

IX SEMINARIO INTERNACIONAL DE INGENIERÍA Y OPERACIÓN PORTUARIA

PROYECCIONES DE NIVEL DEL MAR EXTREMO EN LA BAHÍA DE CARTAGENA BAJO UN CONTEXTO DE CAMBIO CLIMÁTICO

César Esparza Acuña¹
Rodrigo Cienfuegos Carrasco²

1. RESUMEN

Se proyecta hacia finales de siglo (2081-2100) el nivel del mar extremo (ESL) en un contexto de cambio climático en la bahía de Cartagena sobre la base de modelos climáticos globales pertenecientes al proyecto CMIP5 bajo el escenario de emisiones RCP 8.5. La proyección consiste en una estimación de cada componente del ESL y una proyección conjunta mediante un análisis de valores extremos bajo un marco no estacionario. Los resultados indican que, hacia finales de siglo habrá una mayor presencia de eventos extremos de oleaje tipo *swell*, debido a la traslación hacia el polo sur del cinturón de tormentas del Océano Pacífico Sur y a la disminución de los eventos locales como consecuencia de la migración hacia el sur del Anticiclón Permanente del Pacífico Sur. El principal contribuidor al incremento del ESL es el aumento del nivel medio del mar, del cual se espera que hacia finales de siglo aumente aprox. 65cm para los niveles de retorno de 100 años. No obstante, en las partes centrales de la bahía, el oleaje de aguas profundas incide directamente sin modificar en demasía su energía. Como consecuencia de esto, en dicho sector, el cambio relativo en los ESL de 100 años de periodo de retorno puede llegar hasta $\Delta ESL^{100}=1.08m$. Dado que el *runup* del oleaje es un proceso fuertemente no lineal, se recomienda que dichas proyecciones sean reevaluadas con modelos basados en procesos.

¹Estudiante de Doctorado, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental. Pontificia Universidad Católica de Chile, cnesparza@uc.cl

² Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental. Pontificia Universidad Católica de Chile, racienfu@ing.puc.cl

1. INTRODUCCIÓN

Las zonas costeras de la V Región, se caracterizan por una alta densidad de población, una importante actividad socioeconómica y la presencia de infraestructuras críticas. Dichas costas están expuestas a una amenaza particular cuando, por ejemplo, una condición de pleamar coincide con un evento meteorológico (tormenta) extremo generando un fenómeno conocido en la literatura como nivel del mar extremo (ESL)^{[40],[42]}. Los eventos meteorológicos extremos contribuyen a los ESLs a través del oleaje y la marea meteorológica (*storm-surge*). El *storm-surge* es un aumento episódico del nivel medio del mar generado por la circulación del agua forzada por el viento hacia la costa (*wind-setup*) y la presión atmosférica (*barometric setup*). El oleaje se genera cuando se transfiere energía desde el viento hacia el océano a través de la fricción generada en la interfaz entre las dos capas de fluidos, la perturbación continua crea una ola que puede viajar incluso miles de kilómetros. Cuando las olas se propagan sobre playas arenosas, estas interactúan con la batimetría, aumentando su altura debido al asomeramiento y finalmente rompiendo. En la zona de rompientes se fuerza un aumento adicional del nivel del agua a través de la formación del *setup*^[17] y *swash* del oleaje^{[11],[33],[37]}, a la suma de ambos procesos se le conoce en la literatura como *runup* del oleaje^[37].

Publicaciones recientes muestran que el calentamiento global inducirá cambios en el *storm-surge*^{[18],[15]} y en el oleaje^{[10],[16]}, junto con el SLR, afectarán a los ESL e intensificarán el riesgo de inundaciones costeras^{[40],[42],[8],[31]}. El nivel medio del mar global (NMM) ha ido aumentando durante el siglo anterior y el actual^[9] con un ritmo acelerado^[11], y se prevé que siga haciéndolo durante las próximas décadas^{[13],[22]}. A pesar de estos importantes avances en la comprensión de los ESLs futuros a escala global, en Chile todavía no se han elaborado estudios que incluyan proyecciones de los ESLs bajo un contexto de cambio climático que resuelva todos los procesos físicos anteriormente mencionados. El único estudio publicado sobre el incremento de la amenaza y el riesgo de inundaciones costeras^[44] formó parte del Atlas de Riesgos Climáticos elaborado por el Ministerio del Medio Ambiente. No obstante, las proyecciones se estimaron bajo supuestos estacionarios en el SLR y considerando el oleaje en aguas profundas, despreciando los efectos de la refracción y asomeramiento en la costa. En el presente trabajo se desarrolló una proyección dinámica hacia finales de siglo (2081-2100) de los ESLs en la bahía de Cartagena bajo un contexto de cambio climático asociado al escenario de emisiones RCP8.5 utilizando modelos numéricos para la caracterización del oleaje y el *storm-surge*. Dichos modelos fueron forzados a partir de un conjunto de seis Modelos de Circulación General (GCM) del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados 5, CMIP5^[39] (Tabla 1). Las proyecciones de los ESLs fueron estimadas para diferentes periodos de retorno, sobre la base de un análisis de valores extremos no estacionarios^[23].

Tabla 1. Modelos climáticos globales (GCM) utilizados en el presente estudio.

GCM	Ensemble member	Resolution °lat x °lon	Developer
ACCESS1.0	r111p1	1.25 × 1.875	Australian Community Climate and Earth System Simulator 1.0
HadGEM2-ES	r111p1	1.25 × 1.875	Hadley Centre Global Environmental Model 2, Earth System
MIROC5	r111p1	1.4 × 1.4	Model for Interdisciplinary Research on Climate, v.5
MRI-CGCM3	r111p1	1.12148 × 1.125	Meteorological Research Institute Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model, v.3
EC-EARTH	r811p1	1.1215 × 1.25	EC-EARTH consortium, Europe
CCMC	r111p1	0.75 × 0.75	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici Climate

2. METODOLOGÍA

Componentes del nivel del mar

El Nivel Total del Agua (*TWL*) (Figura 1) se puede calcular a partir de combinar el nivel de aguas quietas (*SWL*) y el runup del oleaje $R_{2\%}$ ^{[36] [41]}:

$$TWL = SWL + R_{2\%} \quad (1)$$

Donde $R_{2\%} = \eta_s + \bar{\eta}_s$ (swash + setup del oleaje). El *SWL* se define como una combinación de procesos, donde:

$$\zeta = Z + \eta_a + \eta_{ss} \quad (2)$$

Z es el NMM en relación con algún punto de referencia. η_a es la marea astronómica y η_{ss} es el *storm-surge* inducida por oscilaciones en la presión atmosférica y el setup del viento. Las oscilaciones estacionales y las anomalías del NMM no son consideradas en el presente estudio, ya que representan ciclos naturales los cuales no están representados adecuadamente en los GCMs. Se asume que aquella componente solo aumenta por efectos del cambio climático.

Para calcular el runup del oleaje $R_{2\%}$, se utilizó la fórmula de Stockdon^[37] en el que $R_{2\%}$ se parametriza como una función de la altura significativa con asomeramiento inverso H_0 , la longitud de onda (L_0) y la pendiente de la playa ($\tan \beta_f$). La fórmula:

$$R_{2\%} = 1.1 \left[0.35 \tan \beta_f (H_0 L_0)^{\frac{1}{2}} + \frac{H_0 L_0 (0.5625 \tan \beta_f^2 + 0.0004)^{\frac{1}{2}}}{2} \right] \text{ para } 0.3 < \xi \leq 1.25 \quad (3)$$

$$R_{2\%} = 0.75 \tan \beta_f \sqrt{H_0 L_0} ; \text{ para } \xi \geq 1.25$$

Donde $\xi = \tan \beta_f / \sqrt{H_0 L_0^{-1}}$ es el número de Iribarren. Los valores de las pendientes en cada playa fueron estimados a partir del programa CoastSat-Slope^[14] el cual permite calcular el valor de las pendientes correlacionando imágenes satelitales desde Google Engine, líneas de costa y datos de marea locales.

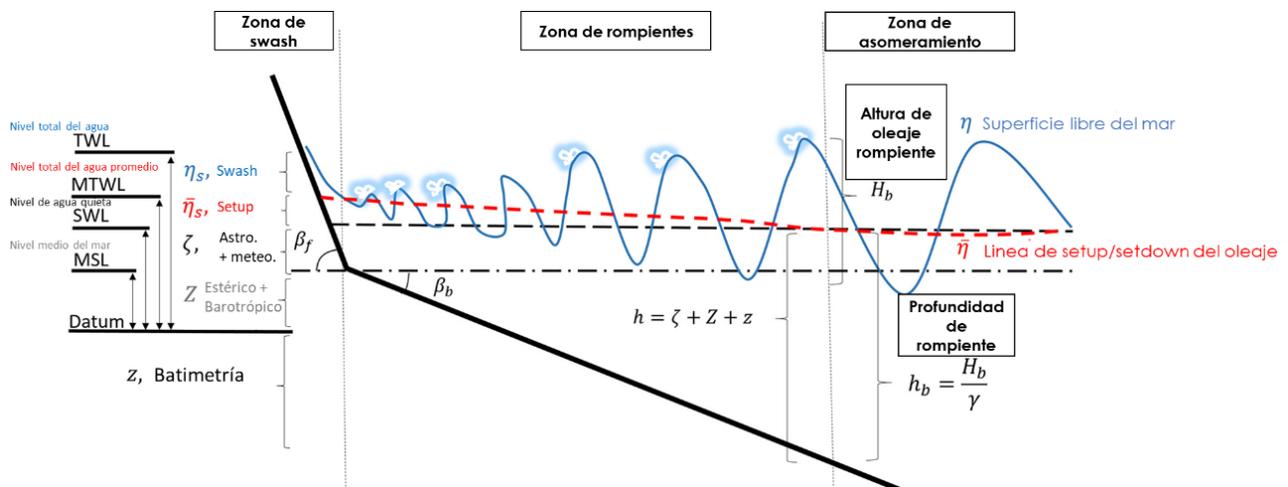


Figura 1. Diagrama de los niveles de agua en la costa. La línea curva azul es la desnivelación instantánea de la superficie libre η , la curva discontinua roja es setup de oleaje promediado en el tiempo. Fuente: adaptado de [26].

Proyecciones de oleaje en la bahía de Cartagena

La simulación de la generación/propagación del oleaje se obtuvo mediante el modelo de oleaje espectral de tercera generación Wavewatch III (WW3)^[47] implementado con los términos fuente de crecimiento/disipación del paquete físico ST4. Estos términos fuente, introducen un término específico para la disipación del oleaje *swell* en función del viento, mejorando la descripción de la evolución de las olas remotas típicas del clima de olas frente a las costas de Chile^[2], con una mejora en el desempeño del modelo a escala global^{[11][30]}. Las simulaciones se generaron sobre una malla computacional de 1° en todo el Océano Pacífico (135°E-65°W y 75°S-60°N) cuyo forzamiento se prescribió a partir de datos de viento superficial cada 3hrs y hielo marino diario extraído desde seis GCM (Tabla 1). La malla computacional se generó a una resolución espacial de 1x1° construida sobre la base de los datos batimétricos de ETOPO2v2^[25] y la línea de costa mundial GHHS^[43].

Para comprender los cambios proyectados en los patrones de oleaje a escala oceánica, se calculó el percentil 99.863 de los parámetros estadísticos de altura significativa y viento superficial para cada GCM, asociado aproximadamente a la probabilidad de no-excedencia de 12hrs/año. También se calcularon las medianas temporales del periodo y dirección media del oleaje. A continuación, las diferencias espaciales de la proyección (2081-2100) y el periodo histórico (1985-2004) para cada variable obtenida, de cada GCM se ensamblaron en una segunda mediana, que se supuso como la señal de cambio climático sobre dicha variable (ver Figura 2).

Posteriormente se propagó la información de oleaje desde los 6 GCM simulados sobre 6 playas al interior de la bahía de Cartagena (Figura 3) tanto para el período histórico (1985-2004) como para la proyección de fin de siglo (2081-2100) utilizando el modelo numérico STWAVE^[20] y la metodología de transformación espectral de Massel^{[19][46]}. Como resultado de este proceso, se sintetizan series de tiempo con estados de mar cada 3hrs en cada una de las 6 playas de la bahía Cartagena (), a partir de las cuales se calculan el run-up del oleaje en base a la Ec. (3). La Figura 3 c) y d), a modo de ejemplo, una modelación costera en la bahía de Cartagena.

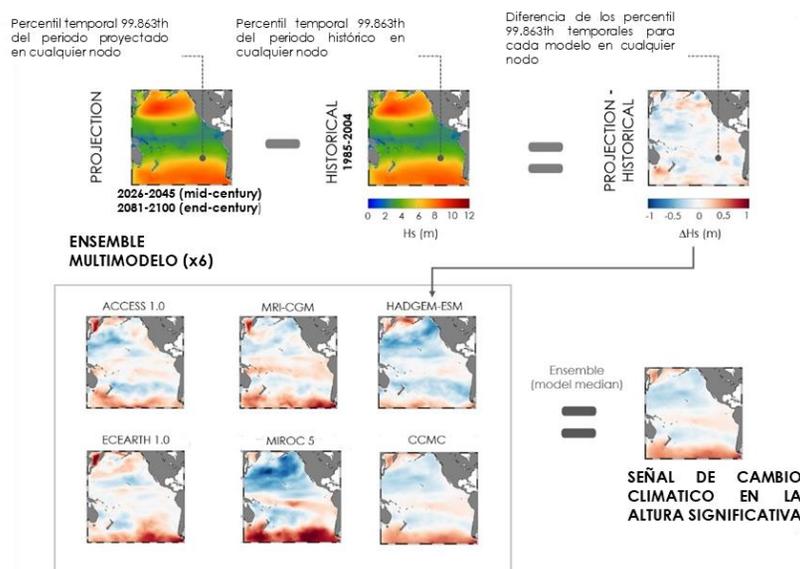


Figura 2. Modelo conceptual para calcular los cambios en el clima de olas a escala oceánica entre la proyección (2081-2100: end-century) con respecto al periodo histórico (1985-2004).

La estadística se calcula en forma independiente para cada GCM en playa (nodo azul, Figura 4) y luego se aplica una corrección por sesgo, de modo de que exista coincidencia entre las curvas de excedencia de cada período histórico (1985-2004) de cada GCM y la curva de excedencia de un *hindcast* validado, en este caso forzado por vientos y hielos marinos provenientes del reanálisis CFSR^[35].

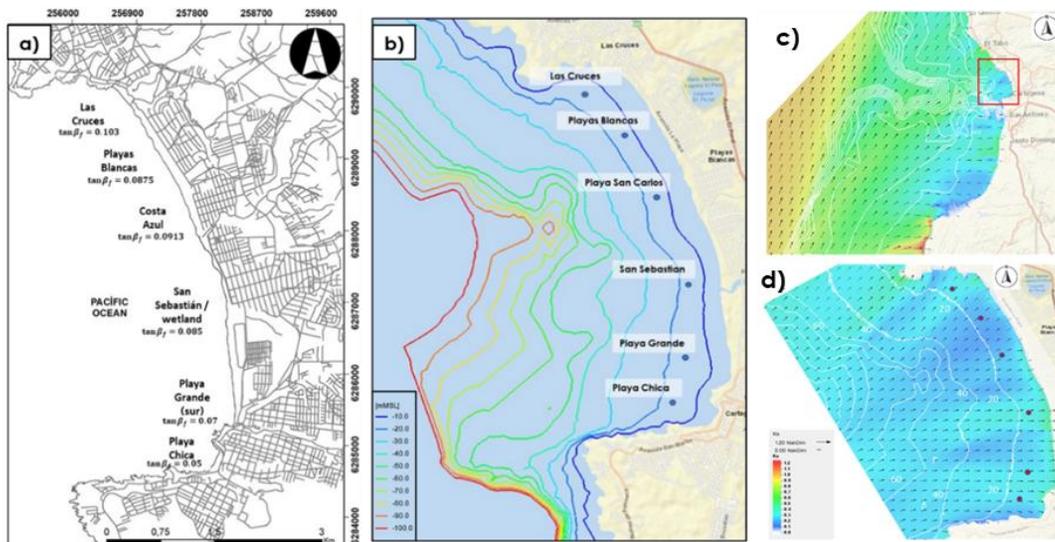


Figura 3. a) Playas a estudiar y sus respectivas pendientes. b) Modelo de elevación digital utilizado en la bahía de Cartagena c) y d) ejemplo de modelación costera con STWAVE.

Proyecciones de la marea meteorológica (*storm-surge*) en la bahía de Cartagena

Para proyectar el *storm-surge* en la bahía de Cartagena, se utilizó el modelo numérico hidrodinámico ADvanced CIRCulation v55 (ADCIRC v55). La versión 55 del modelo incorpora modificaciones de las ecuaciones gobernantes para dar cuenta correctamente de la curvatura de la Tierra^[29], además implementa esquema semi-implícitos el cual permite generar simulaciones de largo plazo aplicando pasos de tiempo más largos. La malla no estructurada se generó automáticamente utilizando el código OceanMesh2D) para Matlab^[32] (Figura 4). La ventaja de este código es que permite generar una malla no estructurada para el dominio de estudio considerando aspectos geométricos de la costa y funciones de dimensionamiento de elementos basadas en los gradientes del fondo marino, permitiendo así generar mallas optimizadas para el modelo ADCIRC. No es necesario realizar ediciones/correcciones manuales *a posteriori* al procesamiento de la malla para obtener simulaciones numéricamente estables.

Proyecciones del aumento del nivel medio del mar (SLR)

El SLR se estimó sobre la base de los datos presentados en el informe AR5 del IPCC^[5]. La base de datos está disponible con una resolución de 1°x1° de la Universidad de Hamburgo para 21 GCM bajo el escenario RCP 8.5 entre 2007-2100 en relación con el período de referencia 1986-2005. Estas proyecciones incluyen estimaciones de (1) la expansión térmica global y el efecto del barómetro invertido, (2) los cambios en la masa de los casquetes polares a partir del balance de masas superficial, (3) los cambios en la masa de los casquetes polares a partir de procesos dinámicos en el hielo como la ruptura abrupta y el colapso de los altos e inestables acantilados de hielo. (4) los cambios en la masa de los glaciares (5) los cambios en el agua de la tierra (a partir de la extracción de agua subterránea y el embalse) y (6) el ajuste isostático glacial

debido a la respuesta de la Tierra sólida, el campo gravitacional y los océanos al crecimiento y la decadencia de las capas de hielo globales. La proyección de la SLR en las costas chilenas se calculó tomando la mediana del conjunto de 21 GCM de las proyecciones del IPCC-AR5 en toda la cuenca del Pacífico. Para estimar las incertidumbres asociadas a cada componente contribidora al SLR, seguimos el enfoque descrito por el IPCC-AR5^[6], según la ecuación:

$$\sigma_{tot}^2 = \left(\sigma_{od} + \sigma_{smb_a} + \sigma_{smb_g} \right)^2 + \sigma_{glac}^2 + \sigma_{LW}^2 + \sigma_{dyn_a}^2 + \sigma_{dyn_g}^2 \quad (4)$$

Donde σ_{tot}^2 es la incertidumbre (varianza) en la proyección de SLR debido a los procesos contribuidores. Los subíndices indican: *od*, dinámica del océano. *smb_a*, *smb_b*, balance de masas en la superficie del hielo en la Antártica y Groenlandia respectivamente. *glac*, glaciares. *L*, aguas terrestres. *dyn_a*, *dyn_g*, procesos dinámicos e inestabilidades en los hielos de la Antártica y Groenlandia, respectivamente.

Nivel del mar extremo no estacionario

En el presente estudio, los niveles de retorno de las proyecciones de valores extremos se determinaron aplicando el método TS (*Transformed Stationary*), el cual consiste en tomar la serie temporal no estacionaria y: (i) transformarla hacia una serie estacionaria, (ii) ajustar la serie transformada a una distribución de valores extremos y (iii) realizar una transformación inversa para calcular la recurrencia (periodo de retorno).

La recurrencia para el run-up del oleaje y el ESL se estimaron sobre la base del método de valores sobre un umbral (POT) la cual se ajusta a una distribución generalizada de Pareto (POT-GPD^[27]). Para aplicar el método TS bajo una distribución tipo POT-GPD se necesita garantizar que los eventos por encima del umbral representen eventos independientes, para ello se estableció la condición de que los *peaks* estuvieran separados por 72hrs en el tiempo. Las proyecciones extremas de los *storm-surges* se estimarán sobre la base del método de máximos bloques/anuales, la cual ajusta a una distribución generalizada de valores extremos (GEV-AM^[7]), ya que las tormentas en la zona central de Chile son eventos más bien raros, por ende, un valor máximo anual de la componente *storm-surge* proporciona valores razonables para estimar la recurrencia de dicha componente. Como métrica de los impactos potenciales, en este trabajo nos centramos en los cambios en la magnitud los eventos asociados a 100 años de periodo de retorno hacia finales de siglo (2081-2100) relativo a una base histórica (1985-2004).

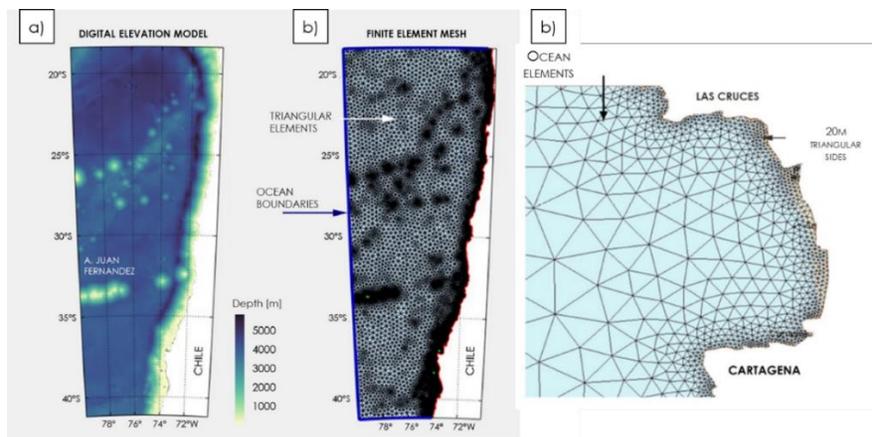


Figura 4, Malla de elementos finitos implementada en ADCIRC v55 generada con el toolbox Oceanmesh2D.

3. RESULTADOS

Cambios proyectados en las condiciones de oleaje offshore

El periodo histórico (ilustrado en la Figura 5), se caracteriza por presentar un oleaje dominante moderado frente a la costa norte de Chile emplazada entre la banda latitudinal 18-30°S ($H_s^{12} = 3.5m$; $T_m^{50} = 10s$; $D_m^{50} = 210^\circ N$ y $U_{10}^{12} = 10m/s$). Por otra parte, la zona central de Chile emplazada entre las latitudes 30 a 35°S (representativa del área de estudio), muestra un clima de oleaje dominante más fuerte frente a la bahía de Cartagena ($H_s^{12} = 5m$; $T_m^{50} = 9s$; $D_m^{50} = 230^\circ N$ y $U_{10}^{12} = 20m/s$). Hacia el norte de las costas chilenas (18 a 30°), el periodo medio de olas es más largo, debido a que dicha zona está influenciada principalmente por oleaje tipo *swell*, a diferencia de la zona central (30 a 35°S), donde durante épocas invernales comúnmente se generan sistemas de oleaje forzados por tormentas locales, por lo cual el periodo medio tiende a ser más corto.

Para la proyección hacia final de siglo (Figura 5), las simulaciones muestran que en las latitudes medias (de 30 a 50°S), la altura de ola significativa H_s^{12} proyectada disminuye (-20cm) y en las latitudes altas (>50°S), la altura de ola significativa H_s^{12} proyectada aumenta (40 cm). Mientras que la mediana temporal de la dirección del oleaje *offshore* girará unos (7°) en la banda latitudinal entre los 40 y 45°S. En cuanto al percentil 50 para el periodo medio de las olas (T_m) las proyecciones muestran un aumento (0.5 a 1s), en consecuencia, se proyecta que el oleaje *swell* del Océano Pacífico Sur tendrá una mayor influencia en todas las costas chilenas, lo cual puede tener consecuencias en la inundación costera. Esta tendencia se atribuye, a modo de hipótesis, a la migración al sur del Anticiclón Permanente del Pacífico Sur^{[34],[44]} y por ende a una traslación hacia el sur del cinturón de tormentas que fuerzan olas desde el SW. Así, al ser el oleaje generado en latitudes más altas y en zonas más remotas respecto a la costa de Chile, se produce un decaimiento en la altura de ola, un aumento del periodo medio y un giro al sur en la dirección de incidencia, que se traduce en un aumento en la atenuación del oleaje en zonas con abrigos naturales para el oleaje SW, no obstante, el periodo más largo potencialmente podría incrementar la componente *runup* del oleaje.

Proyecciones de run-up del oleaje

El *runup* del oleaje asociado a 100 años de periodo de retorno (R^{100}) al interior de la bahía de Cartagena es más suave en la parte sur y mas fuerte en la parte centro y norte. Esto se debe a que la parte sur de la bahía de Cartagena, presenta playas de pendiente más suaves con relación a las playas emplazadas en la parte centro y norte de la bahía, en particular, en Playas Blancas y Las Cruces, presentan pendientes de $\tan\beta = 0.09$ y 0.1 respectivamente y es donde se registran las máximas cotas de inundación.

En cuanto a los cambios proyectados, se observa que hacia finales de siglo (2081-2100), el evento de run-up de las olas asociado a 100 años de periodo de retorno disminuirá en la parte sur de la bahía, posiblemente esto se deba a que el abrigo natural brindado por Punta Vera (punta sur de la bahía de Cartagena) será más efectivo dada la tendencia hacia finales de siglo del clima de olas a incidir más desde el SW (giro hacia el sur). No obstante, en la medida que se avanza hacia la parte norte de la bahía, dicho abrigo pierde efectividad, en consecuencia, la componente proyectada asociada al *runup* del oleaje comienza a aumentar. Los máximos valores del cambio proyectado en la componente del *runup* del oleaje asociado a 100 años de periodo de retorno se registran en la playa San Carlos (43cm), la cual se emplaza en la parte central de la bahía, posiblemente este valor máximo se deba a que dicho sector se encuentra expuesto al oleaje incidente desde aguas profundas, por ende, la energía incide directamente con baja atenuación. Cabe destacar que la formulación de Stockdon utiliza un

escalamiento proporcional a $\sqrt{H_0 L_0}$, lo que implica que una disminución de la altura significativa no necesariamente se traduce en una disminución del runup de las olas. En consecuencia, un abrigo natural más efectivo puede ser parcialmente compensado por una mayor longitud de onda, como resultado del aumento proyectado en el periodo de oleaje hacia finales de siglo en toda la costa chilena.

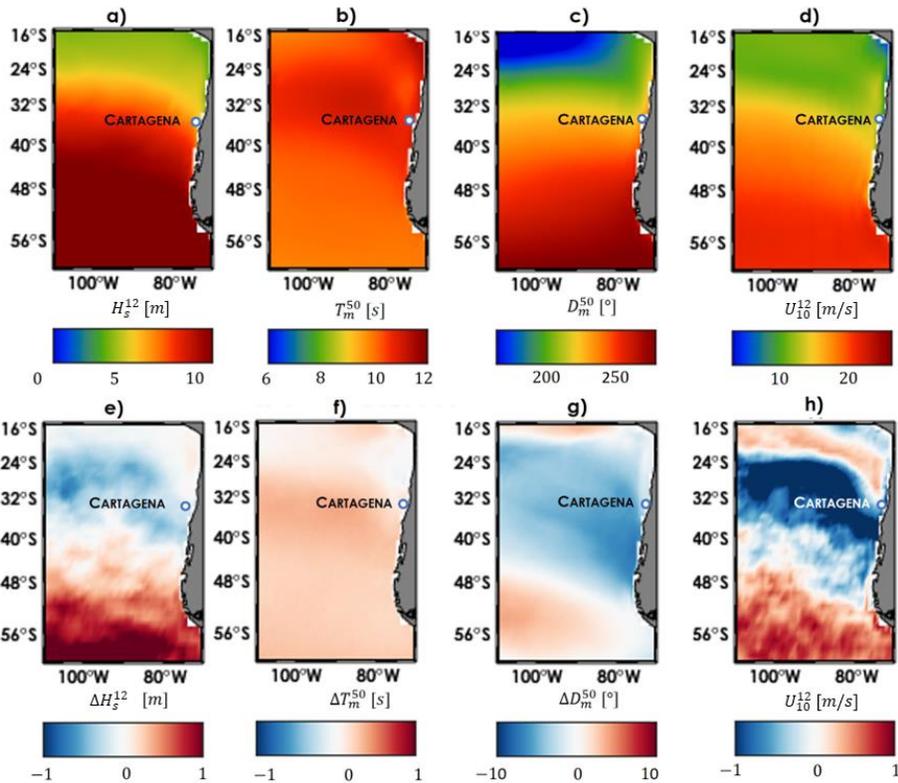


Figura 5. Proyecciones de fin de siglo (2081-2100) del clima de olas frente a la costa de Chile, construidas a partir de un dominio del Pacífico. Mediana del modelo y del conjunto temporal de 6 GCM de a) Altura significativa de las olas H_s^{12} (excedencia anual de 12 horas), b) período medio T_m (percentil 50), c) dirección media (percentil 50), d) viento en superficie U_{10}^{12} (excedencia anual de 12 horas) para el período histórico (1985-2004). Cambios en e) H_s^{12} , f) T_m , y f) D_m .

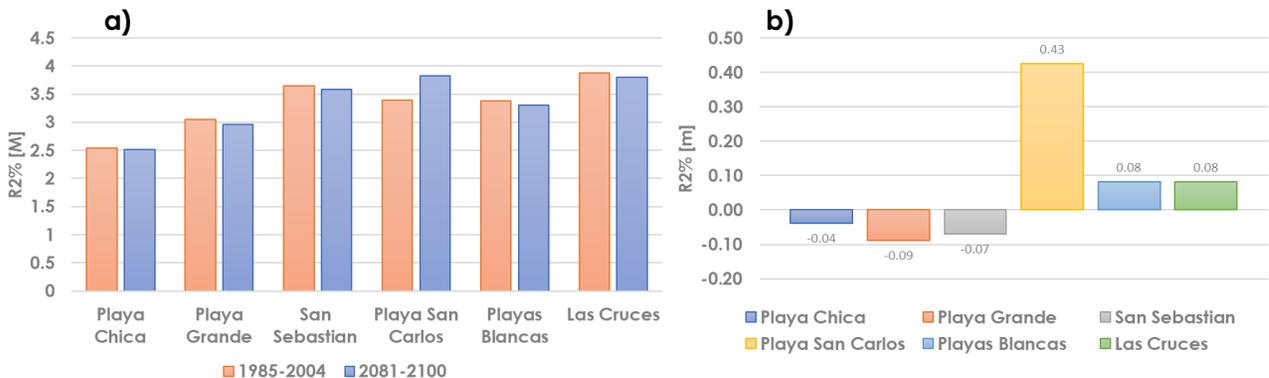


Figura 6. a) Valores históricos y proyecciones del runup del oleaje para el evento de 100 años de periodo de retorno en 6 playas al interior de la bahía de Cartagena. b) Diferencias entre el periodo histórico y la proyección de finales de siglo para el evento de 100 años de periodo de retorno.

Proyecciones de marea meteorológica

En la Figura 7 se muestra la proyección de la componente *storm-surge* asociado al evento de 100 años de periodo de retorno, además se especifican los valores máximos y mínimos del *ensemble*. Se puede observar que, en términos absolutos dicha componente no supera los 35cm en ningún modelo climático ni en ningún periodo analizado. Durante el periodo histórico, la mediana del *ensemble* muestra que en la bahía de Cartagena (33.5°S) el *storm-surge* de 100 años de periodo de retorno es de aproximadamente 25cm. Estos resultados son consistentes, por ejemplo, con lo evidenciado durante el evento extremo del 8 de agosto de 2015, este evento está asociado a los valores mínimos históricos de presión atmosférica (991hPa) registrados en la V Región de Valparaíso sumado a ráfagas de viento de hasta 30m/s. El nivel residual medido al interior del puerto de Valparaíso fue de aproximadamente 20cm.

En cuanto a los cambios proyectados hacia finales de siglo, se observa que habrá una leve disminución proyectada en el evento de 100 años de recurrencia. Esta disminución en la componente del *storm-surge*, se aprecia en forma más clara para los eventos de menor recurrencia (5 a 20 años; no mostrados), los cuales sugieren la presencia de un “bloqueo” atmosférico a los sistemas de bajas presiones, que puede explicarse por la migración hacia el sur del Anticiclón Subtropical del Pacífico (SPSA). El SPSA es un fuerte anticiclón estacionario, el cual se ha hipotetizado que se trasladará hacia el sur como consecuencia del cambio climático^[34], la cual a su vez provocará una disminución de las tormentas locales (en la banda latitudinal 30 a 35°S), por lo que la componente asociada a las bajas presiones locales a la cuadra de la bahía de Cartagena, emplazada en la latitud 33.5°S, también se verá afectada.

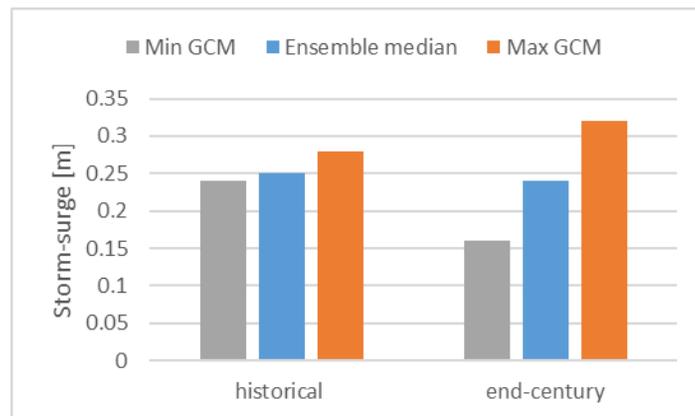


Figura 7. Proyecciones del storm-surge en la bahía de Cartagena para el evento de 100 años de periodo de retorno.

Proyecciones de aumento del nivel medio del mar

En la Figura 8 se muestran las proyecciones de SLR y las bandas de confianza asociadas a un p90 extraído en la bahía de Cartagena. Se espera que el SLR alcance los 0.667m a finales de siglo (año 2100) con unos rangos del 5%-95% de 0.399m (optimista) y 0.998m (pesimista) respectivamente. Cabe destacar que las fuentes de incertidumbre provienen de cada uno de los procesos físicos que componen el aumento del nivel medio del mar (Ec. 4).

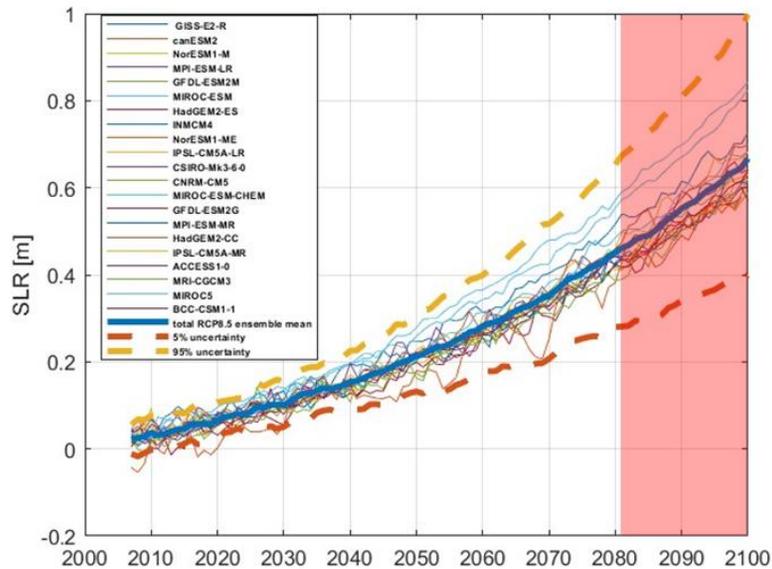


Figura 8. Proyecciones de aumento del nivel del mar y su respectiva incertidumbre (p50%: SLR más probable; p5%: SLR poco probable optimista; p95%: SLR poco probable pesimistas).

Proyecciones del ESL en bahía Cartagena

En la Figura 9, se presentan las proyecciones del ESL asociado a 100 años de periodo de retorno en la bahía de Cartagena para las 6 diferentes playas estudiadas (barras azules). Las figuras se subdividen en: proyección de ESL asociada a una condición de SLR más probable o mediana del ensemble (Figura 9-(a)) y proyecciones de ESL asociados a una condición futura de SLR de baja probabilidad de ocurrencia tanto optimista (Figura 9-(b)) como pesimista (Figura 9-(c)) respectivamente, los 3 trayectos están asociados al escenario de emisiones RCP8.5. Cada valor proyectado se le agrega la base histórica del ESL (barras naranjas). Se puede observar que las mayores cotas de inundación por ESL se registran en la parte centro y norte de la bahía, esto debido a que en dicha parte es donde se presentan las mayores pendientes de playa, además se encuentran más expuestas al oleaje incidente desde el SW. En dichos sectores para el periodo histórico, las cotas de inundación por ESL¹⁰⁰ pueden llegar hasta los 4mNMM. Mas hacia el sur, en la Playa Chica y Playa Grande, los valores de ESL¹⁰⁰ son mas leves, debido al abrigo inducido por Punta Vera y a las pendientes mas suaves las cuales disipan la energía de las olas.

Adicionalmente, se puede concluir que el principal contribuidor a la inundación costera en Chile es el *runup* del oleaje. Particularmente el *swash*, el cual es fuertemente sensible tanto a la pendiente de la playa como al valor de $\sqrt{H_0 L_0}$ (escalamiento adoptado por Stockdon^[37]).

Los valores proyectados hacia finales de siglo y para las 3 condiciones probables de SLR, se presentan en la Figura 9-d. Se observa que el ESL¹⁰⁰ proyectado es concordante con lo proyectado para el SLR, por ende, se puede concluir que dicho proceso es el principal forzante del aumento de la inundación costera proyectada hacia finales de siglo. No obstante, en la parte central de la bahía de Cartagena, específicamente en la Playa San Carlos se puede observar que los cambios proyectados son mayores a lo proyectado para la componente asociada al SLR. Por ende, dicho sector también se ve afecto al aumento de la componente asociada al *runup* del oleaje, los motivos de dicha amplificación se deben a múltiples factores, entre ellos el aumento en los periodos medios de las marejadas futuras, al cambio en la

dirección de incidencia de las marejadas y la baja atenuación inducida por el abrigo natural de la bahía en las partes centrales de la bahía.

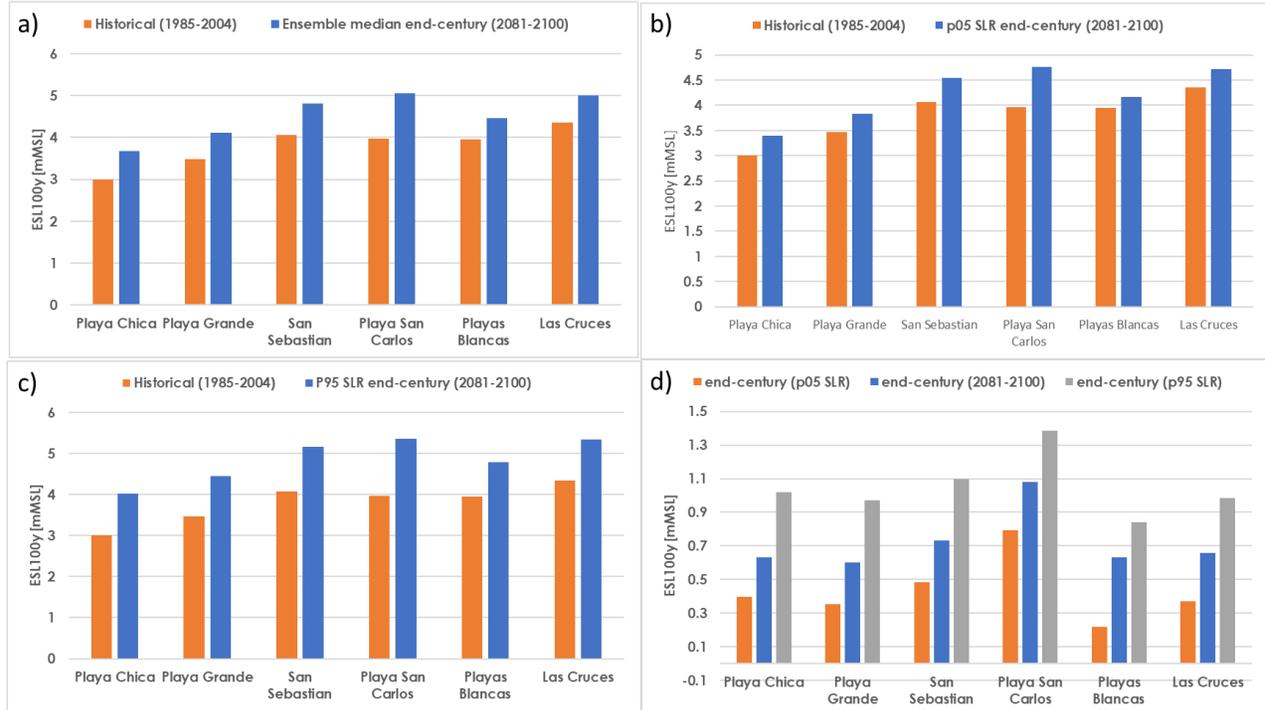


Figura 9. Nivel del mar extremo en la bahía de Cartagena para 100 años de periodo de retorno (ESL100y). a) Nivel del mar extremo absoluto de 100 años de periodo de retorno considerando el SLR mas probable (p50%). b) ELS100y absoluto bajo SLR poco probable optimista (p5%) c) ESL100y bajo un SLR poco probable pesimista (p95%) d) Δ ESL100y (diferencia entre la proyección de fin de siglo e histórico).

4. CONCLUSIONES

Las proyecciones de oleaje extremo a escala oceánica muestran que hacia el final del siglo (2081-2100), habrá un incremento en las alturas significativas extremas generadas en la banda latitudinal 40 a 60°S como respuesta a la intensificación y desplazamiento hacia el polo del cinturón de tormenta en el océano Pacífico sur. En consecuencia, los sistemas de oleaje extremo característicos del clima de olas de finales de siglo serán generados en latitudes más altas y por ende se propagarán mayores distancias, arribarán a las costas chilenas con altura significativa menor, pero con un período de ola medio más largo y desde una dirección con mayor oblicuidad hacia el sur. Este hallazgo es concordante con lo evidenciado en la proyección de la componente asociada al *storm-surge*, donde se proyectan una leve disminución en el evento de 100 años de recurrencia, la disminución en esta última componente es un indicador de que los sistemas de bajas presiones llegarán en menor cantidad hacia la banda latitudinal 30 a 35°S. En cuanto a los cambios en los ESLs, en términos generales se observa un aumento que oscila entre 63 y 66 cm, lo que indica que es el SLR el principal proceso que aumentará las inundaciones costeras futuras. No obstante, en la parte central de la bahía, los cambios son más fuertes y superan a los proyectados por la SLR (66cm). El aumento más fuerte se registró en la Playa de San Carlos con incrementos de hasta $ESL^{100y}=1.08m$. Dicho aumento se debe a que en la parte central de la bahía el oleaje extremo

arribará directamente (sin generarse procesos de refracción o difracción) y con una mayor longitud de onda. Este hallazgo debe verificarse con modelos basados en procesos, dado que el runup del oleaje es un proceso fuertemente no lineal sumado a que la fórmula empírica de Stockdon, si bien ha sido ampliamente aplicada en este tipo de estudios, dicha fórmula tiende a parametrizar procesos no lineales relevantes en el clima de oleaje chileno, como lo son la respuesta de la pendiente de la playa ante eventos extremos y las ondas de infragravedad.

Otro punto importante es que en el presente estudio se muestra que las proyecciones de los ESL deben idealmente desarrollarse a partir de información de oleaje generada en la costa. Si bien las proyecciones basadas en modelos de oleaje de escala global forzados desde modelos de circulación general, son de utilidad como para identificar los patrones en los cambios proyectados en el oleaje como respuesta a los cambios en los patrones de circulación atmosférica y los vientos de superficiales. Dicha información, al encontrarse en aguas profundas no permite resolver adecuadamente la interacción del oleaje con la batimetría y la morfología costera, ambos factores pueden amplificar los cambios en el clima de oleaje evidenciados a escalas oceánicas, por ejemplo, cambios en el periodo medio y/o dirección de incidencia del oleaje extremo. Adicionalmente, las proyecciones de ESL generadas a partir de información de oleaje *offshore* se basan en parámetros integrales (o de resumen) como la altura significativa, los periodos y la dirección medias del oleaje, esto debido a las limitaciones computacionales que conlleva desarrollar *downscaling* dinámico mediante simulaciones espectrales de oleaje en zonas costeras. Sin embargo, algunos sectores costeros con abrigos naturales y con incidencias de estados de mar multimodales (que surgen de mares de vientos y swells) en las que, por ejemplo, la dirección media de las olas no puede caracterizar sistemas de oleaje que incidan desde diferentes orígenes. La técnica de transferencia de espectros implementada en este trabajo, permite lidiar con la bimodalidad espectral en un tiempo computacional adecuado (orden de horas en un simple laptop), lo cual permite propagar series de tiempo de espectros de oleaje de 20 años o más, desde aguas profundas hacia variados puntos de interés al interior de una bahía, considerando múltiples periodos de análisis (históricos y futuros) y múltiples modelos climáticos. Esto último puede ser de gran relevancia para aplicar bases de datos de cambio climático para desarrollar estudios de riesgo de inundación a nivel de ingeniería, donde se requiere dar respuesta a problemáticas en tiempos acotados y con recursos limitados.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al equipo de modelación costera de Meric por proporcionar información batimétrica y mediciones de olas en Cartagena, en particular a Felipe Lucero y Leandro Suarez por todas sus sugerencias. Al profesor Patricio Winckler de la Universidad de Valparaíso y Cigiden, por todas sus recomendaciones durante el desarrollo de este trabajo. A Alejandra Gubler por el apoyo y la buena disposición en temas administrativos con los estudiantes del posgrado de la UC/Cigiden. Al SHOA por proporcionar información batimétrica y mareal en el sector, los cuales permitieron validar el modelo ADCIRC. Al profesor Joannes Westerink y Maria Teresa Contreras de la Universidad de Notre Dame por proporcionarnos el código fuente del modelo ADCIRC v55 y rutinas para su ejecución y al Integrated Climate Data Center (ICDC, CEN), de la Universidad de Hamburgo, Alemania. Por disponer los datos de aumento del nivel medio del mar.

Powered@NLHPC: Esta investigación fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02).

5. REFERENCIAS

- [1]. Arduin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J. F., Magne, R., Roland, A., ... & Collard, F. (2010). Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40(9), 1917-1941
- [2]. Beyá, J., Álvarez, M., Gallardo, A., Hidalgo, H., & Winckler, P. (2017). Generation and validation of the Chilean Wave Atlas database. *Ocean Modelling*, 116, 16-32.
- [3]. Chen, X., Zhang, X., Church, J. A., Watson, C. S., King, M. A., Monselesan, D., ... & Harig, C. (2017). The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. *Nature Climate Change*, 7(7), 492-495.
- [4]. Fasullo, J. T., Nerem, R. S., & Hamlington, B. (2016). Is the detection of accelerated sea level rise imminent? *Scientific reports*, 6(1), 1-7
- [5]. Church, J. A., P. Clark, A. Cazenave, J. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M. Merrifield, G. Milne, R.S.Nerem, P. Nunn, A. Payne, W. Pfeffer, D. Stammer, and A. Unnikrishnan (2013), *Sea level change*, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. Midgley, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA
- [6]. Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, 2013: *Sea Level Change Supplementary Material*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)].
- [7]. Fisher, R. A., & Tippett, L. H. C. (1928, April). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. In *Mathematical proceedings of the Cambridge philosophical society* (Vol. 24, No. 2, pp. 180-190). Cambridge University Press.
- [8]. Garner, A. J., Mann, M. E., Emanuel, K. A., Kopp, R. E., Lin, N., Alley, R. B., ... & Pollard, D. (2017). Impact of climate change on New York City's coastal flood hazard: Increasing flood heights from the preindustrial to 2300 CE. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(45), 11861-11866
- [9]. Hay, C. C., Morrow, E., Kopp, R. E., & Mitrovica, J. X. (2015). Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. *Nature*, 517(7535), 481-484
- [10]. Hemer, M. A., Fan, Y., Mori, N., Semedo, A., & Wang, X. L. (2013). Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nature climate change*, 3(5), 471-476
- [11]. Holman, R. A., & Sallenger Jr, A. H. (1985). Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90(C1), 945-953
- [12]. Janssen, P. (2004). *The interaction of ocean waves and wind*. Cambridge University Press
- [13]. Jevrejeva, S., Jackson, L. P., Riva, R. E., Grinsted, A., & Moore, J. C. (2016). Coastal sea level rise with warming above 2°C. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(47), 13342-13347
- [14]. Vos, K., Harley, M. D., Splinter, K. D., Walker, A., & Turner, I. L. (2020). Beach slopes from satellite-derived shorelines. *Geophysical Research Letters*, 47(14), e2020GL088365
- [15]. Little, C. M., Horton, R. M., Kopp, R. E., Oppenheimer, M., Vecchi, G. A., & Villarini, G. (2015). Joint projections of US East Coast Sea level and storm surge. *Nature Climate Change*, 5(12), 1114-1120
- [16]. Lobeto, H., Menendez, M., & Losada, I. J. (2021). Future behavior of wind wave extremes due to climate change. *Scientific reports*, 11(1), 1-12.
- [17]. Longuet-Higgins, M. S., & Stewart, R. W. (1963). A note on wave set-up. *Journal of Marine Research*, 21(1), 4-10.
- [18]. Marcos, M., Jordà, G., Gomis, D., & Pérez, B. (2011). Changes in storm surges in southern Europe from a regional model under climate change scenarios. *Global and Planetary Change*, 77(3-4), 116-128.
- [19]. Massel, S. R. (1996). *Ocean surface waves: their physics and prediction* (Vol. 11). World scientific.
- [20]. Massey, T. C., Anderson, M. E., Smith, J. M., Gomez, J. M., & Jones, R. (2011). *STWAVE: Steady-state spectral wave model user's manual for STWAVE, Version 6.0*.
- [21]. Mawdsley, R. J., Haigh, I. D., & Wells, N. C. (2015). Global secular changes in different tidal high water, low water and range levels. *Earth's Future*, 3(2), 66-81.
- [22]. Mengel, M., Levermann, A., Frieler, K., Robinson, A., Marzeion, B., & Winkelmann, R. (2016). Future sea level rise constrained by observations and long-term commitment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(10), 2597-2602.
- [23]. Mentaschi, L., Vousdoukas, M., Voukouvalas, E., Sartini, L., Feyen, L., Besio, G., & Alfieri, L. (2016). The transformed-stationary approach: a generic and simplified methodology for non-stationary extreme value analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9), 3527-3547.
- [24]. Mentaschi, L., Vousdoukas, M. I., Voukouvalas, E., Dosio, A., & Feyen, L. (2017). Global changes of extreme coastal wave energy fluxes triggered by intensified teleconnection patterns. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2416-2426.
- [25]. NGDC. 2020. 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2) v2. National Geophysical Data Center, NOAA. Accedido el 14 de Marzo 12020. <https://doi.org/10.7289/V5J1012Q>

- [26]. O'Grady, J. G., McInnes, K. L., Hemer, M. A., Hoeke, R. K., Stephenson, A. G., & Colberg, F. (2019). Extreme water levels for Australian beaches using empirical equations for shoreline wave setup. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(8), 5468-5484.
- [27]. Pickands III, J. (1975). Statistical inference using extreme order statistics. *the Annals of Statistics*, 119-131.
- [28]. Pickering, M. D., Horsburgh, K. J., Blundell, J. R., Hirschi, J. M., Nicholls, R. J., Verlaan, M., & Wells, N. C. (2017). The impact of future sea-level rise on the global tides. *Continental Shelf Research*, 142, 50-68.
- [29]. Pringle, W. J., Wirasaet, D., Roberts, K. J., & Westerink, J. J. (2021). Global storm tide modeling with ADCIRC v55: unstructured mesh design and performance. *Geoscientific Model Development*, 14(2), 1125-1145.
- [30]. Rasche, N., & Arduin, F. (2013). A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2: Model validation with improved source term parameterization. *Ocean Modelling*, 70, 174-188.
- [31]. Rasmussen, D. J., Bittermann, K., Buchanan, M. K., Kulp, S., Strauss, B. H., Kopp, R. E., & Oppenheimer, M. (2018). Extreme sea level implications of 1.5 C, 2.0 C, and 2.5 C temperature stabilization targets in the 21st and 22nd centuries. *Environmental Research Letters*, 13(3), 034040.
- [32]. Roberts, K. J., Pringle, W. J., & Westerink, J. J. (2019). OceanMesh2D 1.0: MATLAB-based software for two-dimensional unstructured mesh generation in coastal ocean modeling. *Geoscientific Model Development*, 12(5), 1847-1868.
- [33]. Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J., & Beach, R. A. (2001). Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *Journal of coastal research*, 407-419.
- [34]. Rykaczewski, R. R., Dunne, J. P., Sydeman, W. J., Garcia-Reyes, M., Black, B. A., & Bograd, S. J. (2015). Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents through the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6424-6431.
- [35]. Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... & Goldberg, M. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015-1058.
- [36]. Serafin, K. A., & Ruggiero, P. (2014). Simulating extreme total water levels using a time-dependent, extreme value approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(9), 6305-6329.
- [37]. Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., & Sallenger Jr, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal engineering*, 53(7), 573-588.
- [38]. Stockdon, H. F., Thompson, D. M., Plant, N. G., & Long, J. W. (2014). Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models. *Coastal Engineering*, 92, 1-11.
- [39]. Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American meteorological society*, 93(4), 485-498.
- [40]. Vitousek, S., Barnard, P. L., Fletcher, C. H., Frazer, N., Erikson, L., & Storlazzi, C. D. (2017). Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Scientific reports*, 7(1), 1-9.
- [41]. Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., & Feyen, L. (2017). Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. *Earth's Future*, 5(3), 304-323.
- [42]. Wahl, T., Haigh, I. D., Nicholls, R. J., Arns, A., Dangendorf, S., Hinkel, J., & Slangen, A. B. (2017). Understanding extreme sea levels for broad-scale coastal impact and adaptation analysis. *Nature communications*, 8(1), 1-12.
- [43]. Wessel, P., & Smith, W. H. (1996). A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), 8741-8743.
- [44]. Winckler, P.; Contreras - López, M.; Larraguibel, C.; Mora, J.; Esparza, C.; Agredano, R. Martínez, C. & Torres, I., 2020. Informe Proyecto ARCLim: Zonas Costeras. Universidad de Valparaíso, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Pontificia Universidad Católica de Chile, coordinado por Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia y Centro de Cambio Global UC para el Ministerio del Medio Ambiente a través de La Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ). Valparaíso.
- [45]. Winckler, P., Aguirre, C., Farías, L., Contreras-López, M., & Masotti, Í. (2020). Evidence of climate-driven changes on atmospheric, hydrological, and oceanographic variables along the Chilean coastal zone. *Climatic Change*, 163(2), 633-652.
- [46]. Winckler, P., Esparza, C., Mora, J., Melo, O., Bambach, N., Contreras-López, M., & Sactic, M. I. (2022). Impacts in ports on a tectonically active coast for climate-driven projections under the RCP 8.5 scenario: 7 Chilean ports under scrutiny. *Coastal Engineering Journal*, 1-19.
- [47]. WW3DG, T. W. I. D. G. (2019). User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM. Cit. on, 78.