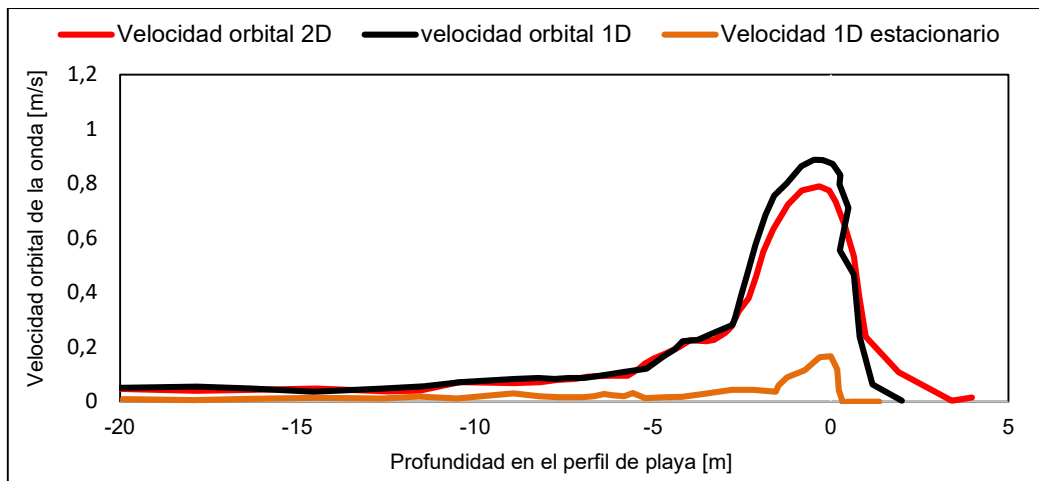


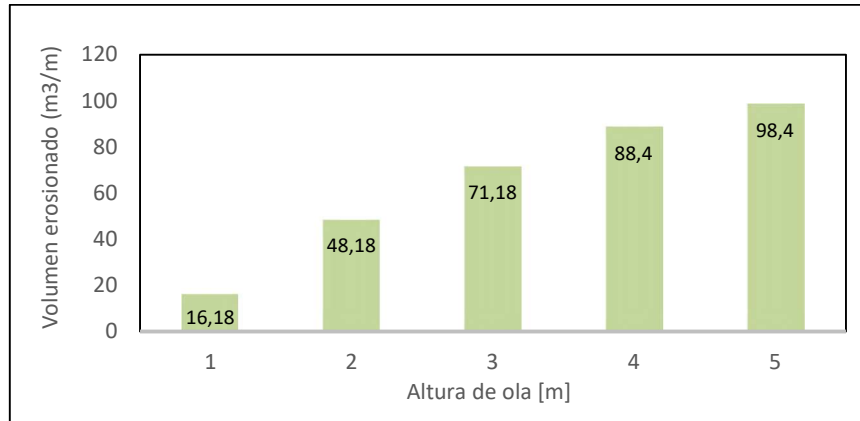
Gráfico 11 - Velocidad orbital de la onda larga para el modo surfbeat en 1 y 2 dimensiones, y para el modo estacionario 1D



6.4 OE3: B) RESULTADOS DE ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

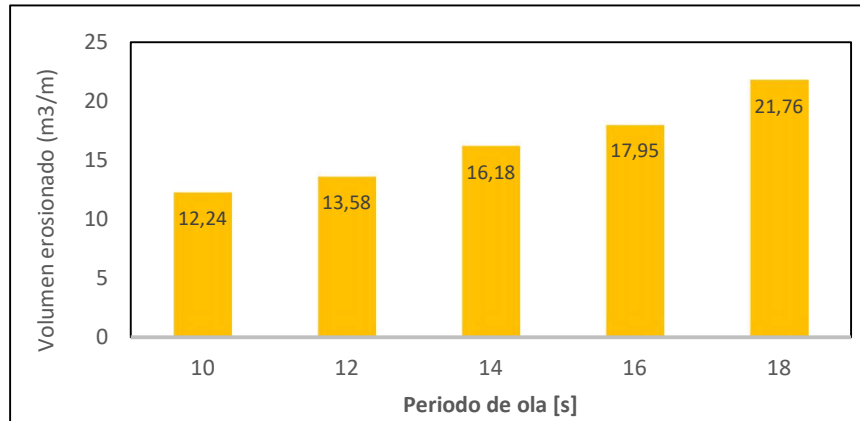
En esta sección se presentan los resultados del análisis de sensibilidad para cada parámetro de la función objetivo respecto a la metodología propuesta:

Gráfico 12 - Análisis de sensibilidad de nivel de marea astronómica en función objetivo



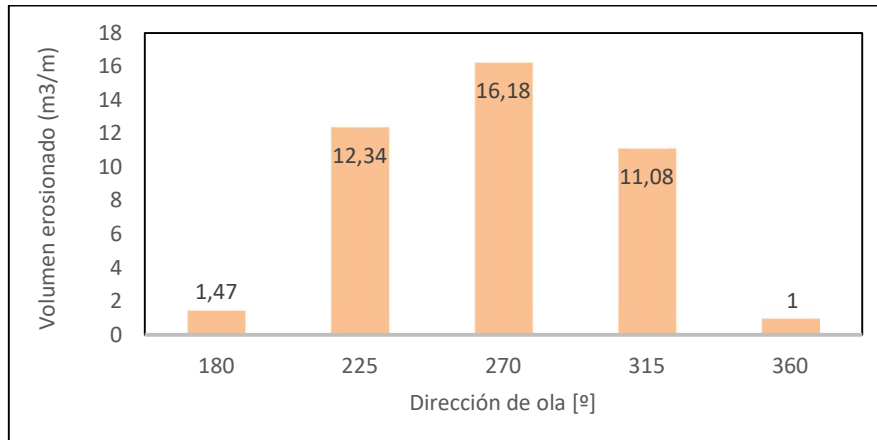
En el Gráfico 12 se observa que la altura de ola tiene una sensibilidad alta con respecto al volumen de erosión, por lo tanto, se aprecia que a una altura de ola de 5 [m] erosiona $98,4 \text{ m}^3/\text{m}$, mientras que una ola de 2 [m] erosiona $48,18 \text{ m}^3/\text{m}$, casi un 50% menos de volumen.

Gráfico 13 - Análisis de sensibilidad del periodo de ola en función objetivo



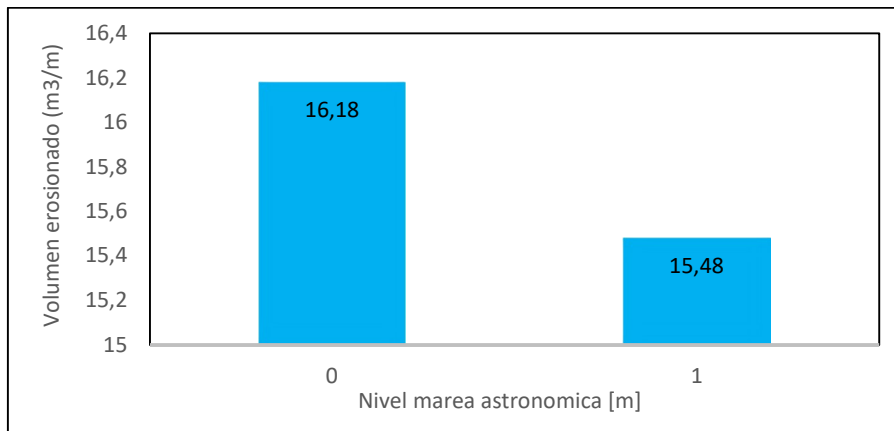
En el Gráfico 13 se observa que el periodo de ola tiene una sensibilidad alta respecto al volumen de erosión, describiendo que para un periodo de 18 [s] se erosiona un volumen de $21,76 \text{ m}^3/\text{m}$ mientras que para un periodo de 10 [s] $12,24 \text{ m}^3/\text{m}$.

Gráfico 14 - Análisis de sensibilidad de dirección de ola en función objetivo



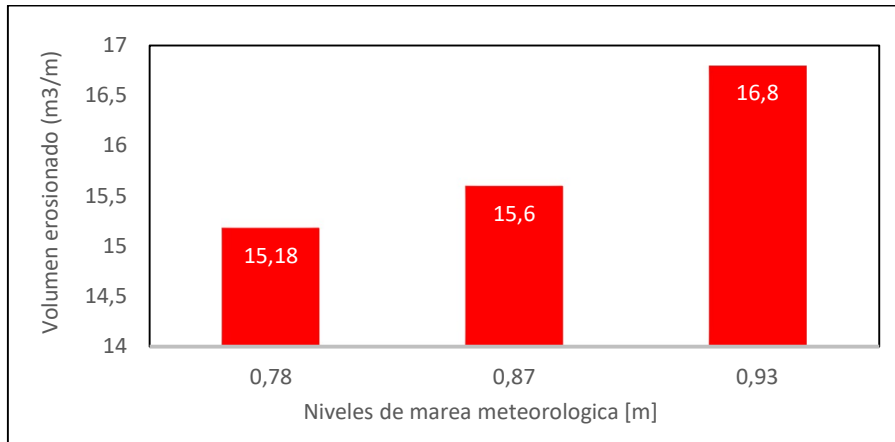
En el Gráfico 14 se observa que la dirección de la ola es altamente sensible en la función objetivo, por lo tanto, se describe que, si la ola es perpendicular a la costa, es decir, proveniente de una dirección de 270° la erosión será mayor, mientras que disminuye cuando se hace paralela a la costa.

Gráfico 15- Análisis de sensibilidad de nivel de marea astronómica en función objetivo



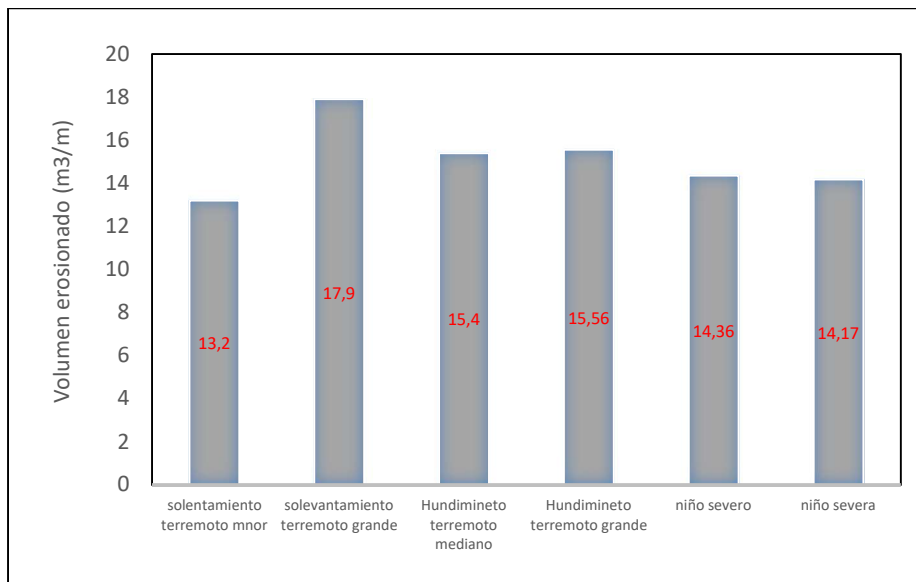
En el Gráfico 15 se observa que la marea astronómica en sicigia y en cuadratura es sensiblemente baja respecto a la función objetivo, vale decir, que la diferencia de erosión por cambios en el nivel del mar es despreciable, siendo aproximadamente $1 \text{ m}^3/m$.

Grafico 16 - Análisis de sensibilidad de nivel marea meteorológica en función objetivo



En el Gráfico 16 se observa que la marea meteorológica respecto a la función objetivo tiene una sensibilidad baja, por lo tanto, variaciones en el nivel del mar en diferentes periodos de retorno es despreciable

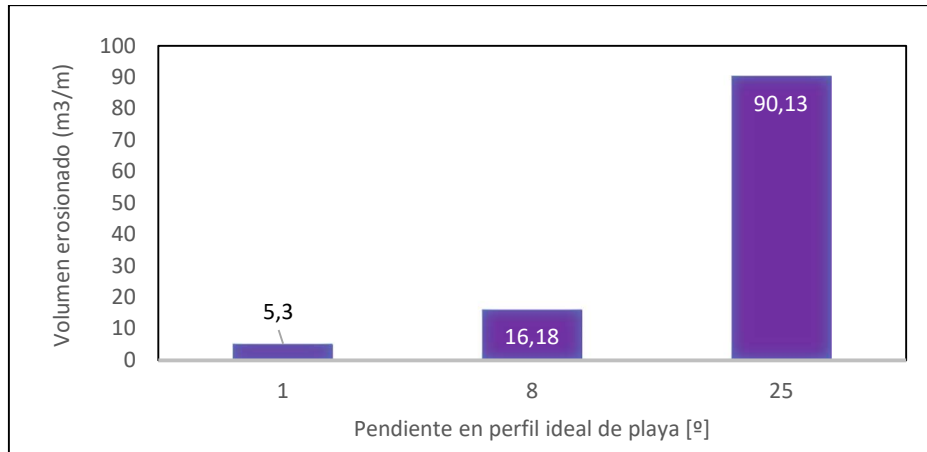
Grafico 17 . Análisis de sensibilidad del fenómeno ENOS y cambios de fondo meteorológica en función objetivo



En el Gráfico 17 se observa que los cambios del nivel medio del mar por efectos del fenómeno ENOS y cambios morfológicos es de baja sensibilidad respecto a la función objetivo. Las diferencias son despreciables entre el niño y niña severa, mientras que entre el hundimiento y solevantamiento causados por terremotos es similar. Sin embargo, caber mencionar que el

solevantamiento de un terremoto grande tiene mayores efectos en el volumen de erosión respecto a los demás parámetros evaluados.

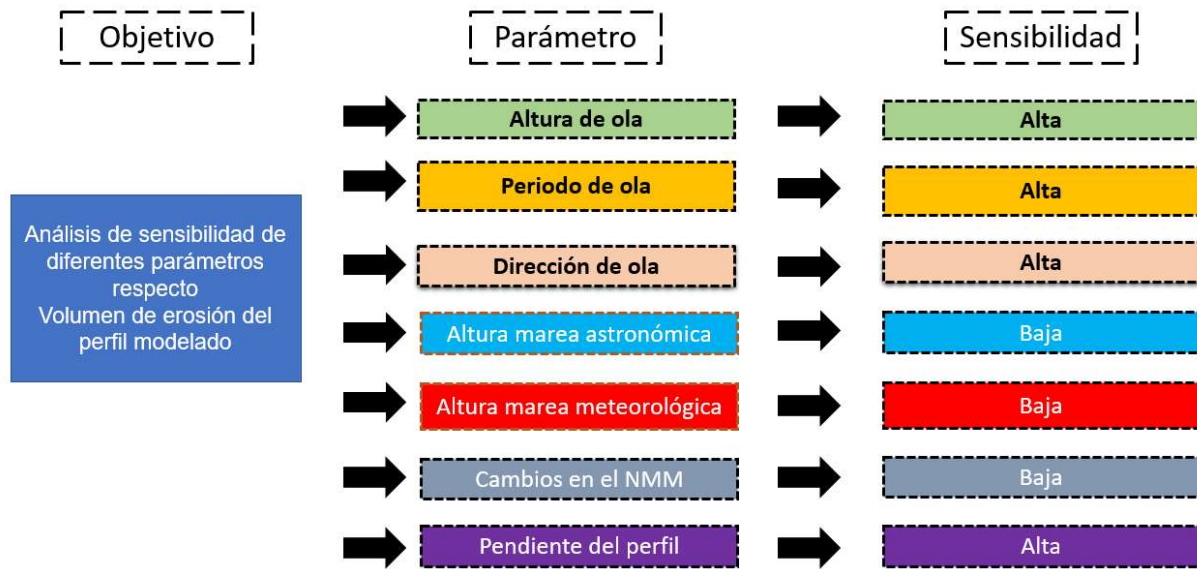
Grafico 18 - Análisis de sensibilidad de la pendiente del perfil en función objetivo



Finalmente, en el Grafico 18, se observa que pendiente en el perfil de playa es altamente sensible en la función objetivo siendo bastante erosiva en perfiles con pendiente fuerte de 25°, mientras que para 8° es considerable y para 1° es despreciable. Cabe mencionar que la pendiente de playa está relacionado directamente al carácter disipativa del perfil de playa.

Considerando lo anterior, en el Esquema 3 se resume la sensibilidad por parámetro respecto a la función objetivo, vale decir, respecto al volumen erosionado en un perfil de playa.

Esquema 3 . Análisis de cada parámetro respecto a la función objetivo



6.5 OE4: A) PROPUESTA METODOLOGICA

6.5.1.1 Factores generales que se incluyen en el diseño de la cota de inundación de un muelle

Considerando los resultados obtenidos, se propone una metodología de cálculo para determinar la cota de inundación a lo largo de un muelle en penetración. Esta metodología debe complementarse con otras existentes respecto al diseño estructural de obras marítimas. En este contexto, se toma como referencia la metodología propuesta por McConnell et al., 2004 de carácter secuencial que incluye múltiples factores:

- i. Selección de la vida útil
- ii. Futuro nivel del mar
- iii. Análisis de sensibilidad de parámetros de diseño
- iv. Evento de diseño asociado a un periodo de retorno
- v. Diseño determinista
- vi. Diseño probabilístico
- vii. Cargas de arrastre por oleaje y corrientes
- viii. Cargas de sobrepaso (importante pero frecuentemente ignorado)
- ix. Cargas de impacto
- x. Cargas de levante
- xi. Cambios morfológicos de la línea de costa (erosión. acreción socavación, etc.)

Estos factores son necesarios para el diseño de un muelle, sin embargo, en este estudio solo se está determinando la cota de inundación, por lo tanto, se ofrece solución solo a una parte del problema. Dicho esto, el objetivo es conocer las posibles cotas de inundación de un muelle en un escenario conservador y no conservador, sin embargo, variarán respecto a la vida útil de la estructura costera que está supeditado al evento hidráulico de diseño, definido a criterio por el equipo de profesionales. Por lo tanto, para este caso en particular se propone un estándar de clasificación del tipo de obra según el nivel de seguridad requerido, tal como lo hace ROM 0,2-90:

Tabla 14 - Vida útil para tipos de obra, adaptado de ROM 0.2 - 90

Vida útil mínima para infraestructuras costeras de carácter definitivo (años)			
Tipo de obra o instalación	Nivel de seguridad requerido		
	Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3
Infraestructura de carácter general	25	50	100
Infraestructura de carácter industrial	15	25	50

En la Tabla 14 se observa que la Infraestructura de carácter general presenta mayor nivel de seguridad en términos de vida útil, de lo contrario, las infraestructuras de carácter industrial como: puertos, cargaderos de minerales, plataformas de extracción de petróleo, entre otros, tienen un nivel de seguridad menor. Como consecuencia, se definen los niveles de seguridad:

- a) **Nivel 1:** Obras de interés local o auxiliares. Pequeño riesgo en vidas humanas o daños medioambientales
- b) **Nivel 2:** Obras de interés general. Riesgo moderado de vidas humanas o daños medioambientales
- c) **Nivel 3:** Obras de instalación contra inundaciones. Riesgo elevado de pérdidas humanas o daño medio ambiental.

Es por esto, que basado en los resultados del estudio y las metodologías existentes se determinó que la cota de inundación de un muelle es la adición entre el oleaje y los parámetros que incrementan el nivel medio del mar, por lo tanto, en la Tabla 15 se proponen los siguientes valores de diseño en un caso conservador y no conservador para cada parámetro:

Tabla 15 - Valores de diseño para determinar la cota de inundación de un muelle

Escenario conservador						
Tr [años]	Δz					
	Hundimiento	Niño severo	Expansión térmica	Onda larga	Altura de ola	Factor de seguridad
5-10	0,15 [m]	+0,3 [m]	0,46 [m]	0,12Hs [m]	η [m]	0,5 [m]
10-25	+0,3 [m]	+0,3 [m]	0,46 [m]			
25-50	+1,2 [m]	+0,3 [m]	0,74 [m]			1 [m]
50-100	+1,2 [m]	+0,3 [m]	0,74 [m]			
Escenario no conservador						
Tr [años]	Δz					
	Hundimiento	Niño severo	Expansión térmica	Onda larga	Altura de ola	Factor de seguridad
5-10	-	-	0,34 [m]	0,12Hs [m]	η [m]	-
10-25	-	-	0,34 [m]			
25-50	+0,15 [m]	+0,3 [m]	0,5 [m]			0,5 [m]
50-100	+0,30 [m]	+0,3 [m]	0,5 [m]			

Cabe mencionar que marea meteorológica y altura de ola significativa en el diseño de la cota de inundación debe contemplar un estudio de clima extremo, es decir, que se debe generar una relación entre vida útil de la infraestructura y el periodo de retorno de la variable.

6.5.2 Metodología de cálculo

En este subcapítulo se presenta la metodología para determinar la cota de inundación de un muelle, a través de los siguientes pasos:

- xii. Determinar tipo de obra o infraestructura.
- xiii. Determinar nivel de seguridad respecto a su finalidad.
- xiv. Determinar clima medio y extremo de oleaje respecto a la estadística disponible.
- xv. Determinar la zona de rompiente en la infraestructura costera.
- xvi. Determinar evento de diseño (Hs) con un periodo de retorno que se relacione con la vida útil de la estructura.
- xvii. Identificar niveles de marea astronómica según corresponda (Extensión de información, zona geográfica, etc.).

xviii. Identificar niveles de marea meteorológica, según corresponda (de forma empírica a través de presión y viento o por análisis estadístico). Este valor debe estar asociado al periodo de retorno de diseño.

xix. Asumir que todas las ondas que afectan el alcance vertical de la ola en zona de rompiente poseen la misma fase, con el fin de realizar la superposición de ondas.

xx. Se deben considerar los valores de diseño que alzan el nivel medio del mar en la tabla 16, con sus respectivos escenarios y periodo de retorno.

xxi. Finalmente se calcula la cota de inundación a través de la siguiente expresión:

$$C_i = NMM + O.I + \eta + C.F \quad [m]$$

Donde:

a) NMM es el nivel medio del mar

$$NMM = NRS + Z_{m.m Tr \text{ años}} + Z_{m.a \text{ sicigia}} + Z_{e.t} + Z_{niño \text{ severo}} [m]$$

b) $O.I$ es la onda de gravedad o *wave setup* que presenta el 12 % de la altura de ola de diseño, asociada a un periodo de retorno

$$O.I = 0,12H_{tr}$$

c) η es la elevación que tiene la altura de ola sobre el nivel medio del mar

d) $C.F$ es el cambio de fondo que se produce por hundimiento del fondo por efectos sísmicos

e) $F.S$ es un factor de seguridad denominado air gap o espacio de aire que determina el espacio entre la elevación máxima de la ola y la plataforma del muelle.

6.6 OE4: B) EJEMPLIFICACIÓN SIMPLIFICADA DE LA METODOLOGÍA

Finalmente, considerado lo anterior la metodología propuesta se ejemplifica con el muelle norte de Caleta Portales, Valparaíso. La cota de inundación de este muelle se ubica 5,2 [m] NRS y es catalogada como una obra de carácter industrial con nivel de seguridad 2, por lo tanto, se propone una vida útil de 25 años para esta estructura, ya que se desconoce la vida útil real con la que se diseñó el muelle. Para simplificar el problema, no se calculó el clima medio y extremo de oleaje, sino que solamente se asumieron valores para cada periodo de retorno. Dicho esto, también se realizó para los niveles de marea astronómica y marea meteorológica (Tabla 16).

Tabla 16 - Valores propuesto para análisis de metodología

Variables	Valores
NRS Valparaíso	0,92 [m]
Marea astronómica	0,5 [m]
Marea meteorológica	Tr 10 años, 0,76 [m] Tr 25 años 0,83 [m] Tr 50 años 0,93 [m]
Altura de ola de diseño a 20 metros de profundidad	Tr 10 años: 2 [m] Tr 25 años 2,7 [m] Tr 50 años 3,5 [m]
Aumento del nivel del mar por expansión térmica	Ver Tabla 15
Wave setup (onda larga)	Tr 10 años: 0,24 [m] Tr 25 años 0,324 [m] Tr 50 años 0,42 [m]
η Elevación sobre el nivel medio	Tr 10 años: 1,1 [m] Tr 25 años 1,485 [m] Tr 50 años: 1,925 [m]
Cambio de fondo por hundimiento	Ver Tabla 15
Factor de seguridad	Ver Tabla 15

6.6.1 Resultados

Finalmente se ha determinado la cota de inundación a través de la metodología propuesta, caracterizada en la presente tabla:

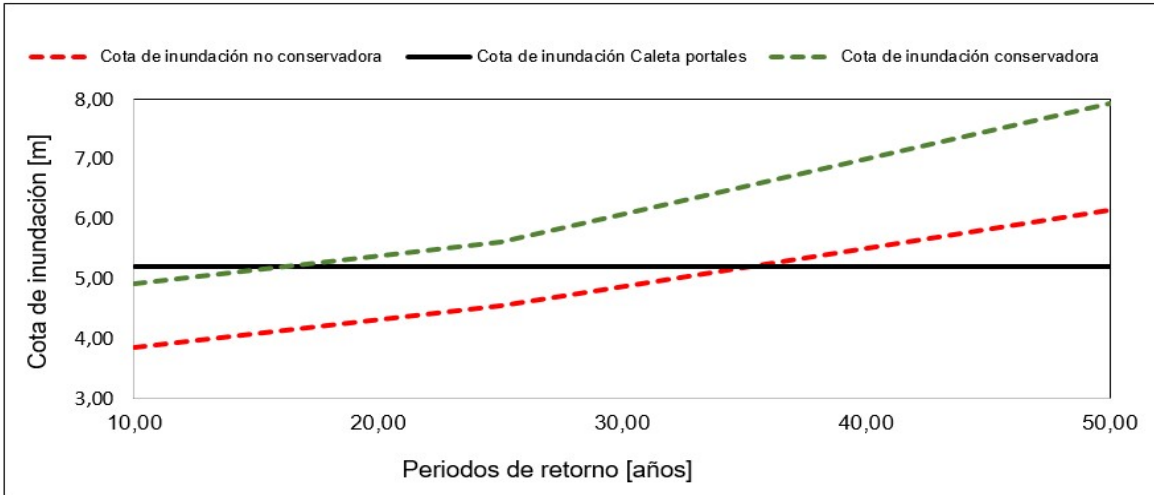
Tabla 17 - Cota de inundación para cada periodo de retorno de muelle Caleta portales

Escenario conservador	
Cota de inundación	Distancia desde el NRS
C_i de 10 años	4,93 [m] NRS
C_i de 25 años	5,62 [m] NRS
C_i de 50 años	7,93 [m] NRS
Escenario no conservador	
Cota de inundación	Distancia desde el NRS
C_i de 10 años	3,86 [m] NRS
C_i de 25 años	4,55 [m] NRS
C_i de 50 años	6,15 [m] NRS

Estos valores están sujetos a cada periodo de retorno desde el nivel de reducción de sonda (Gráfico 19). Los valores de diseño del muelle real se desconocen, pero a través de esta metodología se puede suponer que el muelle de caleta portales se diseñó con una vida útil de 25 años respecto a los valores de un escenario conservador. Como consecuencia, si el diseño real hubiera considerado con un periodo de retorno de 50 años para cualquiera de los dos

escenarios, quizás para el evento extremo del 8 de agosto del 2015 no se hubieran destruido las losas de la plataforma (Winckler et al., 2015).

Gráfico 19 – Cota de inundación del muelle Caleta Portales, Valparaíso con la metodología propuesta



7 CONCLUSIONES

7.1 MORFODINÁMICA

- Para calibrar un modelo morfodinámico en Xbeach se deben realizar extensas simulaciones debido a que depende del transporte de sedimentos (diámetro medio de sedimento, velocidad de corriente, velocidades orbitales de ondas, morfología costera, etc) y del tipo de rompiente que da origen a la morfología costera, por lo tanto, estos parámetros son muy sensibles e importantes para determinar la erosión de un perfil batimétrico de playa
- La calibración del volumen erosivo por *facua* 0,425 y *break Roelvink1* solo pertenece al perfil playa analizado en Reñaca, ya que estos parámetros dependen sustancialmente de la caracterización hidrodinámica y morfodinámica local, por lo tanto, antes de modelar la erosión, se debe efectuar una calibración del modelo.
- Las ecuaciones de onda larga en un modelo morfodinámico son necesarias para calcular la erosión en los perfiles de playa, de lo contrario, podría disminuir hasta 14 veces su volumen de erosión, tal como ocurrió en Playa Reñaca según este estudio.
- La onda larga frecuentemente tiene una extensión de kilómetros, por lo tanto, su velocidad orbital afecta toda la columna de agua, ocasionando esfuerzos de corte y desplazamiento en los granos sedimentarios.

7.2 HIDRODINÁMICA

- La envolvente de la onda larga en 1 y 2 dimensiones para profundidades mayores a 5 metros, representa el 12% de la altura la onda corta (Hrms), sin embargo, para profundidades menores su altura incrementa hasta un 60%.
- La onda larga en zona de rompientes alcanza la velocidad orbital de la ola, debido al aporte energético de la onda corta que genera en su disipación.
- Las estructuras marítimas que se ubiquen en zona de rompiente podrían interaccionar cargas hidrodinámicas de ondas cortas y ondas largas en un desfase de 180°.
- La morfología costera en zona de rompientes es variable, debido al contante cambio de ubicación de las barras de sedimentos, por lo tanto, es recomendable a futuros estudios analizar un perfil batimétrico mínimo hasta los 20 metros de profundidad.

7.3 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

- El análisis de sensibilidad de la altura de ola en la función objetivo demuestra que en la erosión es importante, ya que en un 1 [m] de ola se erosionan 16,18 (m^3/m), mientras que para 5 [m] de altura 98,4 (m^3/m). Esto quiere decir que es un parámetro relevante en los temporales erosivos.
- El periodo de ola en la función objetivo no es tan importante como su altura, sin embargo, aún es considerando significativo ya que entre un periodo de 10 y 18 segundos existe una diferencia de 10 (m^3/m).
- La dirección de ola en la función objetivo es igual de importante que su altura. Si la dirección es perpendicular al perfil de playa ocasiona máxima erosión, sin embargo, si es paralela a la playa la erosión disminuye hasta 15 veces.
- El nivel de la marea astronómica en la función objetivo ya sea en sicigia o en cuadratura no es relevante porque se diferencian en un (m^3/m). Homólogamente ocurre en la marea meteorológica.
- La pendiente del perfil de arena en la función objetivo es sumamente importante ya que si la playa es de carácter disipativa su erosión será menor, no obstante, para una playa reflectiva la erosión aumenta hasta 6 veces.
- El análisis de sensibilidad de los cambios del nivel medio del mar respecto al cambio climático o cambios de fondos (por efectos de sismos) es regular. Esto quiere decir, que las variaciones de solevantamiento, hundimientos, fenómeno del niño y fenómeno de la niña no tienen grandes implicancias en la erosión del perfil de arena, obtenido hasta un 1 (m^3/m) de diferencias.

7.4 METODOLOGÍA DE CÁLCULO

- La metodología de cálculo para determinar la cota de inundación depende sustancialmente de la vida útil de la estructura y del evento de diseño asociado a un periodo de retorno, ya que de esto depende la inclusión o exclusión de parámetros que afectan el NMM.
- La elevación de la onda infragravedad es el wave setup, por eso solo se considera la altura de onda larga en la cota de inundación.
- Finalmente se puede concluir que la cota de diseño de un muelle en penetración

- es un proceso iterativo que dependerá de los costos del proyecto y de la información disponible referente a las condiciones hidrodinámicas y morfodinámicas

8 REFERENCIAS

Agredano, R., Cienfuegos, R., Catalan, P., Mignot, E., 2015. Descripción de la evolución mensual de la playa de Reñaca y el impacto de las marejadas de agosto 2015. In: XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Santiago.

American petroleum Institute 2005.

Avaria S., J. Carrasco, J. Rutllant y E. Yáñez. 2004 (eds). El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos

Beyá J., Álvarez M., Gallardo A., Hidalgo H., Aguirre C., Valdivia J., Parra C., Méndez L., Contreras F., Winckler P., Molina M. (2016). Atlas de Oleaje de Chile. Primera edición. Valparaíso, Chile, Escuela de Ingeniería Civil Oceánica - Universidad de Valparaíso.

Beyá J., Álvarez M., Gallardo A., Hidalgo H., Aguirre C., Valdivia J., Parra C., Méndez L., Contreras F., Winckler P., Molina M. (2016). Atlas de Oleaje de Chile. Primera edición. Valparaíso, Chile, Escuela de Ingeniería Civil Oceánica - Universidad de Valparaíso.

Beyá J., Álvarez M., Gallardo A., Hidalgo H., Aguirre C., Valdivia J., Parra C., Méndez L., Contreras F., Winckler P., Molina M. (2016). Atlas de Oleaje de Chile. Primera edición. Valparaíso, Chile, Escuela de Ingeniería Civil Oceánica - Universidad de Valparaíso.

Beyá, J. & Winckler, P. (2012). Inundaciones Costeras, Más Allá de los Tsunamis.

Campos, R. (2016). Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile. Memoria del proyecto para optar al Título de Ingeniero Civil Oceánico, Facultad de Ingeniería, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile. 136pp.

CEPAL (2011). Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: dinámicas, tendencias y variabilidad climática. Estudio elaborado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria. 263 pp. www.cepal.org/publicaciones/xml/2/45542/W.447. p.

Church, J. A., Gregory, J. M., White, N. J., Platten, S. M. & Mitrovica, J. X. (2011). Understanding and projecting sea level change. *Oceanography*, 24 (2): 130 - 143.

Contreras-López, M., Winckler, P. y Molina, M. (2012). Implicancias de la variación del nivel medio del mar por cambio climático en obras de ingeniería costera de Chile. *Anales del Instituto de Ingenieros de Chile*, 124(2): 53 – 66.

Deltares, XBeach skillbed report (revision 4672), Deltares- Delft University of Technology, 2015.

Dirección de obras portuarias, 2013.

Enfield, D. B. y J. S. Allen, 1980. On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coasts of north and south America. *Journal of Physical Oceanography*, 10: 557-578.

F.R. Scarano, and S. Vicuña (2014): Central and South America. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1499-1566.

Farías M, Vargas G, Tassara A, Carretier S, Baize S, Melnick D, Bataille K (2010) Land- level changes produced by the Mw 8.8 2010 Chilean earthquake. *Science* 329(5994): 916-916.

Ge Wei and James T. Kirby. Time dependent numerical code for extended boussinesq equations. *Journal of Geophysical Research*, 112(C2):C02011.

GIOC (2001). Atlas de inundación del litoral peninsular español. Elaborado para el Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Costas. Universidad de Cantabria.

GIOC. Documento de Referencia: Dinámicas. Hidrodinámica de rompientes, pages 70{94. UNICAN, España, 2003.

Guidelines for Hydraulic Loadings-ICE Publishing McConnell (2004). *Piers, Jetties and Related Structures Exposed to Waves*.

Holthuijsen L. H. 2007. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press. 387pp.

IPCC. (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Geneva, Switzerland: IPCC.

Jimenez, J., Sancho-García, A., Bosom, E., Valdemoro, E., Guillen, J., 2012. Storm- induced damages along the Catalan coast (NW Mediterranean) during the period 1958e2008. *Geomorphology* 143e144, 24e33.

Lin C, Bennett C, Han J, Parsons R. p-y based approach for buckling analysis of axially loaded piles under scoured conditions. In: *Proceedings of the structures congress 2010*. Orlando, United States; 2010. p. 110–20.

List J. H. (1992) A model for the generation of two-dimensional surf beat. *Journal of Geophysical Research*, 97, 5623-5635.

Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W., 1962. Radiation stress and mass transport.

M- Jesús Martin Soldevilla 2003. *Ondas de baja frecuencia - Las ondas de grupo litoral español*.

M. S. Longuet-Higgins. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep-sea* 1964.

Magrin, G.O., J.A. Marengo, J.-P. Boulanger, M.S. Buckeridge, E. Castellanos, G. Poveda, Martinelli, Lamberti, Gaeta, Tirindelli, Alderson, y Schimmels (2010). Experiments and preliminary results.

Martínez, C.; Contreras, M.; Winckler, P.; Hidalgo, H.; Godoy, E. and Agredano, R. (2017) Coastal erosion in central Chile: a new hazard?

Masselink G. 1995. Group bound long waves as a source of infragravity energy in the surf zone. *Continental Shelf Research* 15: 1525- 1547.

Masselink, G., Hughes, M., 2003. Introduction

Masselink, G., McCall, R.T., Poate, T.G., van Geer, P., 2014. Modelling storm response on gravel beaches using XBeach-G. *Proc. Institution Civ. Eng. Marit. Eng.* 167 (MA4), 173–191. <http://dx.doi.org/10.1680/maen.14.00020>.

McCall, R.T., Masselink, G., Poate, T.G., Roelvink, J.A., Almeida, L.P., Davidson, M., Russell, P.E., 2015. Modelling storm hydrodynamics on gravel beaches with XBeachG. *Coast. Eng.* 91, 231–250.

Molina, M. (2011). *Estudio no estacionario de clima medio de oleaje en la zona central de Chile*. Valparaíso: Universidad de Valparaíso.

Molina, M.; Campos, R.; Manosalva, D.; Becerra, D. y Gálvez, B. (2015). Efecto de las marejadas del 6 y 8 de agosto de 2015 en tres playas de la bahía de Valparaíso. XXII Congreso de Ingeniería Hidráulica. 21 y 23 de octubre del 2015, Santiago, Chile.

Morales, Winckler y Herrera (2019). Costas de Chile. Universidad de Valparaíso. Munk, W. (1949). Surf-beats. Trans. Amer. Geophys. Union, 30(6):849–854.

Morton, R., 2002. Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches: a preliminary basis for near real-time forecasting. J. Coast. Res. 18, 486e501. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.007>.

Nederhoff, C.M., Lodder, Q.J., Boers, M., Den Bieman, J.P., Miller, J.K., 2014. Modeling the effects of hard structures on dune erosion and overwash - a case study of the impact of Hurricane Sandy on the New Jersey coast. In: Proceedings Coastal Sediments, San Diego, CA.

NOAA. 2017. Monthly atmospheric & SST índices, National Oceanic and Atmospheric Administration, disponible en web <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>.

Phillips, O. (1977). The dynamics of the upper ocean. Cambridge University Press, page 366.

Pugh: 2004, Changing Sea Levels: Effects of Tides, Weather and Climate.

Quezada, J. 2007. Interacción entre procesos tectónicos y procesos erosivos en la configuración del relieve litoral del Norte de Chile. Tesis para optar al grado de Doctor en ciencias, Mención Geología. Universidad Católica del Norte, Antofagasta.

Quezada, Jaque, Fernández y Vásquez (2013). Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw = 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile.

Recomendación de obras marítimas españolas (ROM 0.2 -90).1990.

Reniers, A. J. H. M. (2007). Shoaling and shoreline dissipation of low-frequency waves. Journal of Research, 11:529{562, 1964.

Roelvink, J.A., 1993. Dissipation in random wave groups incident on a beach. Coastal Engineering 19, 127–150

Roelvink, J.A., Surf beat and its effect on cross-shore profiles, PhD thesis, Delft Univ. of SHOA
1992 GLOSARIO DE MAREAS Y CORRIENTES 2° EDICION

SHOA 2017, Servicio Hidrográfico y oceanográfico de la armada. En web <http://www.shoa.cl/php/enos.php?idioma=es>

Smith, D., Birkinshaw, M. and Bolt, H. M. (1999). Airgap determination – meeting the challenge. Paper 1.1, Airgap Workshop, Imperial College, June 1999, HSE/E and P Forum. BOMEL, Maidenhead.

Stockdon, H., Sallenger, A., Holman, R., Howd, P., 2007. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Mar. Geol.* 238, 1e20.

Subrata (2005), Handbook of offshore Engineering.

Subrata K, Chakrabarti. (2005). Handbook of offshore engineering

Subrata K, Chakrabarti. (2005). Handbook of offshore engineering, Offshore structure analysis.

Svenden, I. A. (1984a). Mass flux and undertow in a surf zone. Coastal Engineering USACE. Coastal Engineering Manual, 2003.

Van Rijn, L. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. part I, II, III, IV. Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering.

Winckler 2018. Introducción al modelado de procesos costeros.

Winckler, Contreras, Beyá, Molina (2015). EL temporal del 8 de agosto en la bahía de Valparaíso.

Winckler, Contreras, Beyá, Reyes, Cortes (2015). Asesoría en evaluación de riesgos de infraestructura costera en un contexto de cambio climático.

Winckler, Contreras, Castilla. (2017). El cambio climático en el océano y en la zona costera de Chile