



*Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos,
Canales y Puertos.*
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



Evaluación del efecto Cambio Climático en la costa a través de indicadores de impacto asociados con el clima del oleaje

Trabajo realizado por:

Guillermo Carballo Lafuente

Dirigido:

Melisa Menéndez García

Héctor Lobeto Alonso

Titulación:

**Máster Universitario
en Costas y Puertos**

Santander, septiembre de 2025

TRABAJO FIN DE MASTER

ÍNDICE

1. CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Motivación y estado del arte.....	1
1.1.1. El oleaje: generación, caracterización y variabilidad climática	1
1.1.2. El cambio climático y sus implicaciones en la costa.....	2
1.1.3. Oleaje y cambio climático	5
1.2. Objetivos.....	8
1.3. Estructura de la memoria	8
2. CAPÍTULO 2. BASE DE DATOS Y ZONAS DE ESTUDIO.....	10
2.1. Bases de datos.....	10
2.1.1. Forzamiento del oleaje.....	10
2.1.2. Datos reanálisis.....	10
2.1.3. Datos modelos climáticos CMIP6	11
2.1.4. Procesado de puntos DOW hindcast	12
2.1.5. Procesado de puntos DOW CMIP6	13
2.2. Zonas de estudio	14
2.2.1. Costa Holanda Meridional.....	15
2.2.2. Costa de las Landas	17
2.2.3. Costa de la Toscana	20
2.2.4. Costa del distrito de Oporto.....	23
2.2.5. Costa Maspalomas.....	26
3. CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA ESTIMAR LOS INDICADORES DE IMPACTO	31
3.1. Indicador de erosión en el perfil de playa: Profundidad de cierre.....	31
3.1.1. Motivación y estado del arte.....	31
3.1.2. Metodología aplicada	34
3.2. Indicador de estructura de defensa: Tamaño de piezas.....	36
3.2.1. Motivación y estado del arte.....	36
3.2.2. Metodología aplicada	39
3.3. Indicador de surfabilidad: Estado de Mar y Tipo de rotura	41
3.3.1. Motivación y estado del arte.....	41
3.3.2. Metodología aplicada	45
3.4. Estimación del efecto del cambio climático	48
3.4.2. Concordancia entre modelos	49
4. CAPÍTULO 4. RESULTADOS	51
4.1. Indicador de erosión en el perfil de playa: Profundidad de cierre.....	51
4.2. Indicador d estructura de defensa: Peso de piezas.....	57
4.3. Indicador de surfabilidad: Estado de Mar y Tipo de rotura	63

5. CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN	83
5.1. Indicadores de impacto basados en el clima del oleaje	83
5.2. Consideraciones y limitaciones a tener en cuenta del estudio	84
6. CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y LÍNEAS DE ESTUDIO FUTURAS	86
7. CAPÍTULO 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88
8. ANEXO I. INDICADOR DE PROFUNDIDAD DE CIERRE.....	95
I.I. Resultados cambio en PdC.....	95
I.II. Resultados cambio en H_{s12}	99
I.V. Resultados cambio en T_{s2}	103
9. ANEXO II. INDICADOR DE TAMAÑO DE PIEZAS	107
II.II. Resultados del cambio en W_{p50}	107
II.II. Resultados cambio en H_i	111
10. ANEXO III. INDICADOR DE SURFEABILIDAD: ESTADOS DE MAR Y TIPO DE ROTURA	115
III.I. Resultados cambio en I_{cs} medio	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Los escenarios de emisiones y sus cinco trayectorias socioeconómicas (SSP). Se ilustran los niveles de temperatura relativos a la era pre-industrial, los niveles actuales (2020) y las ramificaciones de los diferentes escenarios a lo largo del siglo XXI según las cinco trayectorias socioeconómicas (Meinshausen <i>et al.</i> , 2020).	4
Figura 2.1. Localización de las zonas de estudio seleccionadas a lo largo de la costa europea.....	15
Figura 2.2. Puntos DOW con batimetría (arriba), rosas de oleaje(medio) y función de distribución acumulada para H_s y T_p	15
Figura 2.3. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de Holanda Meridional.	16
Figura 2.4. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de Holanda Meridional.....	17
Figura 2.5. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de Holanda Meridional.	17
Figura 2.6. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa del departamento de las Landas.....	18
Figura 2.7. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de las Landas.....	18
Figura 2.8. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de las Landas.....	19
Figura 2.9. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de las Landas.....	20
Figura 2.10. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa del distrito de la Toscana.	20
Figura 2.11. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de la Toscana.	21
Figura 2.12. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de la Toscana.....	22
Figura 2.13. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de la Toscana.	22
Figura 2.14. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa del distrito de Oporto.	23
Figura 2.15. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de Oporto.....	24
Figura 2.16. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de Oporto.	25

Figura 2.17. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de Oporto.	26
Figura 2.18. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa de Maspalomas.	26
Figura 2.19. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de Maspalomas..	27
Figura 2.20. Funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de Maspalomas.	27
Figura 2.21. Rosas de oleaje para el tramo oeste (arriba) y este (abajo) funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de Maspalomas.	29
Figura 2.22. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de Maspalomas.	29
Figura 3.1. Cadena de impacto generalizada para las diferentes zonas de estudio para el riesgo de erosión costera debido a cambios en el perfil de playa derivados de la variabilidad y proyecciones del oleaje bajo escenarios de cambio climático que afectan a la PdC en las diferentes zonas de estudio.	32
Figura 3.2. Ejemplo de cálculo de H_{s12} mediante la CDF empírica para una localización DOW de Maspalomas (<i>hindcast</i>). a línea discontinua roja indica el valor de H_{s12} correspondiente a la probabilidad acumulada de 12 h/año.	35
Figura 3.3. Representación de distribución de H_s - T_p para dos localizaciones de dos zonas de estudio distintas indicando el H_{s12} , el intervalo de T_p más probable y el T_s asociado. A la izquierda se representa para la zona de estudio de Holanda Meridional, mientras que a la derecha la costa de Maspalomas. Nótese que entre las dos zonas de estudio se muestra una distribución de H_s - T_p totalmente distintas.	36
Figura 3.4. Cadena de impacto generalizada para las diferentes zonas de estudio para la avería progresiva del manto principal de un dique en talud de materiales sueltos con relación al tamaño de las piezas del dique debido a cambios en clima marítimo, temporales, derivados de la variabilidad y proyecciones del oleaje bajo escenarios de cambio climático.	38
Figura 3.5. Valores recomendados para obras de abrigo y defensa a partir de los de Índice de Repercusión Económica (IRE, arriba) e Índice de Repercusión Social y Ambiental (ISA, abajo). Con los valores del IRE se obtiene la Vida útil Mínima (V_m) y con los valores ISA se obtiene la Probabilidad de Fallo de Estado Límite Último (P_{fELU}) y la Probabilidad de Fallo en Estado Límite de Servicio (P_{fELS}).	40

Figura 3.6. Análisis extremal mediante máximos anuales con GEV para el punto DOW de la costa de Oporto en el modelo climático MRI-ESM2-0 para el escenario SSP5-8.5..... 41

Figura 3.7. Cadena de impacto generalizada para las diferentes zonas de estudio para el riesgo de pérdida de calidad y consistencia de recurso surf derivados de la variabilidad y proyecciones del oleaje bajo escenarios de cambio climático que afectan a los estados de mar y tipo de rotura surfeable en las diferentes zonas de estudio..... 44

Figura 4.1. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para la profundidad de cierre en la costa de Holanda Meridional. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de PdC para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5..... 52

Figura 4.2. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para la profundidad de cierre en la costa de las Landas. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de PdC para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5. 53

Figura 4.3. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para la profundidad de cierre en la costa de la Toscana. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de PdC para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5. 54

Figura 4.4. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para la profundidad de cierre en la costa de Oporto. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de PdC para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5..... 55

Figura 4.5. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para la profundidad de cierre en la costa de Maspalomas. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de PdC para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5. 56

Figura 4.6. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para el peso medio de piezas en la costa de Holanda Meridional. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de W_{p50} para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de

cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.
..... 58

Figura 4.7. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para el peso medio de piezas en la costa de las Landas. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de W_{p50} para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5..... 59

Figura 4.8. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para el peso medio de piezas en la costa de la Toscana. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de W_{p50} para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5..... 60

Figura 4.9. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para el peso medio de piezas en la costa de Oporto. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de W_{p50} para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5..... 61

Figura 4.10. Valores absolutos (arriba) y relativos (abajo) de cambio para el peso medio de piezas en la costa de Maspalomas. En ambos tipos de resultados se muestra a la izquierda los resultados de W_{p50} para el *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5..... 62

Figura 4.11. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Holanda Meridional para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p)...... 64

Figura 4.12. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de Holanda Meridional. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierdaa derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble..... 65

Figura 4.13. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) para la costa de Holanda Meridional. En ambas estaciones muestran en orden de izquierdaa derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble..... 67

Figura 4.14. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Holanda Meridional para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p)...... 68

Figura 4.15. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de las Landas. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble..... 70

Figura 4.16. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) en la costa de las Landas. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble. 71

Figura 4.17. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Toscana para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p). 72

Figura 4.18. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de la costa de la Toscana. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble..... 74

Figura 4.19. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Oporto para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p). 75

Figura 4.20. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de la costa de Oporto. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble..... 77

Figura 4.21. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) en la costa de Oporto. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble. 78

Figura 4.22. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Maspalomas para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p). 79

Figura 4.23. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la

zona de estudio de la costa de Maspalomas. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble..... 81

Figura 4.24. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) en la costa de Maspalomas. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del ensemble. 82

Evaluación del efecto Cambio Climático en la costa a través de indicadores de impacto asociados con el clima del oleaje

Autor: Guillermo Carballo
Lafuente

Dirigido por: Melisa
Menéndez García y Héctor
Lobeto Alonso

Convocatoria: Septiembre
2025

RESUMEN

El cambio climático impactará de forma diferenciada en las zonas costeras europeas a través del oleaje, lo que condicionará procesos erosivos, la estabilidad de las defensas costeras y la calidad de recursos recreativos como el surf. Para analizarlo, se seleccionaron cinco áreas de estudio (Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas) y se utilizaron datos de la base Downscaled Ocean Waves (DOW), que combina un hindcast histórico (1985–2022) y proyecciones de modelos CMIP6 para finales de siglo bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5. A partir de estas series, se calcularon tres indicadores de impacto: la profundidad de cierre como proxy del potencial erosivo, el peso medio de piezas de manto como medida de exigencias de diseño estructural y un índice de surfabilidad que integra el estado de mar y el tipo de rotura. La metodología consistió en aplicar un enfoque delta para estimar cambios relativos y absolutos respecto a las condiciones históricas, complementado con un análisis de concordancia entre modelos para evaluar la robustez de las proyecciones. Los resultados muestran que la profundidad de cierre tenderá a incrementarse en fachadas atlánticas expuestas, lo que implica mayor movilización de sedimento, mientras que en zonas subtropicales se proyectan descensos bajo altas emisiones; el peso de piezas de manto aumenta en regiones donde se intensifican los extremos de oleaje, lo que exigirá reforzar criterios de diseño de infraestructuras; y la surfabilidad experimenta una reducción de la calidad de las olas en invierno con ligeras mejoras estivales, dependiendo de la orientación y del régimen espectral. En conclusión, el estudio demuestra que los impactos del cambio climático sobre el clima de oleaje no son homogéneos y que su integración en la planificación costera resulta esencial para diseñar estrategias de adaptación que equilibren protección, sostenibilidad y aprovechamiento de los recursos.

Palabras clave: Cambio climático, clima de oleaje, indicadores de impacto, profundidad de cierre, surfabilidad, peso de piezas de manto, escenarios socioeconómicos, CMIP6

Assessment of the effect of climate change on the coast through impact indicators associated with wave climate

Author: Guillermo Carballo
Lafuente

Directed by: Melisa
Menéndez García y Héctor
Lobeto Alonso

Call: September 2025

ABSTRACT

Climate change will impact European coasts differently through wave climate, affecting erosive processes, the stability of coastal defenses, and the quality of recreational resources such as surfing. To assess these effects, five study areas were selected (Southern Holland, Landes, Tuscany, Oporto, and Maspalomas) using data from the Downscaled Ocean Waves (DOW) database, which integrates a historical hindcast (1985–2022) with CMIP6-based projections for the end of the century under scenarios SSP2-4.5 and SSP5-8.5. From these series, three impact indicators were calculated: depth of closure as a proxy for erosive potential, mean armor unit weight as a measure of structural design requirements, and a surfability index integrating sea state and breaking type. The methodology applied a delta approach to estimate absolute and relative changes compared with historical conditions, complemented by an inter-model agreement analysis to assess robustness. Results show that depth of closure is projected to increase along exposed Atlantic coasts, implying greater sediment mobilization, while subtropical areas may experience decreases under high-emission scenarios; armor unit weight increases in regions where wave extremes intensify, pointing to stricter structural design demands; and surfability tends to decline in winter with slight improvements in summer, depending on coastal orientation and spectral regime. In conclusion, the study demonstrates that climate change will alter wave-related impacts in non-uniform ways, highlighting the importance of integrating wave climate projections into coastal planning to design adaptation strategies that balance protection, sustainability, and the use of coastal resources.

Key words: Climate change, wave climate, impact indicators, depth of closure, surfability, mantle piece weight, shared socioeconomic trajectories, CMIP6

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación y estado del arte

1.1.1. *El oleaje: generación, caracterización y variabilidad climática*

El oleaje es uno de los principales agentes dinámicos que gobiernan la interacción entre la atmósfera, el océano y la zona costera. Su estudio es fundamental para comprender la dinámica marina y para diseñar soluciones prácticas a los múltiples retos que se plantean en la línea de costa. Este protagonismo se explica porque el oleaje actúa como un mecanismo de transferencia de energía desde el viento hacia el océano, modulando procesos físicos, químicos, geológicos y biológicos que condicionan el funcionamiento del sistema marino-costero. Por ello, tanto los hábitats y ecosistemas marinos, el transporte de sedimentos, la estabilidad de las infraestructuras marítimas, la navegabilidad, las actividades recreativas y deportivas o el aprovechamiento de recursos energéticos a través de la energía undimotriz (Holthuijsen, 2007) están condicionados por el comportamiento del oleaje. De este modo, el oleaje no solo determina la configuración física de la línea de costa, sino también la manera en que la sociedad humana interactúa y se adapta al litoral.

El proceso de generación de oleaje depende de la transferencia de energía desde la atmósfera a la superficie oceánica y se encuentra controlado por factores como la intensidad del viento, su duración y la extensión espacial donde actúa (comúnmente conocido como *fetch*). En la zona de generación se produce el mar de viento (*sea*), caracterizado por olas cortas e irregulares aún bajo la acción directa del viento. Al propagarse fuera del *fetch*, estas olas se transforman en mar de fondo (*swell*), con trenes más regulares, de mayor periodo y capaces de recorrer grandes distancias con escasa atenuación. Una vez generadas, las olas pueden propagarse a través de grandes cuencas oceánicas y, al aproximarse a zonas someras, experimentan transformaciones debidas a la interacción con la batimetría, condicionando su efecto sobre la costa. Entre los mecanismos que provocan estas transformaciones destacan la refracción, la difracción, asomeramiento y rotura, que determinan la distribución espacial de la energía y los patrones de impacto en la zona costera (Cavaleri *et al.*, 2007; Holthuijsen, 2007)

El conocimiento del clima del oleaje se ha construido a partir de medidas observacionales, ensayos de laboratorio y modelado numérico. Las observaciones *in situ* mediante boyas han proporcionado registros de gran precisión que permiten describir con

detalle las condiciones locales, mientras que la observación satelital ha hecho posible una cobertura global. No obstante, la disponibilidad espacial y temporal de estas mediciones es limitada, lo que ha impulsado el desarrollo de modelos numéricos capaces de simular la generación y propagación del oleaje a partir de campos de viento superficial. Los modelos de tercera generación, como WaveWatch III (WWIII) o SWAN, han permitido elaborar reanálisis y *hindcast* que cubren varias décadas, constituyendo en la actualidad la principal fuente de información para estudiar la variabilidad del clima del oleaje y sus tendencias a largo plazo (Cavaleri *et al.*, 2007)

Asimismo, se ha constatado que el oleaje refleja la influencia de la variabilidad climática natural en distintas escalas temporales. En el Pacífico, fenómenos interanuales como El Niño–Oscilación del Sur (ENSO) alteran de forma significativa la intensidad y la dirección del oleaje, mientras que en el Atlántico Norte la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) condiciona de manera decisiva la energía y la orientación del oleaje invernal. Estos patrones evidencian que el oleaje responde directamente a los forzamientos atmosféricos de gran escala, y que su régimen no es estático ni homogéneo, sino que presenta fluctuaciones asociadas a las oscilaciones del sistema climático.

En síntesis, el oleaje constituye un componente esencial del sistema océano-atmósfera-costera, cuya generación depende de los patrones de viento y cuya caracterización se ha perfeccionado gracias a la combinación de observaciones y simulaciones numéricas. El hecho de que sus propiedades se vean moduladas por fenómenos climáticos naturales constituye un argumento sólido para plantear la pregunta sobre su evolución futura: si los patrones atmosféricos se ven modificados por el cambio climático de origen antropogénico, también lo harán las características del oleaje y, en consecuencia, los procesos e impactos asociados en la zona costera.

1.1.2. El cambio climático y sus implicaciones en la costa

El cambio climático constituye uno de los principales desafíos ingenieriles, científicos y sociales de las últimas décadas, al ser un fenómeno que altera el equilibrio energético del sistema climático global. Su estudio se resume de forma periódica por parte del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (conocido por sus siglas en inglés, IPCC), el cual, a través de sus informes ha documentado el calentamiento inequívoco del sistema terrestre y la creciente influencia de las actividades humanas sobre el clima terrestre y todas sus componentes: atmósfera, océano, criosfera y biosfera. Este proceso no solo se

manifiesta en el incremento sostenido de la temperatura media global, sino también en la modificación de los patrones de precipitación, el retroceso de los glaciares, la pérdida de hielo marino, el aumento del nivel medio del mar y la intensificación de eventos meteorológicos extremos.

El océano desempeña un papel esencial en el sistema climático global, ya que actúa como un gran regulador de la energía y condiciona la circulación atmosférica a escala planetaria. Su capacidad para almacenar calor y redistribuir masas de agua influye directamente en la dinámica de las corrientes y en la formación de sistemas meteorológicos. De manera conjunta con la atmósfera, el océano controla distintos patrones de variabilidad climática, como la NAO y el ENSO, cuya alteración bajo escenarios de cambio climático forzado por el ser humano podría tener consecuencias directas sobre el régimen de vientos y, en última instancia, sobre la generación y propagación del oleaje.

Así, los cambios proyectados en la intensidad, frecuencia y trayectoria de los ciclones tropicales, en la localización de los cinturones de vientos del oeste o en la persistencia de sistemas de alta y baja presión regionales tienen el potencial de transformar la dinámica del oleaje y, en consecuencia, la energía que incide sobre las zonas costeras a través de él.

Los escenarios futuros de cambio climático se proyectan a partir de las *Shared Socioeconomic Pathways* (SSP), trayectorias que describen posibles futuros socioeconómicos y permiten vincular el desarrollo humano con los niveles de emisiones y la capacidad de mitigación y adaptación (O'Neill *et al.*, 2017). A diferencia de los antiguos escenarios basados únicamente en emisiones (SRES o RCP), los SSP incorporan dimensiones sociales y económicas.

Los cinco escenarios principales plantean futuros contrastados: SSP1 representa un camino sostenible con bajos retos para mitigación y adaptación; SSP2 describe una vía intermedia de continuidad; SSP3 refleja un mundo fragmentado con grandes dificultades en ambos frentes; SSP4 se centra en la desigualdad, con mayores problemas de adaptación; y SSP5 proyecta un desarrollo intensivo en combustibles fósiles, con altos retos para la mitigación.

En el contexto de las proyecciones climáticas, los SSP se combinan con diferentes niveles de forzamiento radiativo para generar escenarios integrados futuros. Entre ellos,

el IPCC ha priorizado cinco trayectorias: SSP1-1.9 y SSP1-2.6, compatibles con los objetivos del Acuerdo de París y que limitan el calentamiento a 1,5–2 °C; SSP2-4.5, que refleja una vía intermedia de mitigación parcial; SSP3-7.0, caracterizado por una alta rivalidad regional y elevadas emisiones; y SSP5-8.5, que representa un futuro de altas emisiones dominado por el uso intensivo de combustibles fósiles (Meinshausen *et al.*, 2020).

La Figura 1.1 muestra cómo estos escenarios divergen progresivamente a lo largo del siglo XXI, con aumentos de la temperatura media global que van desde valores cercanos a 1.5 °C en SSP1-1.9 hasta más de 4 °C en SSP5-8.5 hacia finales de siglo (Meinshausen *et al.*, 2020). Esta representación gráfica permite visualizar el rango de futuros plausibles y resalta el papel decisivo de las políticas de mitigación. En este trabajo se emplean como referencia los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5, que permiten explorar un rango intermedio y extremo de posibles impactos sobre el clima del oleaje.

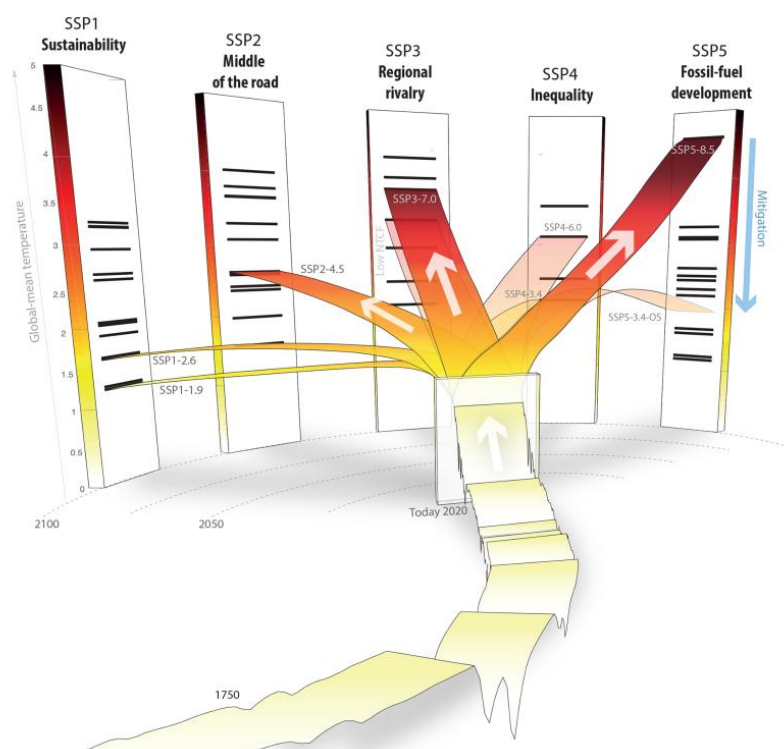


Figura 1.1. Los escenarios de emisiones y sus cinco trayectorias socioeconómicas (SSP). Se ilustran los niveles de temperatura relativos a la era pre-industrial, los niveles actuales (2020) y las ramificaciones de los diferentes escenarios a lo largo del siglo XXI según las cinco trayectorias socioeconómicas (Meinshausen *et al.*, 2020).

Si bien estos cambios proyectados a nivel climático se expresan en variables físicas como la temperatura o el nivel del mar, sus repercusiones alcanzan también al marco del riesgo costero, puesto que modifican directamente el peligro que actúa sobre el litoral.

El marco del riesgo costero puede entenderse como una cadena en la que actúan diferentes componentes como son: el peligro que actúa como desencadenante, el impacto como su manifestación y la exposición al riesgo y la vulnerabilidad de los elementos expuestos. La interacción entre estos conlleva al riesgo específico según las variables que se analicen (IPCC, 2014). En este sentido, fenómenos físicos como los temporales de oleaje constituyen peligros que, al materializarse, generan impactos tales como erosión costera, inundaciones o alteraciones en la dinámica sedimentaria. Estos impactos, a su vez, se convierten en riesgo cuando afectan a poblaciones, infraestructuras o ecosistemas expuestos y con distinto grado de vulnerabilidad. El cambio climático, al modificar la magnitud y frecuencia de los peligros oceánicos y atmosféricos, altera esta cadena, lo que condiciona la evolución del riesgo en su conjunto.

1.1.3. Oleaje y cambio climático

Los primeros estudios que vincularon el cambio climático con la variabilidad del clima del oleaje se desarrollaron en la década de 1990. Entre ellos destaca el trabajo de Kushnir *et al.* (1997), que documentó un incremento sostenido de la H_s en el Atlántico Norte desde los años sesenta, asociado a cambios en la circulación atmosférica ligados a la NAO. Poco después, Wang y Swail (2001) y Gulev y Grigorieva (2004) ampliaron estas evidencias mediante *hindcasts* regionales y registros de buques, consolidando la idea de que el oleaje respondía tanto a la variabilidad climática natural como a posibles forzamientos de origen antropogénico. Posteriormente, el uso de altimetría satelital permitió caracterizar tendencias globales desde principios de los noventa, con estudios como los de Hemer *et al.* (2010) y Young *et al.* (2011), que mostraron señales coherentes de cambios en la intensidad y distribución espacial del oleaje a escala planetaria.

Desde la década de 2010, el estudio del cambio climático en el oleaje se ha apoyado en conjuntos (*ensembles*) multimodelo se generan forzando modelos espectrales de tercera generación con modelos climáticos globales (GCMs del acrónimo inglés) de *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP). Para homogeneizar este proceso, bajo COWCLIP se estableció un protocolo común para validar, intercomparar y difundir proyecciones de oleaje global de forma consistente entre modelos y escenarios (Hemer *et al.*, 2012). Estos *ensembles* pueden cuantificar cambios en parámetros integrados del estado del mar a escala climática, como: altura de ola significativa (H_s), en media y percentiles (p95 y p99), periodo medio (T_m), periodo de pico (T_p) y dirección media (θ_m) así como extremos mediante periodos de retorno (H_s para 20 a 100 años) y falta de

concordancia (variabilidad interna, diferencias entre modelos del *ensemble*). En la práctica, muchas aplicaciones trasladan las anomalías sobre un *hindcast* de referencia mediante correcciones de sesgo y/o el método delta, obteniendo series coherentes para análisis estadístico de medias, tendencias y extremos.

En los últimos años se han llegado a estimar cambios en algunos de los parámetros mencionados.

Para el H_s medio se proyecta que no varía de forma uniforme a escala global, sino que presenta patrones regionales: aumentos en el hemisferio sur de latitudes medias-altas y en sectores Pacífico tropical, mientras que son más probables descensos del Atlántico Norte y Pacífico Norte. En el Ártico emergen incrementos ligados a la pérdida de hielo y al alargamiento del *fetch* de las borrascas. Todo ello en mayor magnitud bajo trayectorias de altas emisiones (Morim *et al.*, 2019; Casas-Prat *et al.*, 2024). En cuencas semi cerradas como el Mar del Norte y el Báltico, Bonaduce *et al.* (2019) encuentran un patrón de descensos y diferencias estacionales y geográficas (p. ej. en verano disminuye a lo largo de la costa sueca y aumenta en la costa finlandesa). En cambio, en el Mar Mediterráneo la concordancia entre modelos es heterogénea en las distintas subcuencas, es decir, no hay un consenso de cambio de H_s medio (Casas-Prat *et al.*, 2024; De Leo *et al.*, 2024).

Para el T_m/T_p se proyecta, bajo un escenario de altas emisiones, incremento allí donde domina el *swell* del hemisferio sur: el Océano Austral y amplias zonas del Pacífico sur (incluido el tropical oriental) muestra incremento de T_m del orden del 5-15% hacia finales del siglo, que se extienden también al Índico Sur. En el Ártico se esperan aumentos estacionales del periodo ligados al mayor *fetch* estival por pérdida del hielo (Casas-Prat *et al.*, 2024). En las latitudes medias del Atlántico Norte y del Pacífico norte predominan descensos ligeros del periodo, con marcada dependencia estacional, aunque con una baja concordancia entre modelos para un escenarios donde las emisiones disminuyen a partir de 2040 (Morim *et al.*, 2019). En el Mar del Norte y Báltico, los cambios son relativamente pequeños (< 5%) en invierno/verano y un aumento algo mayor en el Báltico durante invierno y el Mar de Irlanda en verano (Bonaduce *et al.*, 2019).

En cuanto a la θ_m , a escala global, se proyectan pequeños cambios de orientación, de magnitud en general reducida ($\sim 5^\circ$ a $\sim 15^\circ$), con cambios robustos entre modelos en $\sim 21^\circ$ de la costa libre de hielo hacia finales del siglo bajo un escenario de alta emisiones (2081-2100) (Morim *et al.*, 2019). En mar abierto, los cambios de dirección se organizan con

franjas de paso de borrascas extratropicales: predominan giros antihorarios en el zonas polares del Océano Austral, Pacífico Norte y Atlántico Norte, y horarios en latitudes más bajas, en línea con el desplazamiento hacia los polos de los corredores de tormentas de latitudes medias (Hemer *et al.*, 2013; Morim *et al.*, 2019). En trópicos y subtropicos, los vientos alisios se desplazan un poco hacia los polos y la circulación atmosférica se ensancha haciendo que cambien de rumbo algunas olas: en algunas regiones entra más el mar *swell* y en otras más mar de . Como resultado, la dirección media del oleaje gira unos grados de forma distinta según la zona, siendo el Atlántico sur tropical y el Índico (Lobeto *et al.*, 2022; Morim *et al.*, 2019). Finalmente, en el Ártico, se proyectan giros locales de más de 15°, antihorario, ligados a la pérdida de hielo y cambios del régimen de vientos, lo que subraya la sensibilidad direccional de altas latitudes (Casas-Prat *et al.*, 2024).

Para los extremos de oleaje a escala global, los *ensembles* señalan aumentos en altas latitudes del hemisferio sur y poca concordancia entre modelos para el hemisferio norte. Concretamente, Meucci *et al.* (2020) estiman que para un H_s de percentil 100% habrá un aumento del 5 al 15% en el Océano Austral, del 5 al 10 % en altas latitudes del Pacífico norte, y un descenso de -5 a 15% en el Atlántico Norte de latitudes bajas-medias para un escenario de altas emisiones. Además, también muestran que estas señales de cambio se mantienen para H_s de periodo de retorno de 10 a 100 años. Por su parte, Lobeto *et al.* (2021a) encuentran cambios robustos en extremos sobre más del 25% del océano, los aumentos abarcan áreas más extensas y de mayor magnitud cuanto mayor es el periodo de retorno, destacando el Océano Austral con incrementos locales de más de 2 m en el escenario de altas emisiones y descensos de más de 1.5 m en el Pacífico norte tropical. Casas-Prat *et al.* (2024) sintetiza que, aunque los cambios en extremos son más heterogéneos y su incertidumbre mayor que con las H_s medio, emergen incrementos en altas latitudes del hemisferio sur y el Ártico, con baja concordancia entre modelos para el Atlántico y Pacífico norte, subrayando la sensibilidad regional.

Si bien, para trasladar estas señales climáticas globales a impactos costeros cuantificables, es necesario realizar un *downscaling* y correcciones de sesgo antes de forzamiento. Estudios como el de Sierra y Casas-Prat (2014) y Camus *et al.* (2017), donde se operacionalizó este paso, obtienen indicadores con los que poder evaluar el cambio climático su impacto. Sierra y Casas-Prat (2014) evalúan la sensibilidad de playas, puertos y estructuras mediante (1) el potencial de transporte longitudinal para inferir en la erosión/acreción, (2) la agitación/penetración de oleaje en dársenas como *proxy* de

operatividad y siltación, (3) descarga de rebase y (4) estabilidad de mantos y socovación; mostrando que pequeñas variaciones de H_s , T y θ alteran sustancialmente estas métricas. Mientras que Camus *et al.* (2017) no solo proyecta estos parámetros, sino también que aplicó indicadores compuestos con el nivel total del agua (marea meteorológica, astronómica y *setup*) para inundación costera y horas anuales con rebase por encima de un umbral como medida de operatividad; evidenciando que el descenso directo a indicadores reduce incoherencias multivariantes y mejora la comparabilidad espacial de los riesgos.

1.2. Objetivos

Así pues, uno de los desarrollos más relevantes es el proyecto *Coastal Climate Core Service* (CoCliCo), donde se ha generado bases de datos de oleaje y nivel del mar de alta resolución a partir de *hindcasts* y proyecciones climáticas forzadas con modelos CMIP6 (Menendez *et al.*, 2020). Su aportación principal radica en la integración de metodologías híbridas de *downscaling* y corrección de sesgos, proporcionando un conjunto de datos consistentes para el análisis de impactos y riesgos en la escala costera.

Por lo que objetivo principal del presente Trabajo de Fin de Máster es caracterizar el cambio climático sobre el clima de oleaje mediante indicadores de impacto costero en Europa. Los objetivos secundarios asociados son:

- Analizar el efecto de posibles cambios en el oleaje para (1) procesos erosivos en playas mediante el estudio de cambio de la profundidad de cierre, (2) el recurso deportivo y turístico del surf y (3) cambios en las condiciones de diseño de estructuras de defensa mediante estimación del cambio en el tamaño de los bloques.
- Observar si existe una variabilidad del cambio del clima del oleaje en diferentes zonas geográficas de la costa europea.
- Contrastar diferencias entre los escenarios de las rutas socioeconómicas compartidas (SSP) para el oleaje.
- Evaluar la incertidumbre asociada a los cambios futuros proyectados mediante análisis del nivel de acuerdo/concordancia que hay entre miembros del ensemble del conjunto de datos del proyecto CoCliCo.

1.3. Estructura de la memoria

CAPÍTULO 2. BASE DE DATOS Y ZONAS DE ESTUDIO

2.1. Bases de datos

El análisis desarrollado en este trabajo se sustenta en el conjunto de datos *Downscaled Ocean Waves* (DOW), desarrollado en el marco del proyecto europeo CoCliCo. Este producto consiste en series temporales horarias de oleaje en puntos localizados en aguas próximas a la costa europea (~1 km), obtenidas mediante la aplicación de técnicas de *downscaling* a simulaciones regionales de oleaje (Menendez *et al.*, 2020).

El conjunto DOW integra dos fuentes de información:

- *Hindcast* histórico (1985–2022): generado a partir del reanálisis atmosférico
- Proyecciones climáticas (1995–2014 y 2081–2099): obtenidas a partir de forzamientos atmosféricos de cuatro GCMs del CMIP6.

De esta manera, los puntos DOW constituyen una base homogénea para el análisis comparativo entre condiciones históricas y escenarios futuros de oleaje bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

A continuación, se describen en detalle los forzamientos empleados (Sección 2.1.1), las fuentes de datos específicas para el *hindcast* (Sección 2.1.2) y para las proyecciones climáticas CMIP6 (Sección 2.1.3), así como el procedimiento seguido para el procesado de los puntos DOW en el *hindcast* (Sección 2.1.4) y en las proyecciones CMIP6 (Sección 2.1.5).

2.1.1. Forzamiento del oleaje

El desarrollo de productos de *hindcast* y de proyecciones de oleaje requiere forzamientos atmosféricos y oceánicos que alimentan los modelos numéricos de propagación. Para esta base de datos se consideraron tres variables principales: viento en superficie, como agente generador del oleaje y cobertura de hielo marino, para reproducir correctamente el efecto de este sobre la propagación de oleaje.

2.1.2. Datos reanálisis

Para el desarrollo del *hindcast*, los campos de forzamiento se obtuvieron del reanálisis ERA5 (Hersbach *et al.*, 2020). ERA5 es la quinta generación de reanálisis del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (conocido por sus siglas en inglés, ECMWF) para el clima y el tiempo meteorológico global de las últimas ocho décadas, y

constituye la continuación del reanálisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Proporciona datos con resolución temporal horaria y una resolución espacial regular de $1/4^\circ$, abarcando desde 1950 en adelante. Información más detallada y acceso a la base de datos ERA5 están disponibles en la [página web](#) del *Copernicus Climate Data Store* (CDS).

2.1.3. Datos modelos climáticos CMIP6

En cuanto para la obtención de proyecciones, se utilizaron los resultados de cuatro GCMs desarrollados en el marco de la sexta fase del proyecto CMIP (CMIP6). La *Tabla 2.1* resume las principales características de los modelos utilizados: nombre completo, institución desarrolladora, resolución del modelo y realización considerada.

Los modelos fueron seleccionados considerando tres aspectos principales: su resolución espacial y temporal, la disponibilidad de las trayectorias socioeconómicas compartidas (SSP2-4.5 y SSP5-8.5) y el coste computacional de las simulaciones. La resolución espacial fue el criterio determinante, dado que es clave para representar de forma realista la estructura e intensidad de los vientos. En consecuencia, se eligieron modelos con una resolución nominal no superior a ~ 100 km. Además, se dio prioridad a aquellos que proporcionaban campos de viento tri-horarios. Finalmente, tras valorar también la carga computacional, se seleccionaron cuatro GCMs (*Tabla 2.1*).

Tabla 2.1. Principales características de los GCMs considerados para la calibración. Primera columna: nombre del modelo. Segunda columna: institución desarrolladora. Tercera columna: resolución del modelo. Cuarta columna: realización del modelo. Los modelos para los que existe un downscaling regional disponible se destacan con un asterisco.

Modelo	Institución	Resolución	Realización
CNRM-CM6-1-HR	Centre National de Recherches Météorologiques	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	r1i1p1f2
Ec-Earth3	EC-EARTH Consortium	$0.7^\circ \times 0.7^\circ$	r1i1p1f1
MPI-ESM1-2-HR	Max Planck Institut für Meteorologie	$0.9375^\circ \times 0.9375^\circ$	r1i1p1f1
MRI-ESM2-0	Meteorological Research Institute	$1.125^\circ \times 1.125^\circ$	r1i1p1f1

Los campos de viento de los GCMs tienen una resolución temporal de tres horas, los de presión a nivel del mar de seis horas y los de cobertura de hielo marino diaria.

En el caso particular del Mediterráneo, la resolución espacial de algunos GCMs resulta insuficiente para representar adecuadamente la dinámica atmosférica. Por ello, cuando ha

estado disponible, se ha empleado un producto de *downscaling* regional de vientos derivado del modelo MPI-ESM1-2-HR y desarrollado por ENEA (Anav *et al.*, 2024). Este producto alcanza una resolución de aproximadamente 12 km cada seis horas, mejorando de forma significativa la representación de los campos de viento que fuerzan el oleaje en dicha cuenca.

2.1.4. *Procesado de puntos DOW hindcast*

El procesado de los puntos DOW parte de un *hindcast* regional europeo generado con el modelo espectral de tercera generación WaveWatch III (WW3) y se completa con un escalado costero mediante el modelo SWAN, con el fin de alcanzar una resolución *nearshore* del orden de 1 km.

El modelo SWAN se ejecuta en modo estacionario y resuelve los principales procesos que gobiernan la propagación del oleaje en el litoral, incluyendo shoaling, refracción, disipación por *whitecapping*, fricción de fondo, rotura por profundidad y, en los dominios donde resulta necesario, disipación asociada a la presencia de hielo marino. Para representar adecuadamente la complejidad geomorfológica del litoral europeo, se definieron dieciséis dominios numéricos no estructurados que abarcan de forma continua las costas del Atlántico, el Mar del Norte, el Báltico y el Mediterráneo, todos ellos con resolución espacial cercana al kilómetro.

El forzamiento en las fronteras de los dominios costeros se construyó a partir del *hindcast* regional, mediante la reconstrucción de espectros de tipo JONSWAP unimodal, discretizados en 32 frecuencias (0.0373–0.7159 Hz) y 72 direcciones. La configuración de SWAN emplea parámetros contrastados en la literatura para los procesos de disipación: *whitecapping* ($WCAP=2.36\times 10^{-5}$), rotura por profundidad ($BREAK=0.73$) y fricción de fondo ($FRIC=0.038$). En los dominios donde existe presencia estacional de hielo marino (Norwegian Sea, mar Báltico y golfo de Botnia), se activa además una parametrización específica de disipación onda-hielo, implementada en esta versión de SWAN como un término sumidero empírico que atenúa la energía en función de la frecuencia. Se aplican los coeficientes propuestos por Rogers *et al.* (2018), $c_2 = 0.284\times 10^{-3}$ y $c_4 = 1.53\times 10^{-2}$, obtenidos a partir de estudios en el Ártico con hielo tipo *frazil* o *pancake*. Los campos de cobertura de hielo de ERA5 se emplean como entrada, y la generación por viento se escala automáticamente con la fracción de agua libre.

Con el objetivo de reducir la carga computacional y al mismo tiempo preservar la variabilidad climática del oleaje, se seleccionan 1 000 estados de mar representativos por dominio mediante el Algoritmo de Máxima Disimilitud (MDA). Este procedimiento garantiza que se reproduzcan tanto condiciones medias como extremas, a partir de las variables de oleaje (H_s , T_p , T_{m02} y D_{irm}) en los contornos del dominio, junto con los campos de viento (módulo y dirección) y de cobertura de hielo cuando resulta pertinente.

Los estados seleccionados se propagan numéricamente con SWAN en cada dominio no estructurado, obteniéndose así campos de oleaje en aguas someras. Posteriormente, se procede a la reconstrucción de series horarias en los puntos DOW mediante interpolación con funciones de base radial (RBF). La ubicación de los puntos se determina en zonas de profundidad relativa suficiente ($h_r \geq 0.10$ para el T_p con probabilidad de no superación del 90%) y se revisa manualmente para evitar emplazamientos no adecuados.

El resultado es una base de datos *nearshore* que ofrece series horarias de H_s , T_p , T_{m02} y D_{irm} en cada punto DOW para el periodo histórico de referencia 1985 a 2022. La validación frente a registros de boyas costeras muestra un buen desempeño del producto, con correlaciones superiores a 0.85–0.90, sesgos generalmente inferiores a ± 0.15 m y errores medios cuadráticos (RMSE) de entre 0.20 y 0.40 m, en línea con los resultados del *hindcast* regional y coherente con comparaciones frente a altimetría satelital.

2.1.5. Procesado de puntos DOW CMIP6

El procesado de los puntos DOW a partir de los modelos climáticos CMIP6 sigue la misma metodología de *downscaling* híbrido que en el caso del *hindcast*, con propagación mediante SWAN en dominios no estructurados de ~ 1 km y reconstrucción de series horarias en los puntos DOW mediante interpolación RBF. La principal diferencia radica en los forzamientos, que en este caso provienen de los cuatro GCMs seleccionados (CNRM-CM6-1-HR, EC-Earth3, MPI-ESM1-2-HR y MRI-ESM2-0) bajo los escenarios de cambio climático SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Antes de aplicar el *downscaling* costero, las simulaciones regionales de oleaje forzadas por cada GCM se sometieron a una corrección de sesgo mediante el método *Quantile Delta Mapping*. Esta técnica permite ajustar la climatología simulada en el periodo histórico a la referencia del *hindcast*, garantizando la coherencia en los valores de frontera e incorporando la señal relativa de cambio en los periodos futuros.

Una vez corregidos los sesgos, se fusionaron los periodos histórico y futuro de cada GCM, y se seleccionaron los 1 000 estados de mar representativos por dominio mediante el (MDA). Estos casos se propagaron con SWAN y posteriormente se reconstruyeron las series horarias de H_s , T_p , T_{m02} y D_{irm} en cada punto DOW, tanto para el periodo histórico de comparación (1995–2014) como para el futuro (2081–2099), en los dos escenarios considerados.

De este modo, las bases de datos de oleaje proyectado en los puntos DOW mantienen la coherencia metodológica con el *hindcast*, pero incorporan la señal de cambio climático procedente de los modelos CMIP6.

2.2. Zonas de estudio

Las diferentes áreas seleccionadas para el análisis se representan en la *Figura 2.1*, donde se incluyen localizaciones distribuidas a lo largo de distintas fachadas marítimas europeas. En concreto, se han considerado cinco zonas de estudio: la costa de Toscana (Italia), la costa de Oporto (Portugal), la costa de Maspalomas (Islas Canarias, España), la costa de las Landas (Francia) y la costa de Holanda Meridional (Países Bajos).

A continuación, se describirá el régimen medio y extremal mediante los datos de *hindcast* del clima de oleaje presente. En el caso de las costas de Holanda Meridional, Landas, Toscana y Oporto, se ha escogido un punto DOW para representar dichos regímenes ya que los resultados estadísticos y direccionales son muy semejantes. Sin embargo, en el caso de la costa de Maspalomas se presenta rosas de oleaje de los dos puntos distintos debido a la diferencia direccional entre los dos tramos, oeste y este, que se han encontrado.

El régimen extremal se ha llevado a cabo mediante un análisis de máximos anuales ajustados a una distribución de valores extremos generalizados (GEV de su acrónimo inglés).

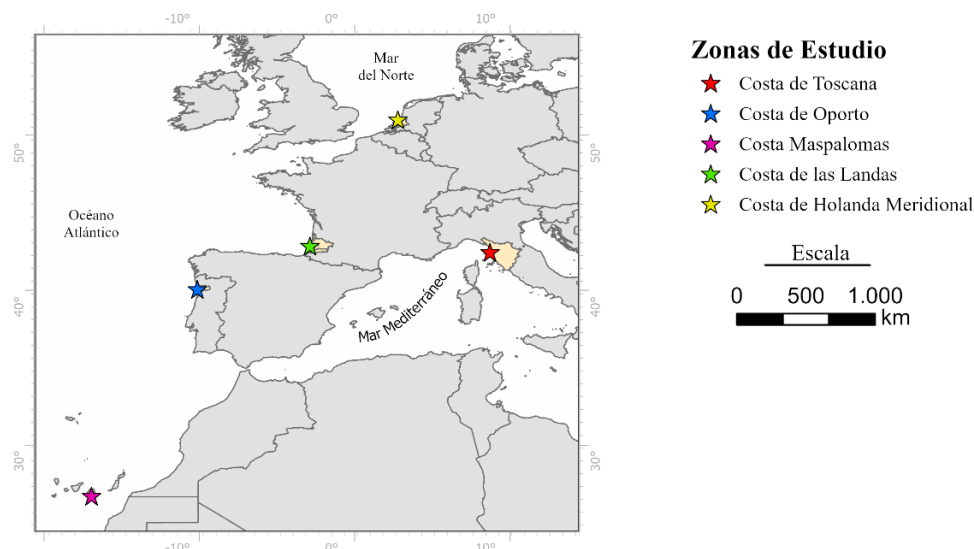


Figura 2.1. Localización de las zonas de estudio seleccionadas a lo largo de la costa europea.

2.2.1. Costa Holanda Meridional

En la *Figura 2.2* se muestra los diferentes puntos DOW y la variación de batimetría entre estos para la costa de Holanda Meridional.

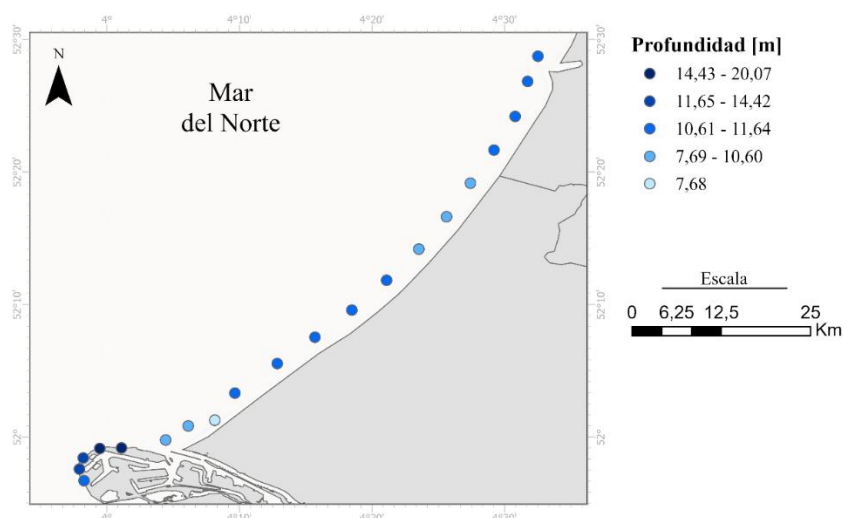


Figura 2.2. Puntos DOW con batimetría (arriba), rosas de oleaje(medio) y función de distribución acumulada para H_s y T_p .

En primer lugar, se muestra una variabilidad estacional (*Fig. 2.3*). Durante los meses, invernales, de noviembre a marzo, los valores de H_s se sitúan habitualmente 1 y 2 m, alcanzando máximos que superar los 4 m en episodios de temporal, mientras que el T_p se concentra entre los 7 y 10 s, con registros alcanzando a 13 s. Por el contrario, en los meses estivales (junio a agosto), el oleaje se caracteriza por condiciones más moderadas, con H_s mayoritariamente entre 0.5 y 1 m y periodos típicos en torno 5-7 s, presentando una menor

dispersión. A lo largo del año se observan valores atípicos que representan eventos de tormenta, aunque se concentran en la estación invernal.

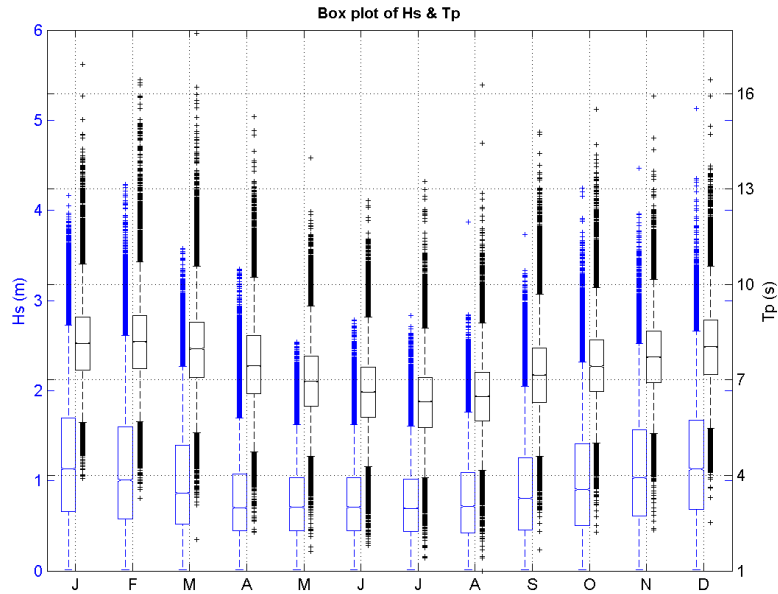
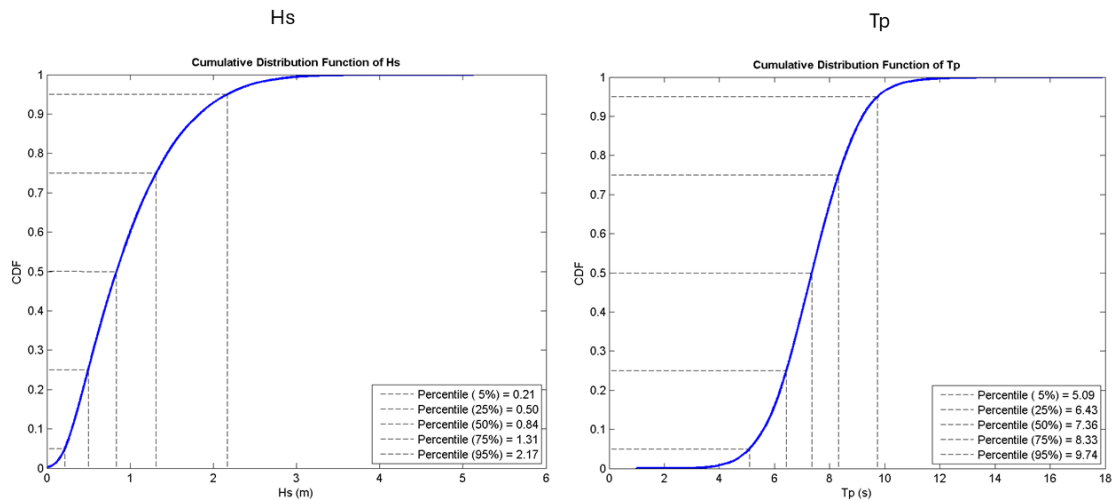


Figura 2.3. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de Holanda Meridional.

En la *Figura 2.4* se presenta, en la parte superior, las rosas de oleaje correspondientes a H_s y T_p en la costa de Holanda Meridional, las cuales evidencian que el régimen medio de oleaje está dominado por trenes que provienen mayoritariamente del sector oeste-noroeste, con alturas comprendidas principalmente entre 0 y 2 m y periodos de 5 a 9 s. Esta dirección predominante está asociada a la exposición de la costa a las tormentas del Mar del Norte, que constituyen la principal fuente de energía marítima en la región. Viene caracterizado por una H_s y T_p mediana de 0.84 m y 7.36 s, superando el 5% del tiempo los 2.17 m y 9.74 s.



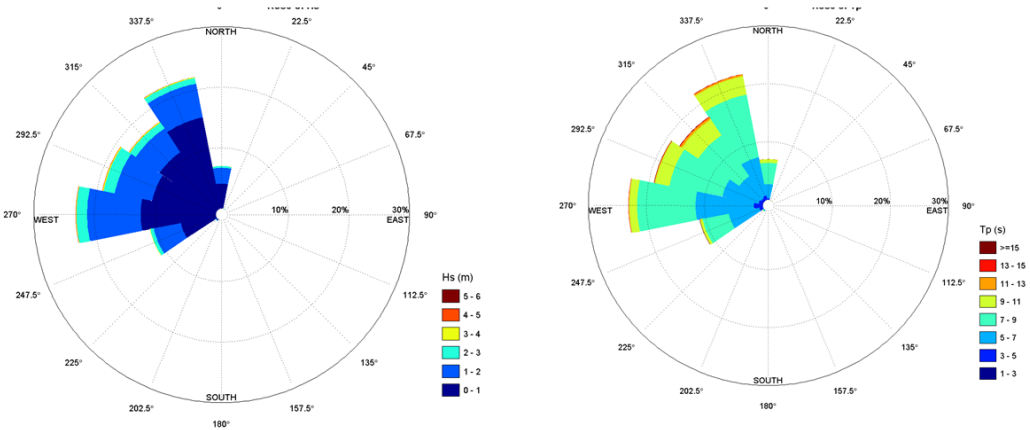


Figura 2.4. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (dcha.) para la costa de Holanda Meridional.

La caracterización extremal reflejada en la *Figura 2.5* para esta zona muestra que para un periodo de retorno (T_r) de 5 años se superan H_s de alrededor de 4 m, mientras que para 50 años de T_r la cifra aumenta a ~ 4.80 m.

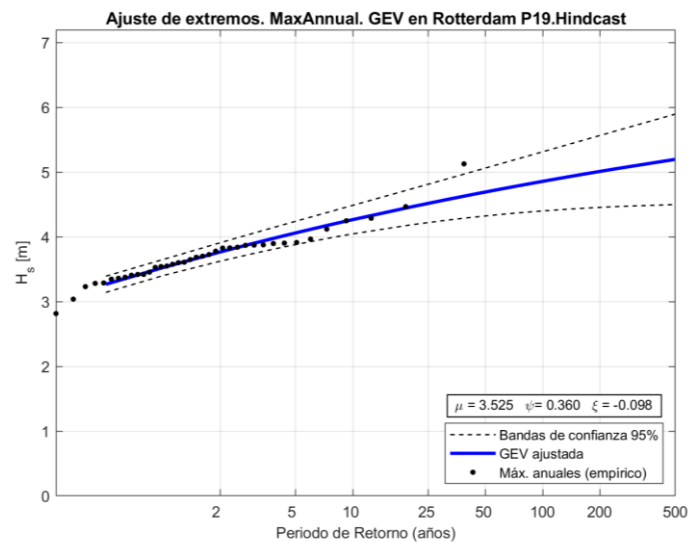


Figura 2.5. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de Holanda Meridional.

2.2.2. Costa de las Landas

En la *Figura 2.6* se muestra los diferentes puntos DOW y la variación de batimetría entre estos para la costa de las Landas.

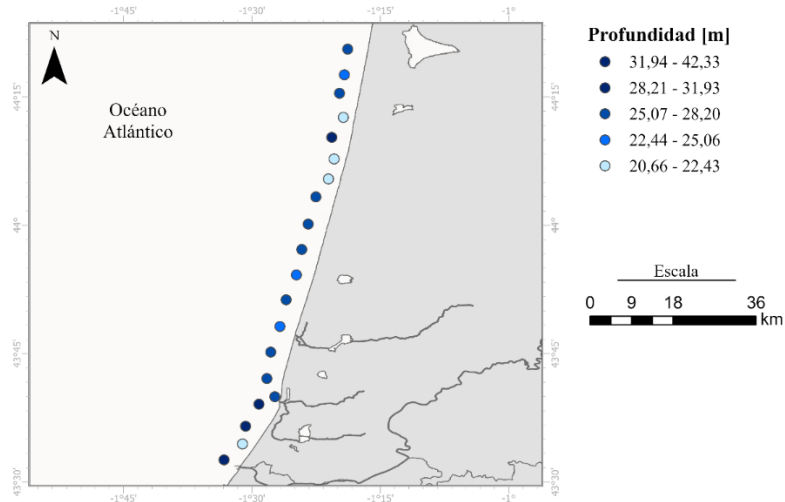


Figura 2.6. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa del departamento de las Landas.

En la costa de las Landas, el régimen medio de oleaje viene marcado por una clara estacionalidad (*Fig. 2.7*), con valores medios elevados de H_s durante los meses invernales (noviembre–marzo), que se sitúan habitualmente entre 3 y 5 m y alcanzan máximos superiores a 8 m en episodios de temporal. En este mismo periodo, los valores de T_p se concentran en torno a 11–14 s, llegando hasta 18 s en situaciones extremas. Por el contrario, en los meses estivales (junio–agosto) el oleaje se caracteriza por condiciones más moderadas, con H_s mayoritariamente entre 1 y 2 m y T_p en torno a 6–9 s, además de una menor dispersión. A lo largo del año se registran valores atípicos superiores que posiblemente correspondan a tormentas aisladas, si bien se concentran principalmente en la estación invernal, cuando la energía del oleaje se muestra más intensa.

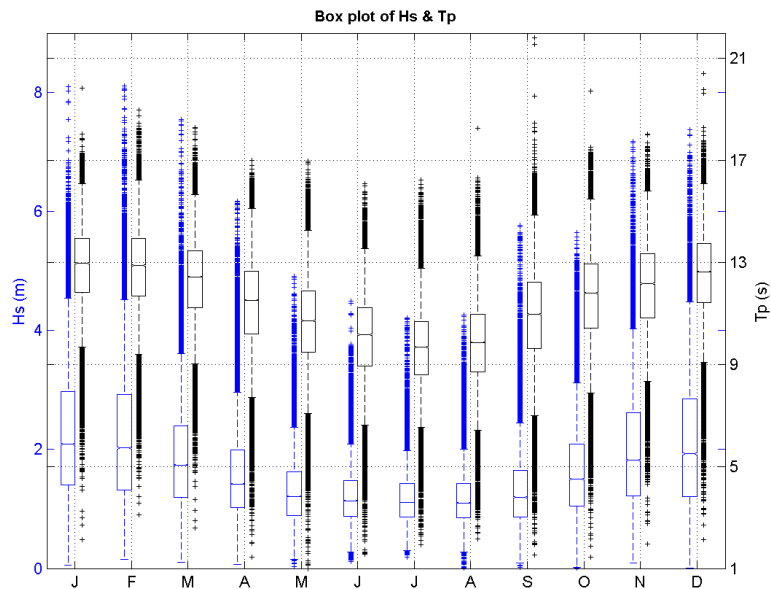


Figura 2.7. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de las Landas.

Estadísticamente, el régimen medio del oleaje en esta zona se caracteriza por alturas, el 50% de los registros inferiores a 1.42 m, mientras que solo el 5% de los eventos más energéticos supera los 3.64 m. Para el T_p , la mediana se sitúa en 11.45s, con el 5% superior alcanzando valores por encima de 14.63 s.

La distribución direccional del oleaje (*Fig. 2.8 abajo*) muestra que aproximadamente el 75 % de los trenes de mar se propagan desde el noroeste (sectores 270–300°), lo que pone de manifiesto la exposición directa de esta costa al Atlántico nororiental. Los estados de mar con altura ($H_s > 6$ m) se concentran igualmente en este rango direccional, al igual que los periodos más largos ($T_p > 19$ s), lo que refleja la influencia de sistemas de baja presión generados en cuencas oceánicas de gran extensión.

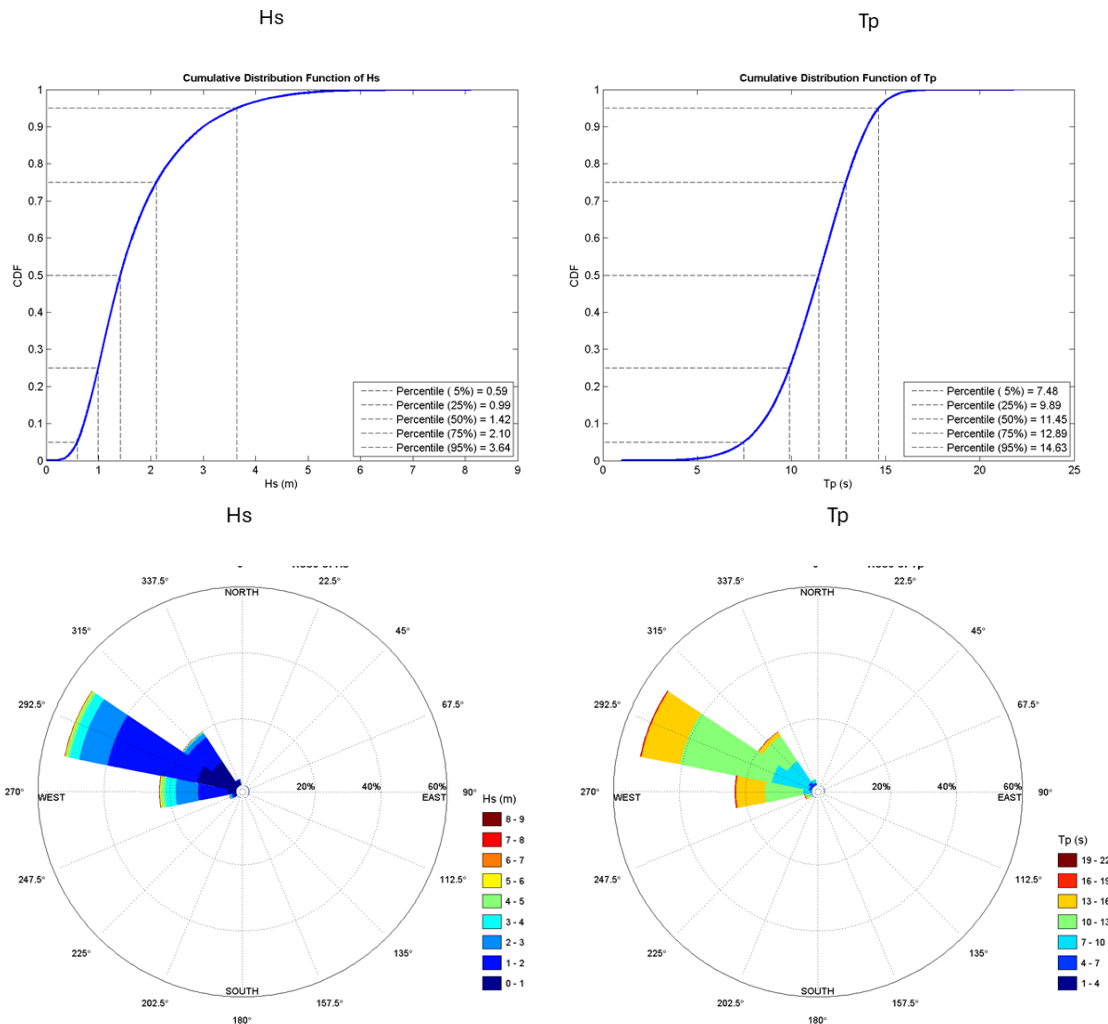


Figura 2.8. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de las Landas.

La caracterización extremal reflejada en la *Figura 2.9* para esta zona muestra que para 5 años de T_r se esperarí una H_s de ~7 m, mientras que para 50 años de T_r la altura aumenta a ~8 m.

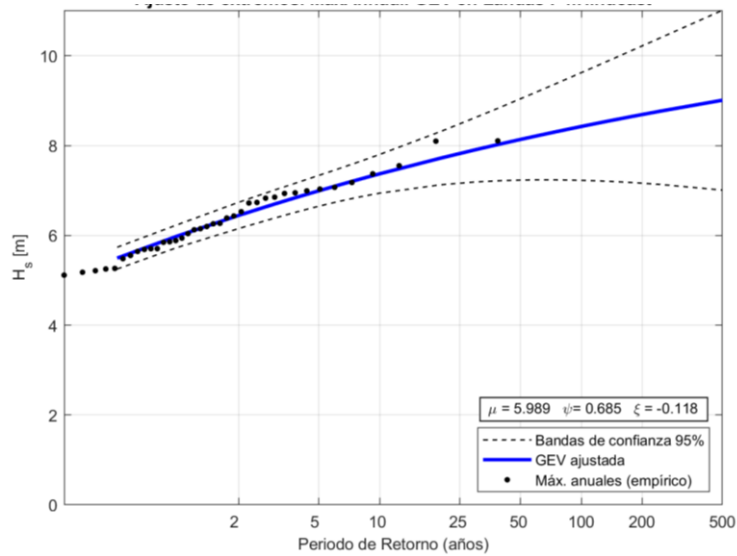


Figura 2.9. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de las Landas.

2.2.3. Costa de la Toscana

En la *Figura 2.10* se muestra los diferentes puntos DOW y la variación de batimetría entre estos para la costa de la Toscana.

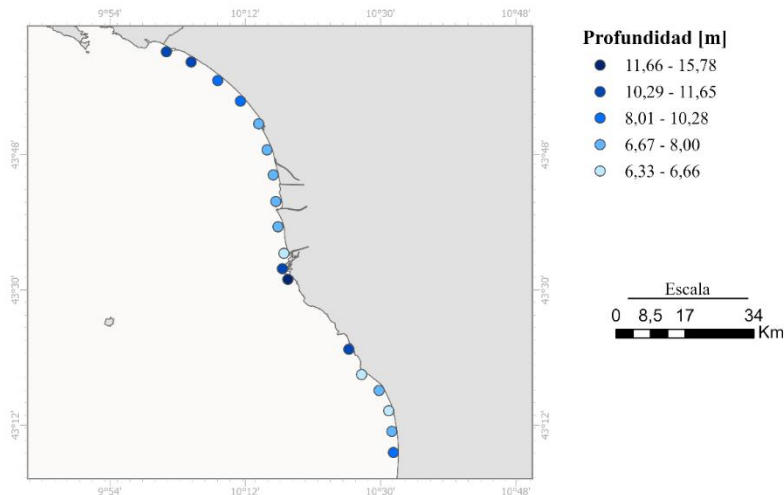


Figura 2.10. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa del distrito de la Toscana.

En la costa de la Toscana, el régimen de oleaje presenta una estacionalidad menos marcada, con valores de H_s generalmente más reducidos (*Fig. 2.11*). Durante los meses invernales (noviembre-marzo), las H_s se sitúan habitualmente entre 1.0 y 2.0 m, alcanzando máximos de hasta 3.5 m en episodios de temporal. En este mismo periodo, los valores de T_p se concentran en torno a 7-9 s, con registros que llegan a superar los 11 s en eventos puntuales. Mientras tanto, en los meses estivales (junio-agosto), el oleaje se caracteriza por condiciones de menor energía, con H_s mayoritariamente por debajo de 1.0 m y valores típicos en el rango de 0.5 y 0.8 m, mientras que los T_p se sitúan principalmente

entre 3 y 6 s. La dispersión en verano es limitada en comparación con el invierno, lo que refleja una mayor homogeneidad de los estados de mar. Además, a lo largo del año se registran valores atípicos superiores asociados a temporales mediterráneos.

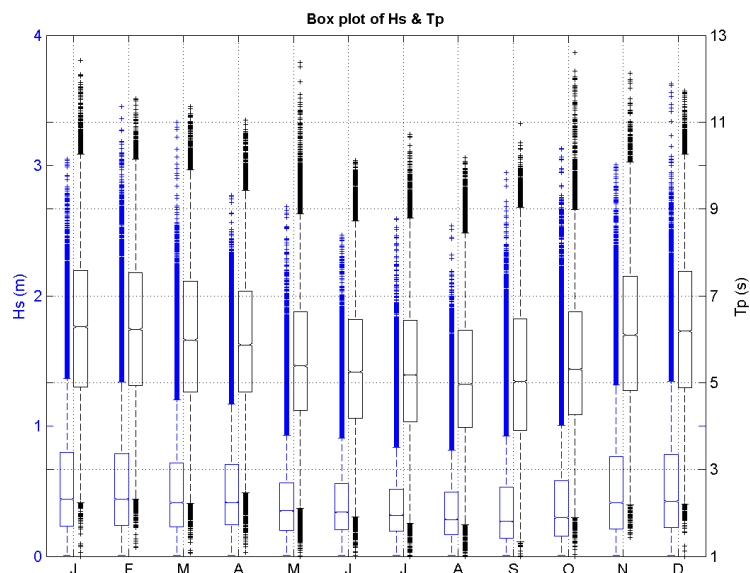


Figura 2.11. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de la Toscana.

El régimen medio viene estados de mar de baja energía (*Fig. 2.12 arriba*). Para H_s , el 25 % de los registros no supera 0.20 m, mientras que la mediana se sitúa en 0.36 m y únicamente el 5 % de los casos más extremos excede los 1.39 m. Respecto a T_p , el 50 % de los valores es inferior a 5.63 s, con un 75 % de los registros por debajo de 7.0 s, y solo el 5 % superior alcanza valores mayores a 8.64 s.

Las rosas de oleaje de la *Figura 2.12* muestran una marcada concentración en el sector oeste-suroeste (240–270°), que agrupa aproximadamente el 80 % de los trenes de mar registrados. Dentro de este rango se encuentran también los estados de mar más energéticos, con alturas significativas de hasta 3–4 m y periodos de pico en torno a 7–11 s.

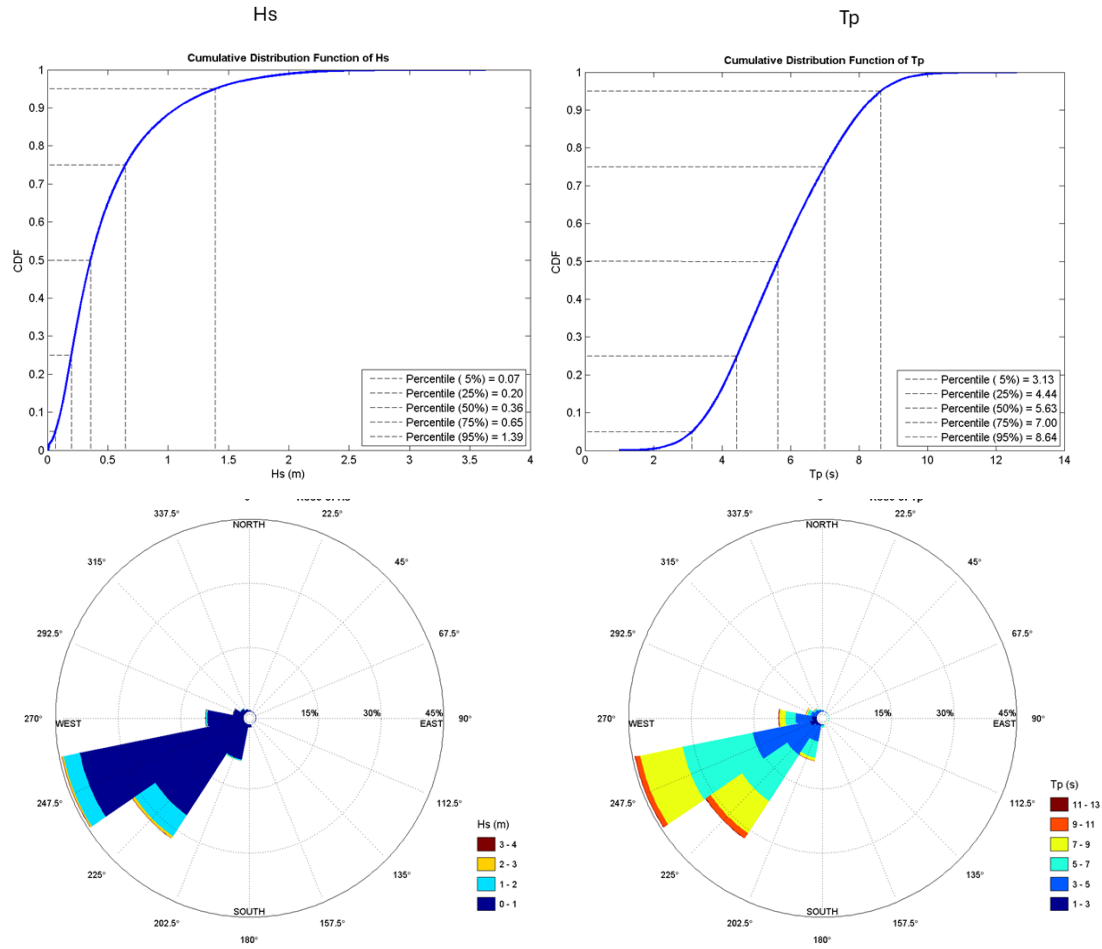


Figura 2.12. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de la Toscana.

La caracterización extremal reflejada en la *Figura 2.13* para esta zona muestra que para 5 años de T_r se esperaría una H_s de ~ 3.2 m, mientras que para 50 años de T_r la altura aumenta a ~ 4.8 m.

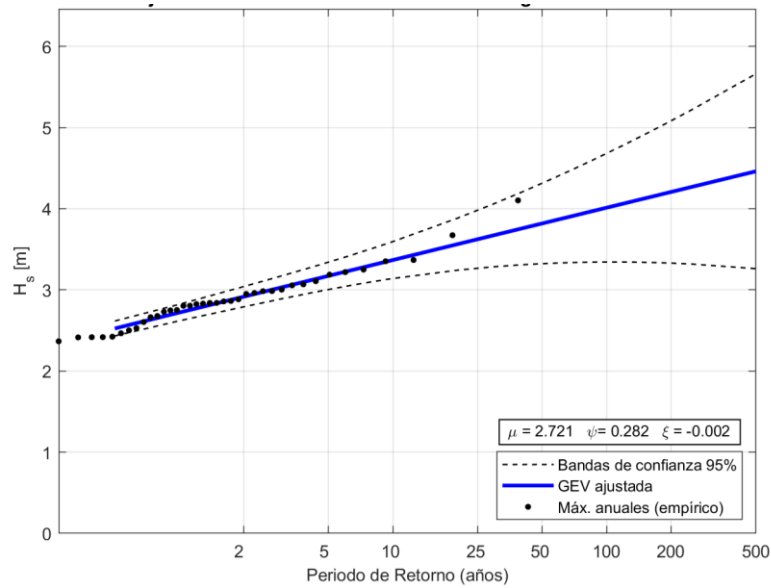


Figura 2.13. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de la Toscana.

2.2.4. Costa del distrito de Oporto

En la *Figura 2.14* se muestra los diferentes puntos DOW y la variación de batimetría entre estos para la costa de la Oporto.

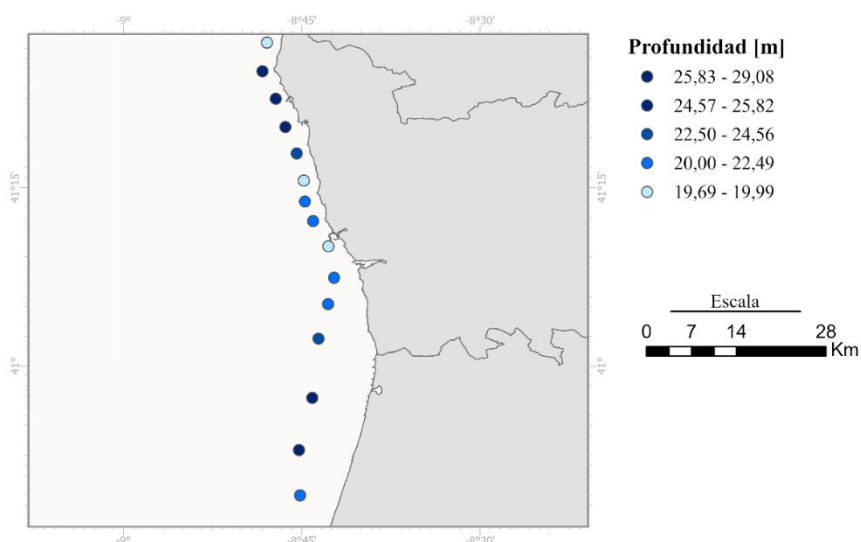


Figura 2.14. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa del distrito de Oporto.

En la costa de Oporto, el régimen de oleaje está dominado por la influencia directa del Atlántico nororiental, y refleja en una marcada estacionalidad (*Fig. 2.15*). Durante los meses invernales (noviembre–marzo), la H_s alcanza habitualmente entre 3 y 5 m, llegando a máximos que superan los 8 m en temporales intensos. En este mismo periodo, los valores de T_p se concentran mayoritariamente en torno a 11–14 s, con registros que pueden alcanzar hasta 18–19 s en episodios excepcionales.

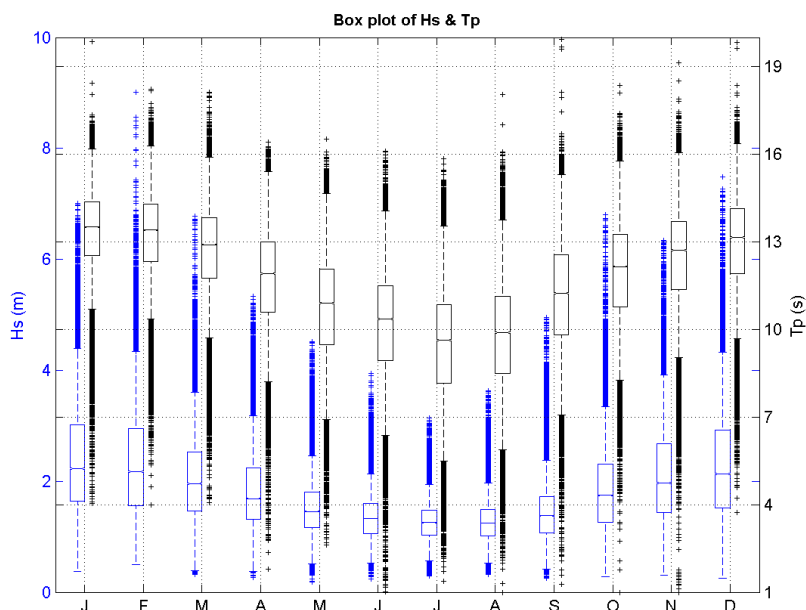


Figura 2.15. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de Oporto.

Desde el punto de vista estadístico (*Fig. 2.16 arriba*), los percentiles de H_s muestran el carácter energético del oleaje en este sector. La mediana de H_s es de 1.60 m, con un 25 % de los registros por debajo de 1.21 m y un 5 % de los eventos más extremos que superan los 3.60 m. En el caso de T_p , la mediana se sitúa en 11.86 s, con el 75 % de los datos por debajo de 13.30 s, mientras que el 5 % superior alcanza valores por encima de 14.86 s. Estos resultados reflejan un régimen de oleaje de alta energía y persistencia, donde los temporales prolongados constituyen un factor determinante para la dinámica litoral y la exposición a eventos extremos.

Observando las rosas de oleaje para H_s y T_p de la *Figura 2.16* se muestra que el régimen medio está dominado por trenes de mar procedentes del noroeste (270–300°), que concentran en torno al 80 % de los registros. Dentro de este rango se ubican también los episodios más energéticos, con H_s que alcanzan entre 7 y 9 m y T_p que superan los 15 s, llegando puntualmente a valores cercanos a los 17 s durante temporales de gran magnitud. Este patrón refleja la plena exposición de la fachada noroccidental ibérica a los temporales generados en el Atlántico norte.

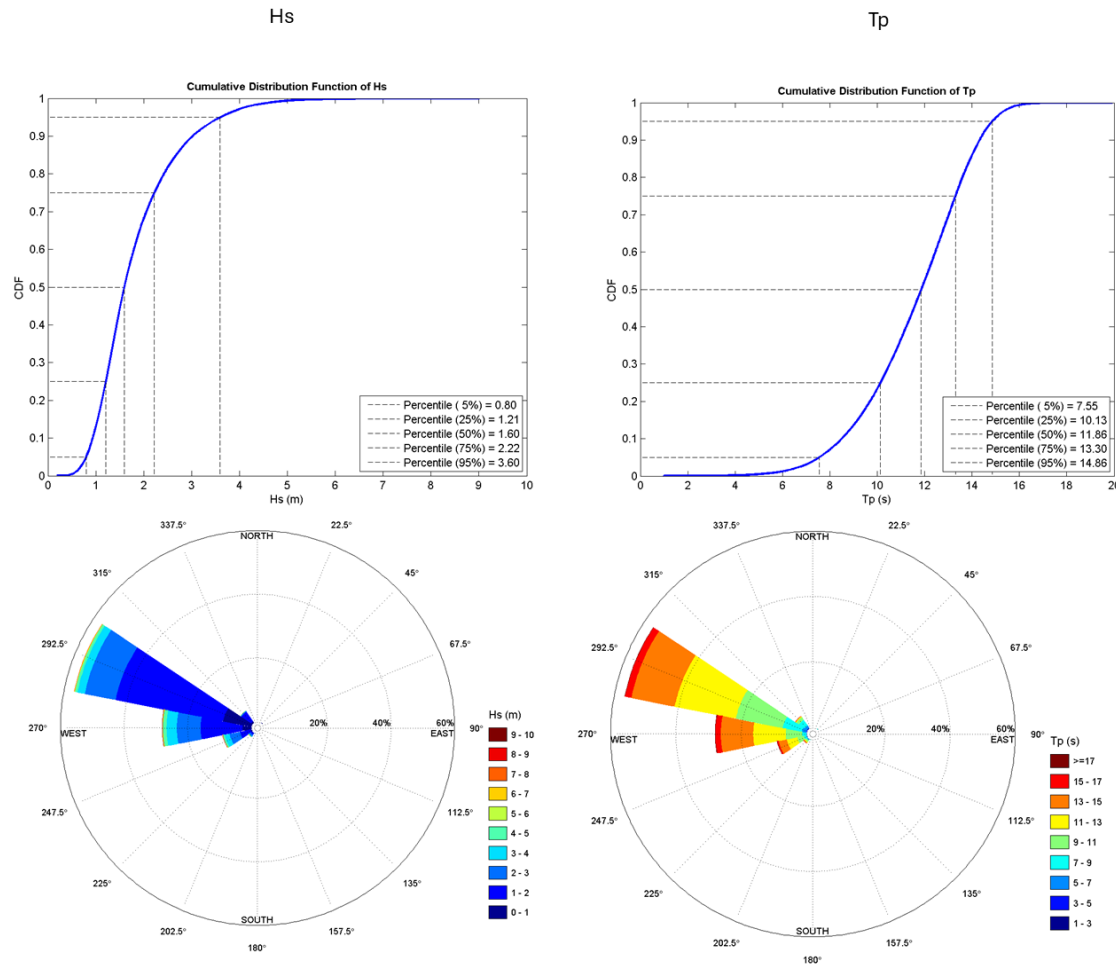


Figura 2.16. Rosas de oleaje (arriba) y funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de Oporto.

La caracterización extremal reflejada en la *Figura 2.17* para esta zona muestra que 5 años de T_r se esperaría una H_s de ~ 7 m, mientras que para 50 años de T_r la altura aumenta a ~ 8.2 m.

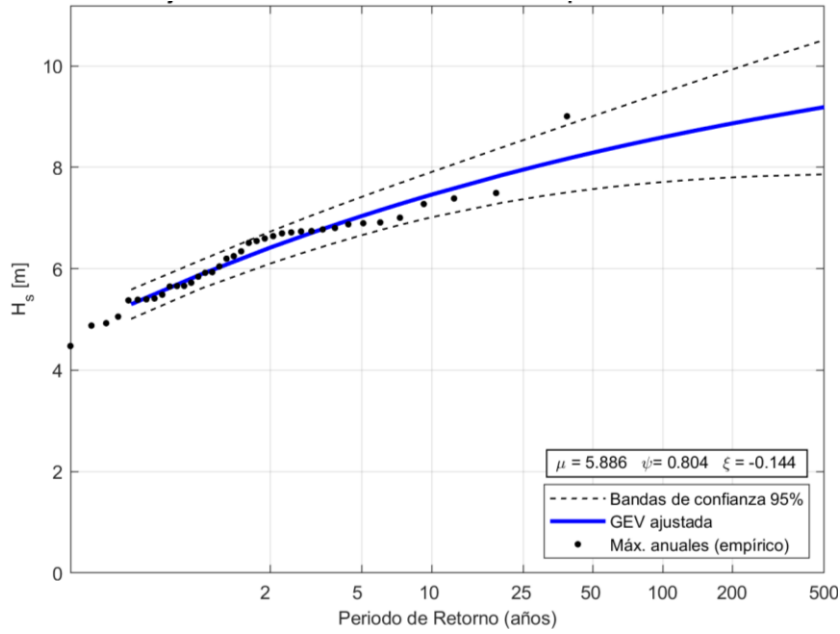


Figura 2.17. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de Oporto.

2.2.5. Costa Maspalomas

En la *Figura 2.18* se muestra los diferentes puntos DOW y la variación de batimetría entre estos para la costa de Maspalomas (Gran Canaria).

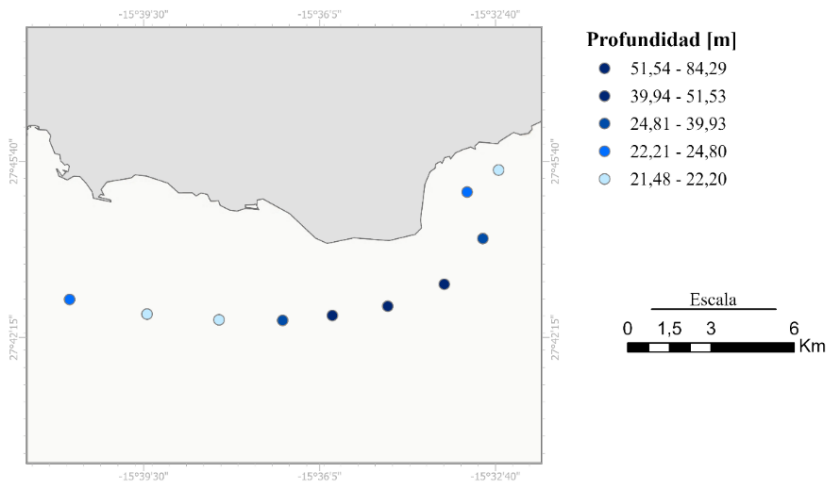


Figura 2.18. Puntos DOW con batimetría en la línea de costa de Maspalomas.

El régimen de oleaje muestra una estacionalidad moderada (*Fig. 2.19*). Durante el invierno (noviembre–marzo), los valores de H_s se sitúan habitualmente entre 2 y 3 m, alcanzando máximos que superan los 5 m en temporales intensos, mientras que T_p se concentra en torno a 11–14 s, con registros excepcionales de hasta 18 s. En verano (junio–agosto), las condiciones son menos energéticas, con H_s en el rango de 1–2 m y T_p entre 7 y 10 s, mostrando además una menor dispersión y mayor regularidad de los estados de mar. A lo largo del año se registran valores atípicos que responden tanto a tormentas

atlánticas aisladas, responsables de los episodios de mayor energía en términos de H_s como a la llegada de *swells* de origen meridional, caracterizados por H_s muy elevados, que, aunque menos frecuentes constituyen un forzamiento significativo en la dinámica litoral de este sector del archipiélago canario.

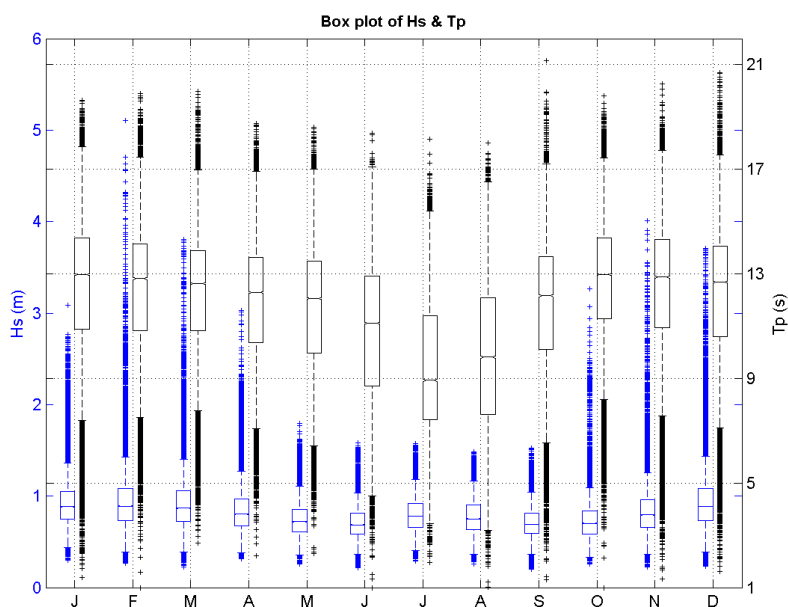


Figura 2.19. Diagrama de cajas mensual para H_s y T_p en la costa de Maspalomas

En la *Figura 2.20* se muestra ambas funciones de distribución acumulada para H_s y T_p en la costa. La mediana de la altura de ola toma un valor de 1.60 m, con 25% de los registros por debajo de 1.21 m y un 5 % de los registros más energéticos presenta valores superiores a 3.60 m. En el caso de T_p , la mediana alcanza los 11.86 s, con un 25% de los valores por debajo de los 10.13 s y un 5 % tiene valores superiores a 14.86 s.

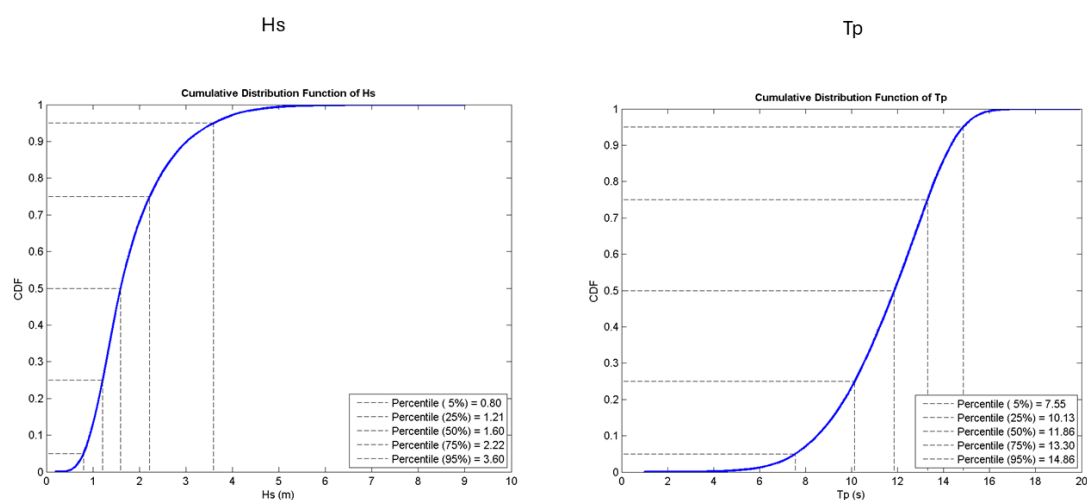


Figura 2.20. Funciones de distribución acumulada (abajo) para H_s (izq.) y T_p (drcha.) para la costa de Maspalomas.

En la costa de Maspalomas se aprecian diferencias entre los tramos oeste y este en cuanto a la distribución direccional del oleaje.

En el tramo oeste (*Fig. 2.21 arriba*), la mayor parte de los trenes de mar (~70 %) se propaga desde el noreste (40–70°), asociado a la acción directa de los vientos alisios. En este sector predominan estados de mar con H_s comprendido entre 0 y 2 m, aunque se registran episodios que alcanzan los 5–6 m. En cuanto a los periodos, los valores más frecuentes de T_p oscilan entre 7 y 13 s, si bien se observan casos aislados superiores a 19 s, vinculados a *swells* de largo recorrido.

En el tramo este (*Fig. 2.21 abajo*), el oleaje también está dominado por la componente del noreste (45–90°), que concentra más del 80 % de los registros, con menor dispersión direccional que en el tramo oeste. Los valores de H_s se sitúan mayoritariamente en el rango 0–2 m, alcanzando en temporales puntuales los 3–4 m. El T_s muestra un rango característico entre 7 y 13 s, con eventos de hasta 17 s, igualmente atribuibles a *swells* oceánicos de gran alcance.

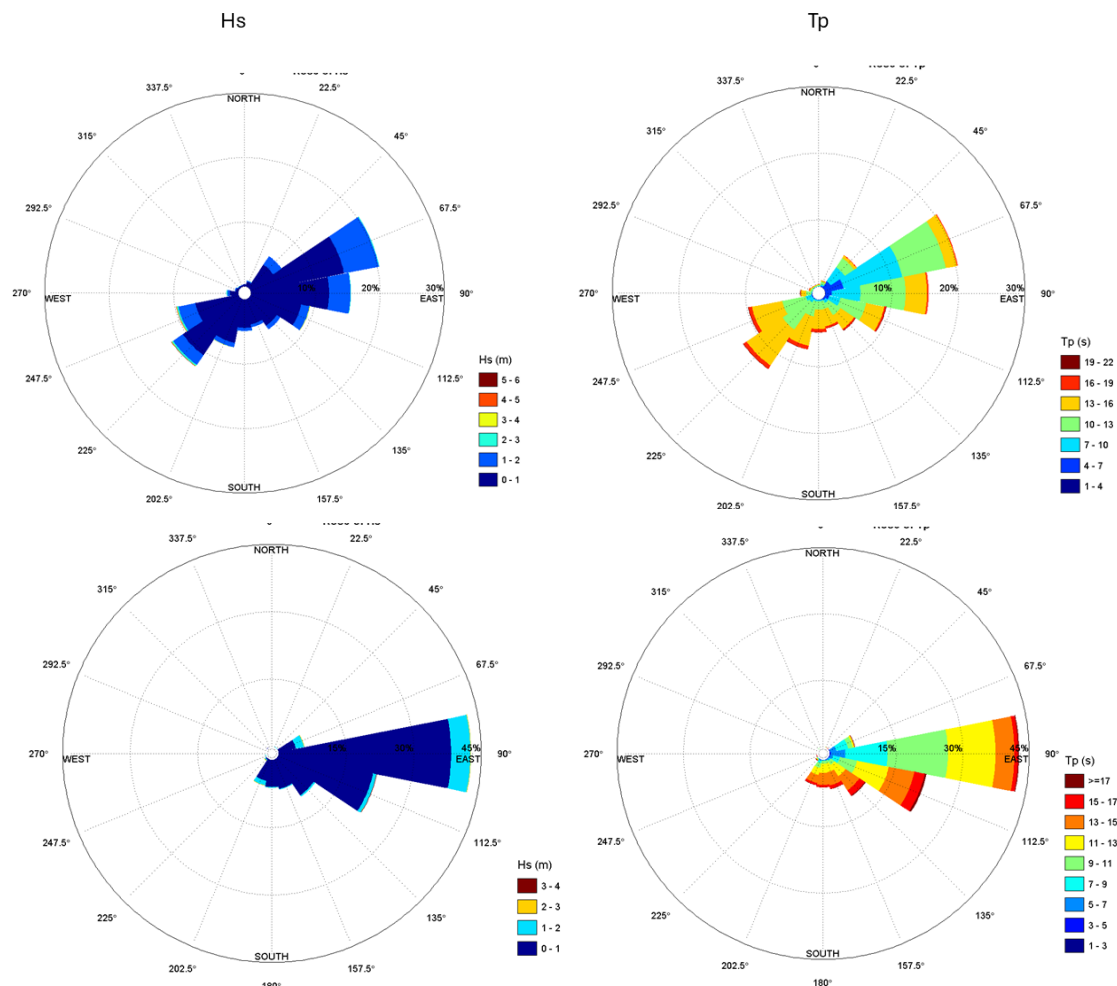


Figura 2.21. Rosas de oleaje para el tramo oeste (arriba) y este (abajo) funciones de distribución acumulada (abajo) para Hs (izq.) y Tp (drcha.) para la costa de Maspalomas.

La caracterización extremal reflejada en la *Figura 2.22* para esta zona muestra que 5 años de T_r se esperaría una H_s de ~ 3.5 m, mientras que para 50 años de T_r la altura aumenta a ~ 4.9 m.

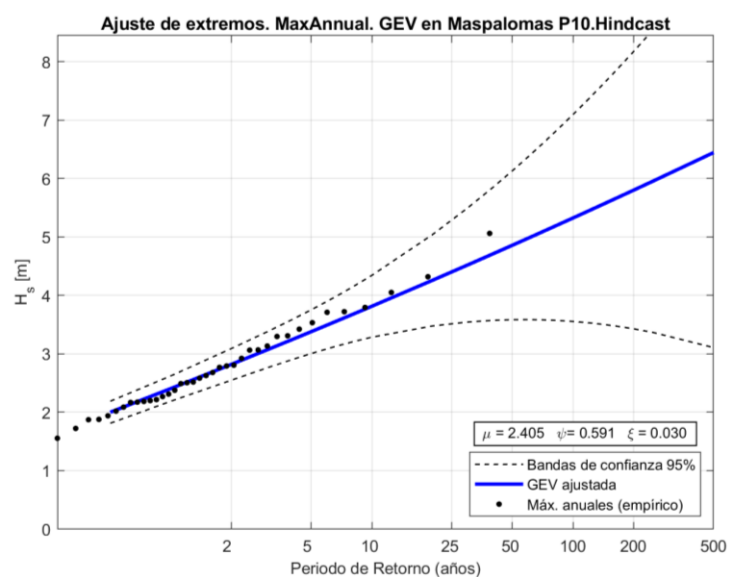


Figura 2.22. Análisis extremal mediante máximos anuales GEV en la costa de Maspalomas.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA ESTIMAR LOS INDICADORES DE IMPACTO

3.1. Indicador de erosión en el perfil de playa: Profundidad de cierre

3.1.1. Motivación y estado del arte

La Profundidad de Cierre, ahora en adelante PdC, se entiende como la cota más somera a partir de la cual no se producen cambios significativos en el fondo ni transporte neto de sedimentos debido a la dinámica del oleaje entre la zona activa y *offshore*. Este parámetro constituye un concepto clave en la ingeniería costera, especialmente en el análisis del perfil de una playa, con diferentes aplicaciones como en el diseño de relleno de playas, ubicación de infraestructuras (muelles, espigones, rompeolas, emisarios de vertidos), análisis de sedimento e identificación de lugares de extracción de áridos (Kraus *et al.*, 1998). Además, se trata de un parámetro implicado en muchos modelos de costa, desde modelos de análisis simple *one-line* hasta modelos más complicados (de Vriend *et al.*, 1993).

El comportamiento morfodinámico del perfil de playa se estudia desde mediados del siglo XX. Bruun (1954) planteó que el litoral responde dinámicamente al oleaje y al ascenso del nivel del mar, manteniendo un perfil de equilibrio estático. Más adelante, Dean (1977) desarrolló la teoría del perfil de equilibrio exponencial, vinculando la morfología playas arenosas en función del tamaño de grano y la energía del oleaje. Dicho modelo pasó a ser una referencia para comprender el comportamiento estable de playas en ausencia de forzamientos extremos. Sin embargo, fue Hallermeier (1978, 1980), mediante ensayos en laboratorio, quien introdujo el concepto formuló explícitamente el PdC como la cota de profundidad máxima donde se produce una agitación intensa del fondo por la acción del oleaje, delimitando la zona litoral activa de transporte de sedimentos respecto a una región más profunda donde dicho transporte es depreciable. En base a sus estudios, dividió el perfil en tres zonas según la acción del oleaje sobre el transporte de sedimento, siendo las zonas: *litoral*, donde el transporte es intenso; *intermedia* (*shoal zone*), donde el transporte es moderado y *offshore*, donde el efecto del oleaje es despreciable. Birkemeier (1985) y posteriores estudios como los de Kraus *et al.* (1998) y Nicholls *et al.* (1999) refuerzan esta idea, destacando que la PdC actúa como una frontera morfodinámica, más que como un límite absoluto de movimiento sedimentario, dado que eventos extremos pueden inducir transporte más allá de ella.

En el contexto del cambio climático, la PdC constituye un indicador clave del potencial de erosión costera. La intensificación de temporales de oleaje desplazan el perfil de equilibrio hacia cotas más profundas, ampliando la franja activa de transporte sedimentario. En consecuencia, una mayor PdC implica la movilización de un volumen superior de sedimento, lo que puede dar lugar a un retroceso acelerado de la línea de costa y en una creciente vulnerabilidad frente a la pérdida de territorio explotable. La *Figura 3.1* presenta una cadena de impacto que ilustra cómo el cambio en la PdC, junto con los factores de exposición y vulnerabilidad, conduce al riesgo de erosión costera y a diversas consecuencias socioeconómicas y ambientales. Entre estas se incluyen la afectación directa de infraestructuras, viviendas y ecosistemas naturales, con la consiguiente reducción de la capacidad turística y recreativa, así como del valor ecológico y paisajístico. Todo ello deriva en pérdidas económicas, disminución de ingresos locales y un incremento del riesgo social, incluyendo el desplazamiento de comunidades vulnerables.

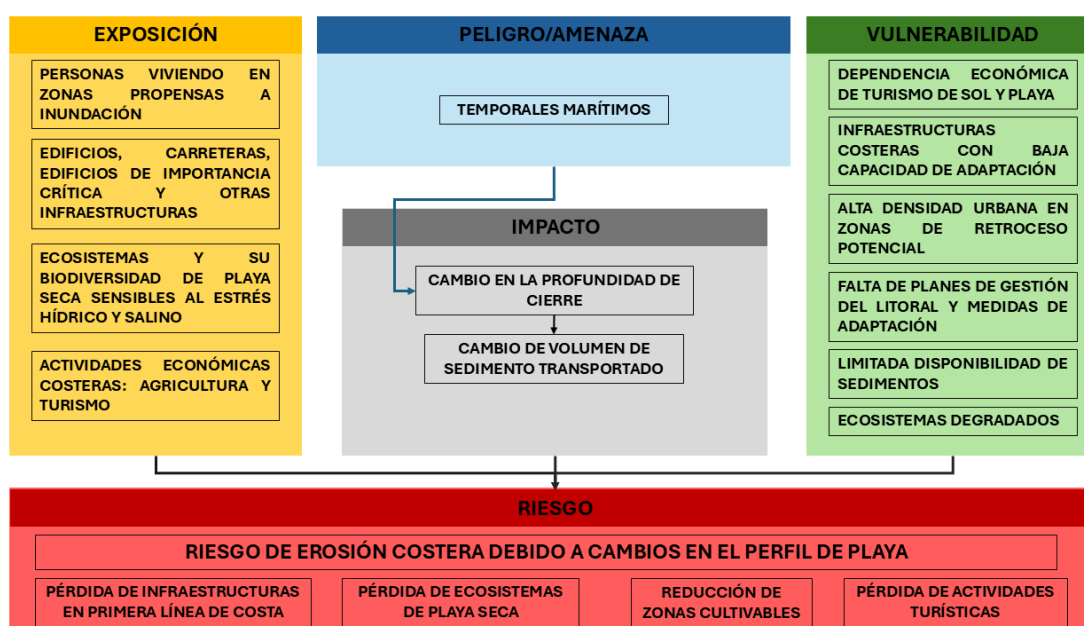


Figura 3.1. Cadena de impacto generalizada para las diferentes zonas de estudio para el riesgo de erosión costera debido a cambios en el perfil de playa derivados de la variabilidad y proyecciones del oleaje bajo escenarios de cambio climático que afectan a la PdC en las diferentes zonas de estudio.

En este sentido, son escasos trabajos donde se ha analizado el impacto de una PdC variable dentro del contexto de cambio climático, hasta entonces se asumía como constante en modelos *One-line*. Entre las contribuciones recientes, destaca el trabajo de Figueiredo *et al.* (2020) quienes mediante el modelo *Random Shoreface Translation Model* (RanSTM) evaluaron como la variabilidad en la PdC modifica la respuesta costera frente al ascenso del nivel del mar. Sus resultados muestran que una mayor PdC conduce

mayores tasas de retroceso y a la necesidad de mayores volúmenes de sedimento para mantener la estabilidad de las playas.

De manera complementaria, Seenath (2022) propone un enfoque híbrido 2D/*One-line* que permite introducir una PdC variable en el tiempo. Sus resultados sugieren que dicho enfoque puede mejorar la representación de la respuesta costera bajo escenarios de subida del nivel del mar, aunque evidenció cierta sobreestimación de erosión al aplicar PdC excesivamente altas.

Históricamente, la determinación de PdC se realizaba comparando series temporales de perfiles de playa con el fin de identificar el punto a partir del cual los cambios batimétricos eran mínimos (Lindenberg, 2023; Siemens y Bastola, 2024). Esta aproximación, aunque precisa, implica un esfuerzo considerable en la toma de datos, ya que requiere campañas batimétricas de campo repetidas durante varios años, preferiblemente décadas. Instrumentos como el *Coastal Research Amphibious Buggy* (CRAB) han demostrado ser muy efectivos en la recogida de datos de alta precisión, pero su elevado coste, dimensiones y escasa portabilidad han limitado su uso (Siemens y Bastola, 2024). Otras técnicas, como trineos marinos o mediciones desde embarcaciones, ofrecen alternativas más económicas, pero presentan limitaciones operativas en la zona de rompientes y en profundidades intermedias, lo que condiciona la representatividad de los datos (Lindenberg, 2023; Siemens & Bastola, 2024).

Una vez recogida la información, la PdC puede definirse aplicando criterios como la Desviación Estándar del Cambio en Profundidad (SDDC) o el Criterio Fijo de Cierre (FCT), que establecen umbrales para considerar que el fondo marino permanece estable (Siemens y Bastola, 2024). No obstante, el valor del umbral varía en función de las condiciones locales y de la experiencia del investigador, y no existe un consenso universal sobre el más adecuado (Lindenberg, 2023; Siemens y Bastola, 2024).

Debido a estas limitaciones, Lindenberg (2023) comenta los métodos alternativos que se han desarrollado que permiten estimar la PdC sin depender de extensos programas de medición:

- Métodos empíricos, como los propuestos por Hallermeier (1978, 1980) y ajustados posteriormente por Birkemeier (1985) que relacionan la PdC con parámetros estadísticos del oleaje, lo que los hace aplicables incluso con datos limitados. Su principal ventaja es que ofrecen estimaciones razonables en costas dominadas por

el oleaje a partir de información fácilmente disponible; sin embargo, su precisión depende de que los coeficientes se ajusten a las condiciones locales y del rango de sedimento para el que fueron formulados.

- Método del perfil de equilibrio, derivado de la formulación de Bruun (1954), que combina datos batimétricos y características del sedimento para identificar el punto en que el perfil observado se desvía del teórico. Resulta útil en ausencia de series largas, pero asume condiciones de oleaje constantes y puede verse afectado por la presencia de barras arenosas.
- Métodos basados en el análisis granulométrico transversal (Aragonés *et al.*, 2018), que detectan cambios en la tendencia del tamaño de grano con la profundidad como indicador del límite activo de transporte.

En la práctica, la elección del método depende de la disponibilidad de datos, el presupuesto, las condiciones locales y la escala temporal del estudio.

3.1.2. Metodología aplicada

Dado al contexto del estudio en crear un indicador de impacto mediante la PdC con respecto al cambio climático a largo y la disponibilidad de datos que hay en la actualidad, para el presente estudio se adoptó el cálculo de la PdC mediante formulaciones empíricas. Estas han demostrado ser un criterio de simplicidad matemática, fácilmente integrable en modelos tipo *One-line* o estudios preliminares de impacto (Durkin *et al.*, 2025; Toimil *et al.*, 2017).

En concreto, se ha utilizado la formulación de Birkemeier (1985), que se trata de una validación y ajuste de la formulación propuesta por Hallermeier (1978) a partir de datos de campo. A diferencia de la propuesta por Hallermeier (1978) esta no es tan conservadora (Birkemeier, 1985), pero sigue teniendo las mismas incertidumbres asociadas a la marea, sobre todo en aquellas zonas donde este factor tiene una fuerte relevancia y puede aumentar significativamente la zona activa de transporte bajo temporales extremos (Valiente *et al.*, 2019).

El cálculo de PdC fue realizado para todos los puntos DOW de la línea de costa tomados en cada zona de estudio, aplicando la formulación de Birkemeier (1985) que se define de la siguiente manera:

$$h_* = 1.75 \cdot H_{s12} - 57.9 \cdot \frac{H_{s12}^2}{g \cdot T_s^2} \quad (1)$$

donde H_{s12} es la altura de ola significante local que es excedida 12 horas al año y T_s es el periodo signficante.

Para estimar H_{s12} se consideró la serie temporal completa disponible para cada intervalo (*hindcast* y proyecciones climáticas para el periodo histórico y futuro). La probabilidad de excedencia se calculó en función del número de años del registro, obteniéndose la probabilidad acumulada asociada. Posteriormente, se construyó la función empírica de distribución acumulada (CDF) de H_s y, dado el gran volumen de datos disponible en las series temporales, se obtuvo mediante interpolación el valor de H_s correspondiente a dicha probabilidad (*Fig. 3.2*).

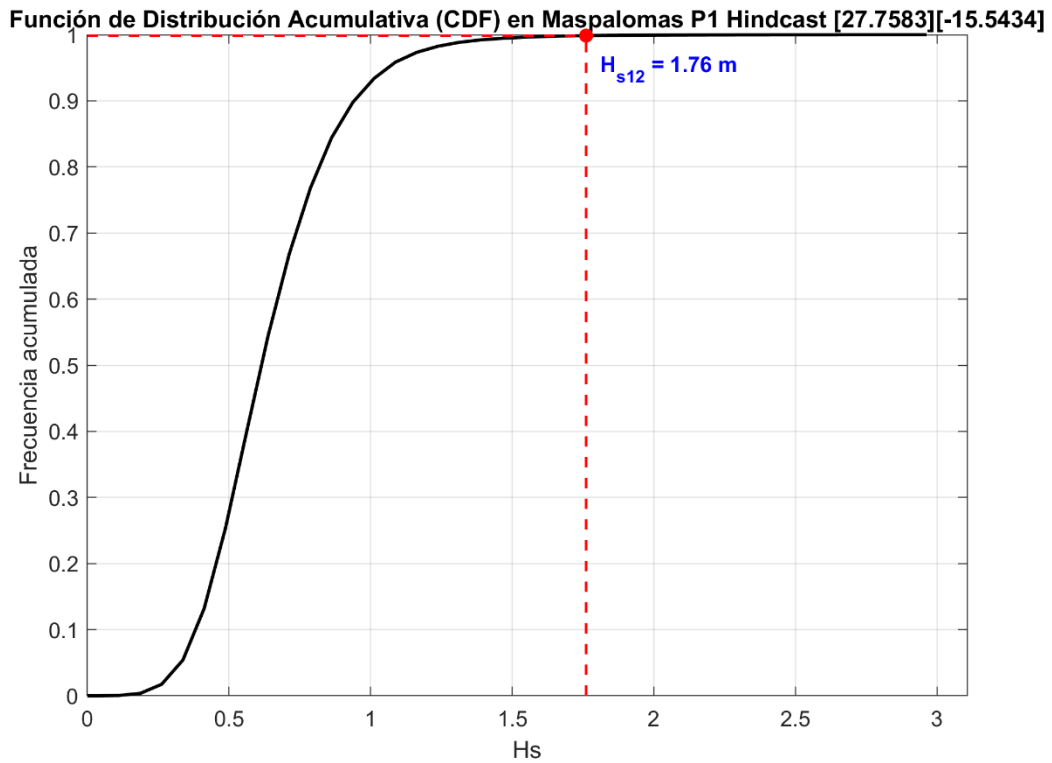


Figura 3.2. Ejemplo de cálculo de H_{s12} mediante la CDF empírica para una localización DOW de Maspalomas (*hindcast*). a línea discontinua roja indica el valor de H_{s12} correspondiente a la probabilidad acumulada de 12 h/año.

Una vez calculado el H_{s12} , para determinar el T_p asociado a esa altura de ola no se emplearon modelos paramétricos de regresión tipo $T_p = a \cdot H_s^b$, ya que la relación funcional entre H_s y T_p varía notablemente entre las diferentes zonas de estudio (*Fig. 3.3*). En su lugar, se aplicó un enfoque basado en probabilidad de ocurrencia empírica: se construyó una matriz de frecuencias entre 40 clases discretas de H_s , centradas en el valor

de H_{s12} y de T_p , en intervalos de 0.5 s), identificado el intervalo de T_p con mayor probabilidad dentro de la clase donde se encuentra H_{s12} correspondiente. El objetivo de centrar la H_{s12} en la clase es de reducir el error del cálculo de T_p ya que este será calculado entre la media de los umbrales de la clase de T_p donde se dé la mayor probabilidad.

Posteriormente, para obtener el T_s , se utiliza la correlación con T_p propuesta por la Recomendación de Obras Marítimas (R.O.M.) 0.3 -91 de España:

$$T_s = 0.95 \cdot T_p \quad (2)$$

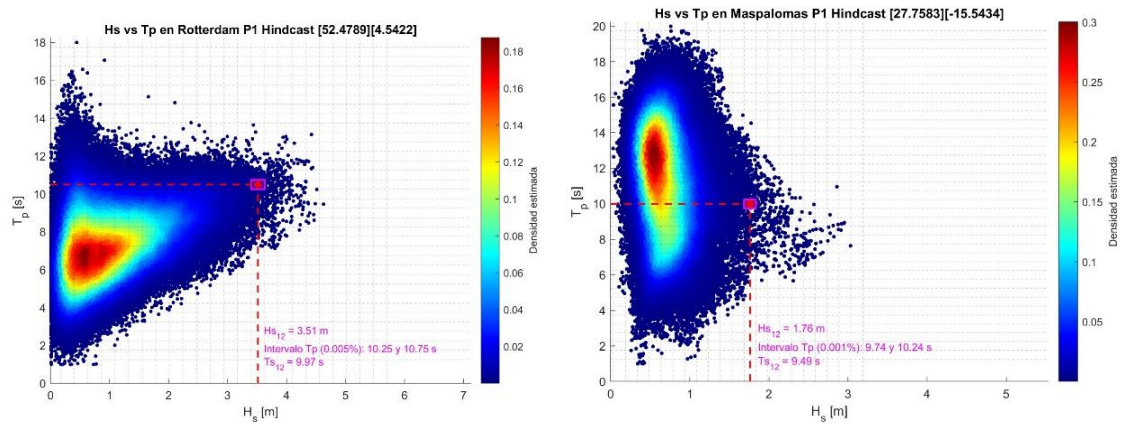


Figura 3.3. Representación de distribución de H_s - T_p para dos localizaciones de dos zonas de estudio distintas indicando el H_{s12} , el intervalo de T_p más probable y el T_s asociado. A la izquierda se representa para la zona de estudio de Holanda Meridional, mientras que a la derecha la costa de Maspalomas. Nótese que entre las dos zonas de estudio se muestra una distribución de H_s - T_p totalmente distintas.

Finalmente, H_{s12} y T_s se calculó la PdC utilizando la formulación de Birkermeier (1985) para cada punto DOW, de cada escenario considerado tanto en el *hindcast* como en los modelos del ensemble.

3.2. Indicador de estructura de defensa: Tamaño de piezas

3.2.1. Motivación y estado del arte

Las estructuras de protección costera (diques rompeolas, espigones y defensas en talud) son infraestructuras diseñadas para disipar la energía del oleaje, reducir sus efectos sobre la línea de costa y proteger persona, bienes y ecosistemas, manteniendo la operatividad portuaria.

Entre los distintos tipos de diques existentes, se encuentra los diques en talud de materiales sueltos uno de los más utilizados como estructura de defensa. En ellos, el manto está constituido por piezas de escollera natural o unidades artificiales, dispuestas

en una o dos capas y colocadas de forma aleatoria, orientada o trabada, que resisten la acción del oleaje por peso.

Por ello, el tamaño de las piezas del manto principal es un indicador fundamental en el diseño y estabilidad de los diques en talud de materiales sueltos. Este parámetro determina la resistencia del dique frente a la acción del oleaje, y condiciona la capacidad para mantener la función de protección a lo largo del tiempo. Un dimensionamiento insuficiente incrementa la probabilidad de avería progresiva conduciendo al fallo estructural del dique. Por tanto, el tamaño no solo tiene implicaciones técnicas, sino también económicas y de sostenibilidad, ya que influye en costes de construcción mantenimiento y adaptación de estas infraestructuras de defensa costeras tanto para puertos, paseos marítimos y playas.

La relación entre el tamaño de las piezas y la estabilidad hidráulica comenzó a estudiarse con los trabajos de Iribarren (1938), que desarrolló una formulación para conectar el peso de la pieza, la pendiente del talud, la altura de la ola, la densidad relativa del material, incorporando más tarde el efecto del periodo y la profundidad. Posteriormente, Hudson (1959) introdujo el coeficiente de estabilidad, N_s , para distintos tipos de piezas, aunque sin considerar la irregularidad del oleaje. A finales de los setenta, Losada y Giménez-Curto (1979) propusieron una función de estabilidad ligada al número de Iribarren y el parámetro Q , lo que permitió integrar la influencia del periodo y la duración del temporal. El siguiente avance llegó con Van der Meer, que desarrolló expresiones para oleaje irregular, incluyendo el número de olas, el nivel de daño aceptable y la permeabilidad del núcleo, abriendo paso también a un enfoque probabilista del diseño. Más tarde, Vidal *et al.* (1994) sistematizaron los distintos modos de fallo (inicio de avería, avería de Iribarren, inicio de destrucción y destrucción), consolidando el tamaño de las piezas naturales y artificiales como un indicador de la estabilidad de estas infraestructuras.

En el contexto del presente trabajo, el cambio del clima de oleaje obliga a contemplar tanto aumentos como descensos de H_s , T_p , θ_m y sus consecuencias sobre el dimensionamiento del manto. Una de las posibles relaciones entre peligro, exposición, vulnerabilidad, el impacto sobre el tamaño de las piezas y el riesgo resultante se sintetiza en la *Figura 3.4* de cadena de impacto adjunta. Un incremento de H_s eleva las exigencias de estabilidad y, sin medidas de adaptación, podría dejar a las estructuras existentes en situación de infradimensionamiento, con mayor propensión a procesos de avería

progresiva (movilización de piezas, exposición de filtros, incremento del rebase) y pérdida de operatividad. A la inversa, una disminución sostenida de H_s conduce a sobredimensionamiento, lo que mejora los márgenes de seguridad y reduce necesidades de mantenimiento, aunque no justifica “aligerar” mantos en servicio por los riesgos asociados a la compatibilidad granulométrica, la pérdida de espesor efectivo y la alteración del funcionamiento del filtro. En ambos casos, cualquier cambio podría llevar al desarrollo de rediseño del dique para que cumpla su función y sea efectivo.

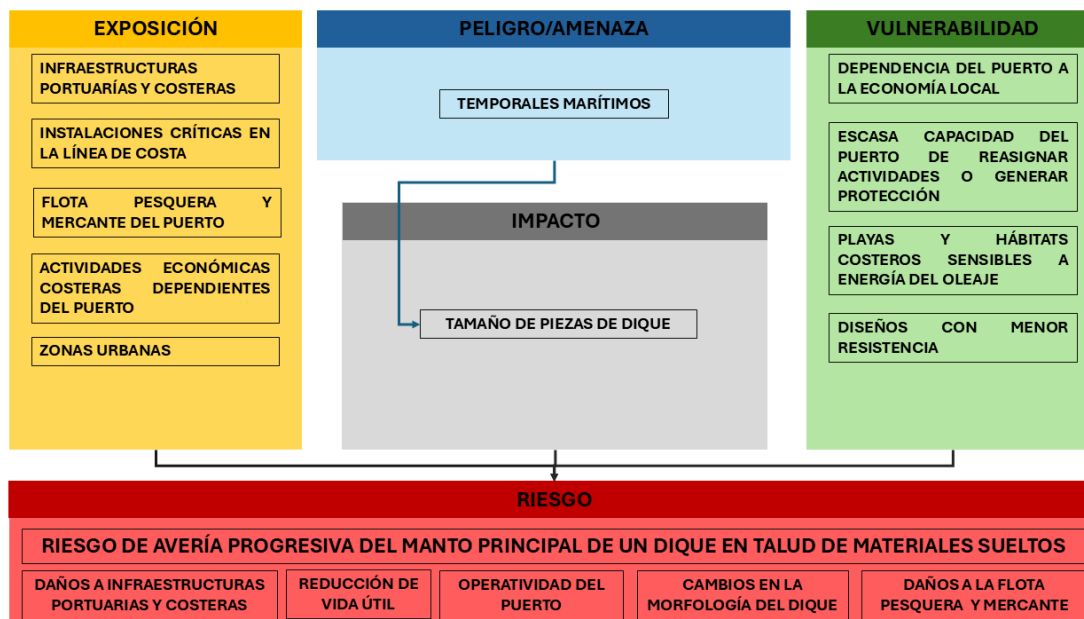


Figura 3.4. Cadena de impacto generalizada para las diferentes zonas de estudio para la avería progresiva del manto principal de un dique en talud de materiales sueltos con relación al tamaño de las piezas del dique debido a cambios en clima marítimo, temporales, derivados de la variabilidad y proyecciones del oleaje bajo escenarios de cambio climático.

Diversos estudios han mostrado que los cambios en el oleaje proyectados por el cambio climático afectan de forma significativa al tamaño requerido de las piezas en diques en talud. Sierra y Casas-Prat (2014) señalaron que aumentos moderados en H_s pueden amplificar procesos como el rebase, la socavación y la inestabilidad del manto, con implicaciones directas en el peso de las piezas de protección. De forma similar, IHCantabria (2012) evidenció que la variación relativa del peso de las piezas crece linealmente con la variación relativa de H_s o del nivel del mar, de modo que un incremento del 5 % en la altura de ola exige aproximadamente un 15 % más de peso para mantener la estabilidad. Más recientemente, Allsop (2022) mostró en casos reales del Reino Unido cómo el ascenso del nivel del mar y la mayor energía del oleaje en el pie del dique pueden intensificar el movimiento de las piezas y reducir la vida útil de los rompeolas, subrayando la necesidad de adaptación.

3.2.2. Metodología aplicada

El cálculo del peso de las piezas del manto en diques en talud de materiales sueltos se realizó en todos los puntos de las zonas de estudio, asumiendo como hipótesis que los puntos DOW se localizan a pie de dique y que no se produce rotura de ola por fondo. Asimismo, para garantizar la comparabilidad entre zonas, se adoptó un puerto deportivo náutico hipotético como tipología de referencia, independientemente de la finalidad de los puertos reales existentes.

El peso medio de las piezas (W_{p50}) se estimó mediante la formulación empírica de Losada y Giménez-Curto (1979):

$$W_{p50} = \gamma_w \cdot H_i^3 \cdot R_r \cdot \psi \quad (3)$$

donde ψ es la función de estabilidad, H_i es la altura significativa incidente, R_r es $\rho_s/(\rho_w \cdot \Delta^3)$ siendo Δ la densidad relativa del bloque sumergido y ρ_w la densidad del mar siendo 1.025 t/m^3 .

Dado que se trata de un diseño hipotético comparable entre zonas, el peso se calculó para cubos de hormigón ($a \times a \times a$) con una densidad de 2.200 t/m^3 . Se consideró un valor máximo de la función de estabilidad (ψ) de 0.047, correspondiente al inicio de avería para una pendiente de talud de 2:1, como se muestra en la *Tabla 3.1* obtenida del estudio de Losada *et al.* (1986).

Tabla 3.1. Valores máximos de la función de estabilidad, ψ para distintos bloques paralelepípedicos de hormigón obtenido Losada *et al.* (1986).

TIPO BLOQUE	$a \times a \times a$			$a \times a \times 1.5^a$			$a \times a \times 2^a$		
Cotan α	1.5	2.0	2.5	1.5	2.0	2.5	1.5	2.0	2.5
Inicio de avería	0.060	0.047	0.043	---	---	0.084	0.120	---	0.116
Avería de Iribarren	0.033	0.028	0.024	---	---	0.030	0.042	---	0.038
Destrucción	0.027	0.022	0.018	---	---	0.021	0.035	---	0.027

La altura significativa de diseño H_i se obtuvo a partir de un análisis extremal sobre la serie temporal de oleaje. En primer lugar, se determinó el periodo de retorno (T_r) para el puerto deportivo náutico, siguiendo la metodología propuesta por la R.O.M. 1.0-09:

$$T_r = \frac{1}{1 - (1 - P_{fELU})^{\frac{1}{V_m}}} \quad (4)$$

donde P_{fELU} es la probabilidad de fallo en estado límite último y V_m la vida útil mínima. Según las recomendaciones de la R.O.M., se tomó una vida útil mínima de 25 años y una

probabilidad de fallo P_{FELU} de 0.10 (Fig. 3.5), adecuada para diques con zonas de almacenamiento u operación adosadas. Con estos valores, se obtuvo un periodo de retorno de aproximadamente 238 años.

TIPO DE ÁREA ABRIGADA O PROTEGIDA			ÍNDICE IRE ⁷		VIDA ÚTIL MÍNIMA (V _m) ⁷ (años)	
ÁREAS PORTUARIAS	PUERTO COMERCIAL	Puertos abiertos a todo tipo de tráficos	r ₃	Alto	50	
		Puertos para tráficos especializados	r ₂ (r ₃) ¹	Medio (alto) ¹	25 (50) ¹	
	PUERTO PESQUERO		r ₂	Medio	25	
	PUERTO NÁUTICO-DEPORTIVO		r ₂	Medio	25	
	INDUSTRIAL		r ₂ (r ₃) ¹	Medio (alto) ¹	25 (50) ¹	
	MILITAR		r ₂ (r ₃) ²	Medio (alto) ²	25 (50) ²	
	PROTECCIÓN DE RELLENOS O DE MÁRGENES		r ₂ (r ₃) ³	Medio (alto) ³	25 (50) ³	

TIPO DE ÁREA ABRIGADA O PROTEGIDA				ÍNDICE ISA		P _{FELU}	P _{FELS}
ÁREAS PORTUARIAS	COMER-CIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique ¹	Mercancías peligrosas ²	s ₃	Alto	0.01	0.07
			Pasajeros y Mercancías no peligrosas ¹	s ₂	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique		s ₁	No significativo	0.20	0.20
	PESQUERO	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s ₂	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s ₁	No signif.	0.20	0.20
	NÁUTICO-DEPORT.	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s ₂	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s ₁	No signif.	0.20	0.20
	INDUS-TRIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique ¹	Mercancías peligrosas ²	s ₃	Alto	0.01	0.07
			Mercancías no peligrosas	s ₂	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique		s ₁	No significativo	0.20	0.20
	MILITAR	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique ¹		s ₃	Alto	0.01	0.07
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s ₁	No signif.	0.20	0.20
	PROTEC-CIÓN *	Con zonas de almacenamiento adosadas al dique ¹	Mercancías peligrosas ²	s ₃	Alto	0.01	0.07
			Mercancías no peligrosas	s ₂	Bajo	0.10	0.10

Figura 3.5. Valores recomendados para obras de abrigo y defensa a partir de los de Índice de Repercusión Económica (IRE, arriba) e Índice de Repercusión Social y Ambiental (ISA, abajo). Con los valores del IRE

se obtiene la Vida útil Mínima (V_m) y con los valores ISA se obtiene la Probabilidad de Fallo de Estado Límite Último (P_{fELU}) y la Probabilidad de Fallo en Estado Límite de Servicio (P_{fELS}).

Para el análisis extremal se empleó la distribución generalizada de valores extremos (GEV), ajustada a los máximos anuales de la serie temporal:

$$F(x, \theta) = \exp\left(-\left[1 + \xi \frac{x-\mu}{\psi}\right]^{-\frac{1}{\xi}}\right), 1 + \xi \frac{x-\mu}{\psi} > 0 \quad (5)$$

donde μ es el parámetro de localización, ψ el de escala y ξ el de forma.

Para garantizar la validez matemática y la estabilidad del ajuste, se limitó el parámetro de forma al intervalo $-0.35 \leq \xi \leq 0.35$ (Fig. 3.6)

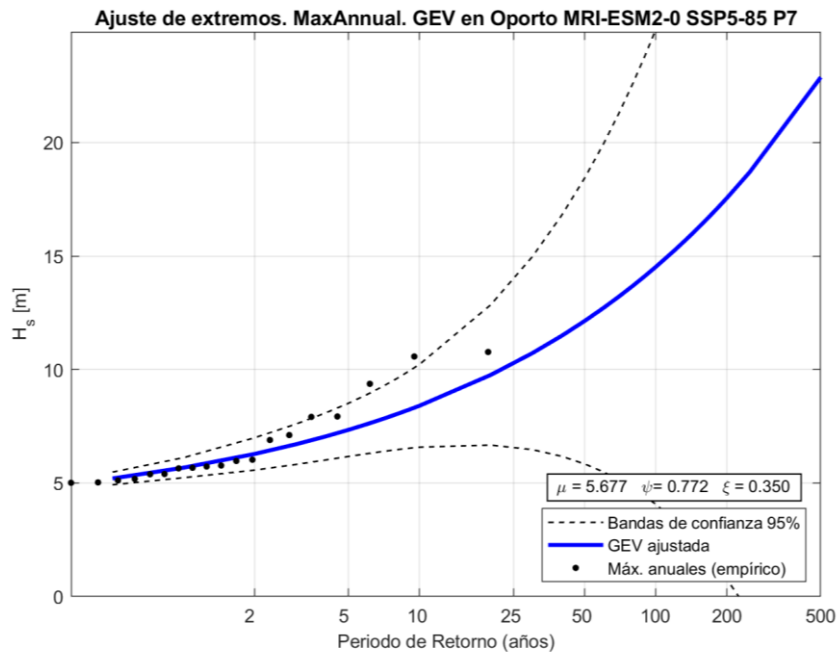


Figura 3.6. Análisis extremal mediante máximos anuales con GEV para el punto DOW de la costa de Oporto en el modelo climático MRI-ESM2-0 para el escenario SSP5-8.5.

Finalmente, la altura significativa de diseño asociada a un periodo de retorno T_r se calculó mediante la función inversa de la GEV, usando la probabilidad de no excedencia p de T_r .

$$H_s(T_r) = \mu + \frac{\psi}{\xi} \left([-\ln p]^{-\xi} - 1 \right) \quad (6)$$

3.3. Indicador de surfeabilidad: Estado de Mar y Tipo de rotura

3.3.1. Motivación y estado del arte

La surfeabilidad se entiende como la capacidad de un oleaje y un rompiente costero para permitir la práctica del surf en condiciones óptimas. La relevancia de este indicador trasciende lo deportivo y recreativo, puesto que el surf constituye un recurso económico y cultural de creciente importancia para numerosos destinos litorales, generando ingresos por turismo, competiciones y servicios asociados (Lazarow, 2007; Nelsen *et al.*, 2007). La protección y gestión de zonas de rompiente de surf ha comenzado a reconocerse como un componente esencial de la economía azul y de la planificación costera (Ponting y O'Brien, 2015; Scarfe *et al.*, 2009).

Las buenas condiciones de surfeabilidad pueden describirse mediante un conjunto de parámetros físicos que caracterizan la ola en el punto de rotura. Entre ellos destacan la altura de la ola en rotura, el ángulo de la ola en rotura (*wave peel angle*)¹, el ángulo de la rotura en una rompiente de surf², la intensidad/forma de rotura y la longitud de la sección o tramo de ola que rompe de manera continua (Espejo-Hermosa, 2011; Hutt *et al.*, 2001). Estos factores permiten clasificar las olas según su tipo de rotura: decrestamiento, donde la cresta se disipa progresivamente y que resulta más adecuado para surfistas principiantes; voluta, en la que la ola forma un tubo al romper y que es la más valorada por surfistas expertos; colapso, donde la cresta se derrumba de manera abrupta, ofreciendo oportunidades específicas para modalidades como el *bodyboard*; y oscilación, en la que la ola apenas rompe al reflejarse en la pendiente (Battjes, 1974; Scarfe *et al.*, 2009). La presencia y predominio de cada tipo de rotura determinan en gran medida la calidad percibida del recurso surf en un determinado emplazamiento.

El efecto del cambio climático sobre el clima del oleaje puede modificar la frecuencia y la intensidad de los estados de mar favorables para el surf, entendiendo estos como una combinación óptima de altura significativa, periodo y dirección del oleaje. Una reducción en la ocurrencia de trenes de ondas con valores adecuados de estas variables disminuiría la consistencia de los rompientes, limitando la disponibilidad de jornadas surfeables. Del mismo modo, un incremento en la altura media del oleaje, y teniendo en cuenta la batimetría de la zona, afectaría a parámetros clave de la surfeabilidad, como el ángulo de ola en rotura o la intensidad de rotura, lo que podría dar lugar a un cambio en el tipo de

¹ Ángulo entre la línea de rotura (línea de espuma) y la tangente al frente de ola en el punto donde rompe.

² Ángulo rotura con el que el oleaje incide respecto a la normal a la costa en el punto de rotura.

rotura: una ola que antes rompía por decrestamiento podría pasar a hacerlo en voluta, en colapso o incluso en oscilación.

En consecuencia, estas variaciones en el régimen medio del oleaje se interpretan en efectos significativos sobre la calidad del recurso surf: menor duración de los recorridos, reducción del número de olas aprovechables por sesión y, en casos extremos, la pérdida de zonas donde principalmente se práctica este deporte y recurso. En aquellas zonas costeras donde el surf constituye un recurso económico central, por ejemplo, destinos turísticos cuya oferta gira en torno a la calidad de sus olas, esta degradación puede suponer una disminución directa de visitantes, una pérdida de competitividad frente a otros enclaves y un impacto negativo en sectores asociados como la hostelería, la enseñanza de surf o la organización de eventos deportivos. Sin embargo, en otras regiones o épocas del año, los cambios proyectados en el régimen medio del oleaje podrían traducirse en mejoras de las condiciones, como un aumento de calidad de estados de mar que se consideren surfeables. También, podrían aparecer nuevas oportunidades para la práctica de surf en zonas menos habituales, lo que diversificaría y ampliaría la oferta disponible. En la *Figura 3.8* se muestra cómo los cambios en el régimen de oleaje actúan como peligro que repercute en rompientes concretos y en comunidades costeras dependientes de ellos, dando lugar a un mayor riesgo de degradación del recurso surf y de los beneficios económicos que este genera.

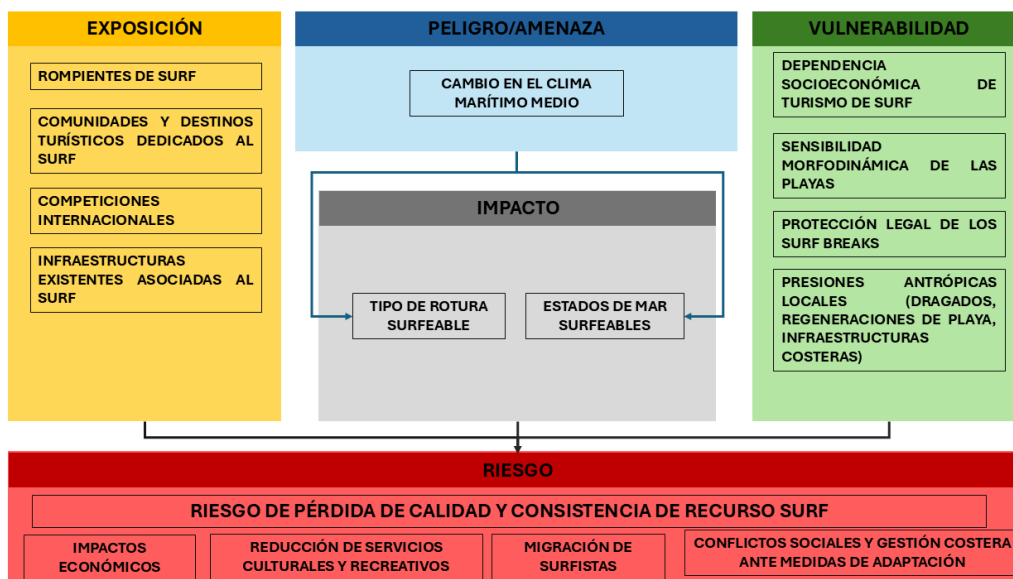


Figura 3.7. Cadena de impacto generalizada para las diferentes zonas de estudio para el riesgo de pérdida de calidad y consistencia de recurso surf derivados de la variabilidad y proyecciones del oleaje bajo escenarios de cambio climático que afectan a los estados de mar y tipo de rotura surfeable en las diferentes zonas de estudio.

Como se comentó en el *Apartado 1.1.3 del Capítulo 1* los cambios proyectados en el régimen medio del oleaje podrían tener consecuencias directas en la surfeabilidad, ya que la frecuencia y magnitud de los estados de mar condicionan parámetros críticos en el punto de rompiente, influyendo en la forma de la rotura y en la disponibilidad de condiciones óptimas para el surf.

En términos metodológicos, la evaluación de la surfeabilidad ha evolucionado desde aproximaciones cualitativas hasta sistemas de análisis estandarizados. Los primeros trabajos se centraron en relacionar parámetros físicos básicos, tales como altura de ola en rotura, ángulo de rotura, longitud de sección o intensidad de rotura, con la destreza requerida por el surfista, estableciendo relaciones empíricas entre la forma de la ola y su aprovechamiento (Hutt *et al.*, 2001; Scarfe *et al.*, 2009). En la última década, este enfoque se ha complementado con métricas objetivas basadas en la medición automática de parámetros como el ángulo de rotura, la longitud y la duración de los recorridos, apoyadas en técnicas de videomonitorización y modelado numérico. Un ejemplo destacado es el método *Wave Peel Tracking* (WPT) de Thompson *et al.* (2021), que aplica visión por computador y algoritmos de aprendizaje automático para caracterizar de forma sistemática la calidad de las olas.

Paralelamente, Espejo-Hermosa (2011) desarrolló un índice global de surfeabilidad que integra tres subíndices: el *Coastal Swell Index* (I_{cs}), que cuantifica la probabilidad de

que un estado de mar genere olas surfeables en función de umbrales de altura, periodo, dirección del viento según la orientación de la línea de costa y la forma espectral; el *Comfort Index* (I_c), que incorpora variables ambientales adicionales como temperatura del agua y viento; y el *Effective Index* (I_e), que añade factores temporales como la duración del día o la influencia mareal.

3.3.2. Metodología aplicada

Para el indicador de impacto de surfeabilidad se han calculado dos índices que permiten evaluar la calidad de los estados de mar a partir exclusivamente de datos de clima marítimo, en línea con los objetivos del presente estudio.

En primer lugar, se ha empleado el *Coastal Swell Index* (I_{cs}), definido por Espejo-Hermosa (2011), cuyo propósito es caracterizar la probabilidad de que un estado de mar produzca olas surfeables. Este índice integra diferentes variables de oleaje y viento, agrupadas en tres dimensiones principales. La primera corresponde a los aspectos energéticos, que dependen de H_s , T_p y la dirección de pico. La segunda se asocia al grado de organización del estado de mar, caracterizado mediante T_p , la velocidad de viento, la dirección del viento, el parámetro de forma espectral y el parámetro de dispersión direccional. Finalmente, la tercera dimensión refleja los aspectos de textura del oleaje, vinculados fundamentalmente al viento, en particular a su intensidad y dirección.

Dependiendo de la escala de aplicación, Espejo-Hermosa (2011) distingue entre dos formulaciones:

- Escala Global

$$I_{cs(0-10)} = \frac{I_{Hs(0-10)} \cdot I_{Tp(0-10)}}{2} \cdot I_{w(0-1)} \quad (7)$$

- Escala Regional

$$I_{cs(0-10)} = \frac{I_{Hs(0-10)} \cdot I_{Tp(0-10)}}{2} \cdot I_{w(0-1)} \cdot I_{SQI(0.75-1)} \quad (8)$$

En este trabajo, debido a la variabilidad batimétrica entre puntos dentro de cada zona de estudio y a la ausencia de datos de viento a resolución espacial adecuada, se ha optado por aplicar la formulación global modificada, eliminando el término de viento:

$$I_{cs(0-10)} = \frac{I_{Hs(0-10)} \cdot I_{Tp(0-10)}}{2} \quad (9)$$

donde I_{Hs} es el subíndice que evalúa el efecto de la altura significativa de ola y I_{Tp} el que evalúa el efecto del periodo de pico. Ambos subíndices se expresan en una escala normalizada (0–10) y permiten calificar la calidad del estado de mar.

Para la obtención del subíndice I_{Hs} , Espejo-Hermosa realizó una revisión bibliográfica de los umbrales de altura de ola considerados surfeables y estableció una escala discretizada (*Tabla 3.1*). De este modo, I_{Hs} toma valores bajos cuando predominan mares en calma o con olas muy pequeñas, y valores altos cuando las olas presentan tamaños intermedios (1.5–5 m), que corresponden al rango más frecuente y aprovechable en la mayoría de las zonas de rompientes de surf.

Tabla 3.2. Escala de evaluación de I_{Hs} a escala global como parámetro para determinar de calidad de estados de mar surfeable por Espejo-Hermosa (2011).

Descripción	H_s (m)	I_{Hs} rating
La mayoría de los <i>spots</i> están en calma	<0.5	0
La mayoría de los <i>spots</i> presentan olas pequeñas	0.5-1	5
Sólo los <i>spots</i> más expuestos presentan olas surfeables	1-1.5	7.5
La mayoría de los <i>spots</i> presentan olas surfeables	1.5-5	10
Sólo los <i>spots</i> más protegidos presentan olas surfeables	>5	5

En cuanto al subíndice I_{Tp} , éste evalúa el efecto del periodo de pico sobre la calidad de las olas. Periodos muy cortos (<6 s) generan olas rápidas, caóticas y poco surfeables, mientras que periodos más largos (>10 s) suelen dar lugar a olas mejor formadas y con mayor recorrido, especialmente en *point breaks* y *reef breaks*. La escala empleada en este trabajo se muestra en la *Tabla 3.2*.

Tabla 3.3. Escala de evaluación de I_{Tp} como parámetro de calidad de estados de mar por Espejo-Hermosa (2011).

Descripción	H_s (m)	I_{Hs} rating
No surfeable	<6	0
Surf de mala calidad	6-8	2.

Puede generar olas de buena calidad en <i>beach breaks</i> expuestos	8-10	5
Puede generar olas de buena calidad en <i>beach</i> y <i>point breaks</i> expuestos	10-14	7.5
Puede generar olas de buena calidad en <i>reef</i> y <i>point breaks</i> . Los <i>beach breaks</i> tienen a cerrar	>14	10

El cálculo del I_{cs} se realiza para cada estado de mar de las series temporales de cada punto, obteniendo posteriormente el valor medio y el porcentaje de tiempo en que se superan los distintos umbrales de calidad. A escala global, los valores por debajo de 5 indican una calidad mala del estado de mar para ser surfable, de 5 a 7 una calidad media y mayores de 7 una probabilidad para calidad alta.

Por otro lado, se ha evaluado el tipo de rotura de la ola en cada punto mediante el número de Iribarren (I_{rb}), un parámetro que relaciona el peralte de la ola con la pendiente del fondo y permite clasificar la forma de la rotura (Battjes, 1974):

$$Ir = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}} \quad (10)$$

donde H_b es la altura de ola en el punto de rotura, L_0 la longitud de onda en aguas profundas y β la pendiente del fondo.

En este estudio se ha asumido que, dado que los datos utilizados corresponden a la zona de rompientes, el mismo punto DOW se considera representativo del punto de rotura. La pendiente del fondo se ha estimado a partir de la pendiente dinámica de Sunamura (1984), normalizada por Melet *et al.* (2020):

$$\beta = \frac{0.12}{(H_b/g^{0.5}D^{0.5}T_p)^{0.5}} \quad (11)$$

con g la aceleración de la gravedad, T_p el periodo de pico y D el tamaño de grano (250 μm). La longitud de onda en aguas profundas se define como:

$$L_0 = \frac{g \cdot T_p^2}{2\pi} \quad (12)$$

I_{rb} , al igual que I_{cs} , se ha obtenido para cada estado de mar, donde posteriormente se ha calculado el porcentaje de tiempos de excedencia de los diferentes tipos de rotura según los rangos de los valores de I_{rb} (Tabla 3.3).

Tabla 3.4. Tipo de rotura según rangos definidos a partir de I_{rb} .

Rotura	Rango
Decrestamiento	$I_{rb} \leq 0.4$
Voluta	$0.4 < I_{rb} \leq 1.5$
Colapso	$1.5 < I_{rb} \leq 2.0$
Oscilación	< 2.0

3.4. Estimación del efecto del cambio climático

Para cuantificar cambios climáticos en variables derivadas, es habitual emplear el método delta, que consiste en calcular anomalías entre un periodo futuro y uno histórico a partir de salidas de GCM y aplicarlas sobre una climatología de referencia. En su forma clásica, las anomalías se tratan como diferencias absolutas para la variable a estudiar, y se interpola a alta resolución antes de combinarlas con la climatología del *hindcast* o observada. Este enfoque, ampliamente usado en evaluaciones de impacto, ha mostrado reducir sustancialmente los sesgos medios de los modelos (Navarro-Racines *et al.*, 2020).

En este trabajo, el cambio se estima para cada simulación climática de oleaje derivada de cada GCM considerado. Cada simulación proporciona series de los indicadores seleccionados (p. ej. h^* , I_{cs} , W_{p50}) en tres periodos temporales: un periodo histórico y los dos escenarios futuros de emisiones (SSP2-4.5 y SSP5-8.5). El cálculo se realiza mediante un método delta modificado en dos pasos que se muestra a continuación.

3.4.1. Cálculo de diferencias absolutas y relativas por modelo

En primer lugar, se obtiene el cambio relativo para cada modelo m y escenario s comparando el valor proyectado futuro con el histórico correspondiente:

$$\Delta X_{rel,m}^{(s)} = \frac{X_{fut,m}^{(s)} - X_{hist,m}}{X_{hist,m}} \cdot 100 \quad (13)$$

donde $X_{fut,m}^{(s)}$ es el valor medio del indicador en el escenario futuro s (SSP2-4.5 o SSP5-8.5) y $X_{hist,m}$ es el valor medio histórico.

A partir del cambio relativo, se calcula el cambio absoluto en cada punto, referenciándolo al valor histórico del *hindcast*:

$$\Delta X_{abs,m}^{(s)} = X_{hist,hind} \cdot \frac{X_{fut,m}^{(s)}}{100} \quad (14)$$

donde $X_{hist,hind}$ es el valor del indicador en el punto para el *hindcast*. De este modo, el cambio absoluto se expresa en las mismas unidades del indicador original (p. ej., ton en el caso de W_{p50}).

Posteriormente, se calculan la media y la desviación estándar de las diferencias relativas y absolutas en el conjunto de N modelos:

$$\begin{aligned} \overline{\Delta X^{(s)}} &= \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N \Delta X_m^{(s)} \\ \sigma_{\Delta X^{(s)}} &= \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{m=1}^N (\Delta X_m^{(s)} - \overline{\Delta X^{(s)}})^2} \end{aligned} \quad (15)$$

3.4.2. Concordancia entre modelos

Para evaluar la robustez de la señal proyectada, se analiza la concordancia en el signo del cambio entre los distintos modelos. Se asigna:

- +1 si $\Delta X_m^{(s)} > 0$ (incremento respecto al histórico).
- -1 si $\Delta X_m^{(s)} < 0$ (descenso respecto al histórico).

El grado de concordancia $C^{(s)}$ se define como el porcentaje de modelos que coinciden en la misma dirección del cambio:

$$C^{(s)} = \frac{\max(N_+, N_-)}{N} \cdot 100 \quad (16)$$

donde N_+ y N_- son, respectivamente, el número de modelos con cambio positivo y negativo.

De esta manera:

- 100% → todos los modelos coinciden en el signo (robustez alta).
- 75% → 3 de 4 modelos coinciden (robustez moderada).
- 50% → 2 de 4 modelos coinciden (baja robustez o incertidumbre elevada).

A la hora de representar estos cambios en los puntos DOW, se harán en una escala de azules (disminución) y rojos (incremento) donde el tamaño de los puntos guarda relación con el nivel de concordancia (siendo los círculos grandes un 100 % de concordancia).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. Indicador de erosión en el perfil de playa: Profundidad de cierre

A continuación, se describe la distribución espacial de la PdC estimada para clima presente y los cambios proyectados para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 en las cinco zonas de estudio. De forma complementaria, en *Anexo I* se encuentran los mapas y relativos para todos los puntos estudiados respecto a este indicador climático de impacto y sus parámetros de entrada.

Costa de Holanda Meridional

En el clima presente representado en la *Figura 4.1 izquierda*, el *hindcast* indica que la PdC varía entre 4.5 y 5.5 m. Las mayores profundidades se registran en latitudes más norte de la línea de costa. Conforme nos desplazamos hacia el sur la PdC disminuye hasta alcanzar las menores se la bocana de acceso al puerto de Róterdam. Dicha variación puede darse debido a que las olas generadas por las tormentas más frecuentes inciden con mayor altura en el sur y que su periodo asociado es muy pequeño.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.1 centro*), la mitad de las localizaciones (50%) muestran un incremento de PdC que no supera los 0.20 m. Las desviaciones típicas asociadas a estos incrementos oscilan entre ± 0.10 m ($\pm 2.20\%$) y ± 0.37 m ($\pm 7.32\%$), según la ubicación. Sin embargo, en tres puntos situados al norte de la línea de costa y en la última localización al sur, el incremento es ligeramente mayor, alcanzando 0.36 m ($\sim 6.57\%$). Si bien, en estas zonas, la concordancia entre miembros del *ensemble* es del 100% para las localizaciones del norte y del 75% para la del sur. Además, las desviaciones son más reducidas: ± 0.07 m ($\pm 1.57\%$) en el punto del sur, frente las mencionadas anteriormente.

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.1 derecha*), el incremento máximo no varía mucho, 0.38 m (7.37%) en las latitudes altas, con desviaciones de hasta ± 0.43 m ($\pm 8.30\%$). No obstante, a diferencia del SSP2-4.5, la concordancia del 100% se limita a la localización algunos puntos de latitudes altas, sin llegar a repetirse. Además, algunas localizaciones frente al puerto PdC desciende aproximadamente -0.21 m (-4.13%), con una concordancia del 75. Finalmente, en los cambios a más próximos a 0 m en al norte de la bocana, la concordancia se reduce al 50%, y las desviaciones rondan ± 0.26 m ($\pm 4.60\%$).

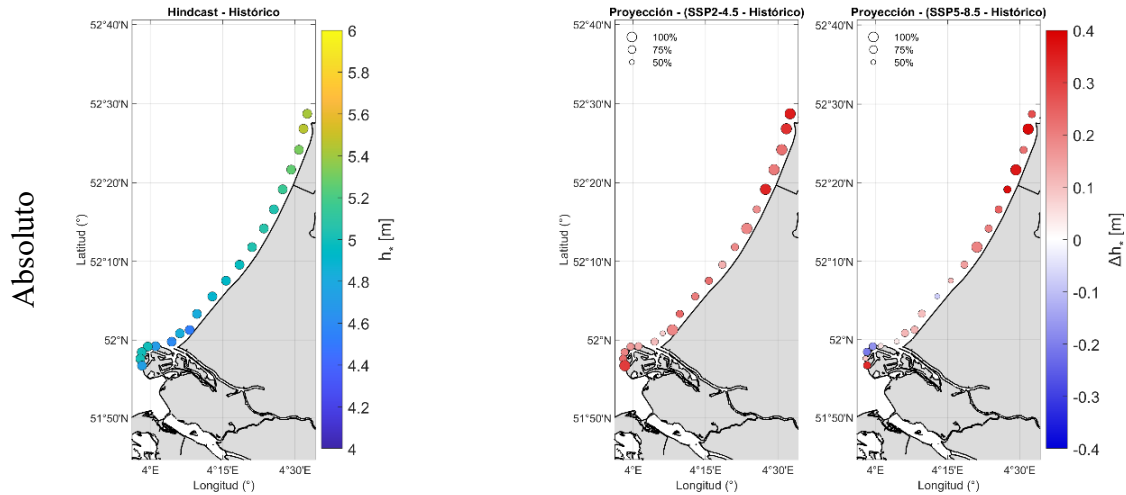


Figura 4.1. Cambios absolutos para la PdC en la costa de Holanda Meridional. A la izquierda se muestran los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de las Landas

En el clima presente (*Fig. 4.2 izquierda*), el *hindcast* muestra un cambio brusco en la PdC al sur, donde alcanza 7.5 m. Al norte de este punto, la PdC aumenta hasta valores comprendidos entre 9.2 y 9.6 m. En dirección sur, las profundidades se sitúan entre 8.0 y 8.8 m. Al igual que en la costa de Holanda meridional, esta variación indica en el tramo norte predominan olas de mayor periodo, mientras que en el sur la PdC menor puede deberse a que H_{s12} es elevado en relación con su periodo.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.2 centro*), todas las localizaciones se observa un incremento de PdC. Los mayores incrementos están en latitudes medias (entre 43.50° N y 44.00° N) de la línea de costa, con cambios de 0.41–0.47 m (4.30–5.08%) y desviaciones típicas elevadas, que alcanzan hasta ± 0.86 m ($\pm 9.24\%$). Más al norte también se identifica una localización con incrementos similares y desviaciones igualmente altas. En contraste, al sur, a partir de 43.40° N los cambios no superan 0.24 m ($\sim 2.90\%$), y las desviaciones disminuyen, sin sobrepasar ± 0.50 m ($\pm 5.58\%$) en la mayoría de los casos. La concordancia entre modelos del *ensemble* se mantiene en el 75% para todas las localizaciones.

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.2 derecha*), sigue predominando el incremento de PdC en la mayoría de los puntos, aunque con magnitudes menores que en el SSP2-4.5. En latitudes medias, el cambio se reduce de 0.47 m (5.08%) a 0.21 m (2.26%), y la desviación típica máxima disminuye a ± 0.57 m ($\pm 6.04\%$). Asimismo, hay un mayor número de localizaciones con incrementos inferiores a 0.10 m, muchas de ellas con

desviaciones superiores a ± 0.70 m ($\pm 7\%$). El menor incremento observado se localiza al sur con una PdC de 0.01 m (0.15%), aunque con una desviación alta de ± 0.43 m ($\pm 4.89\%$). La concordancia entre modelos del *ensemble* se mantiene en el 75% en toda la zona.

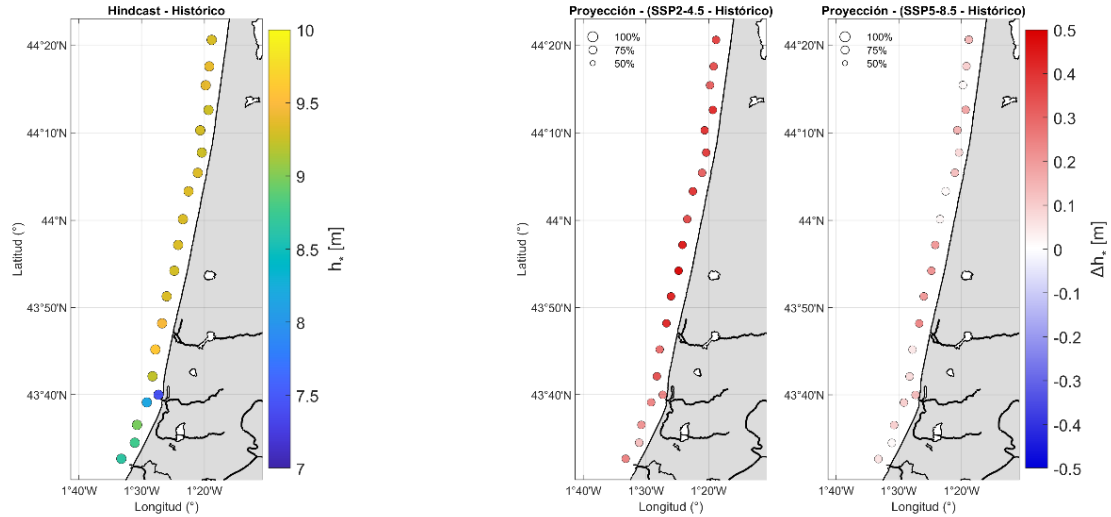


Figura 4.2. Cambios absolutos para la PdC en la costa de las Landas. A la izquierda se muestran los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de la Toscana

La PdC en el clima presente, representada en la *Figura 4.3 izquierda*, es menor que en las otras zonas de estudio. La distribución espacial muestra que, en latitudes intermedias entre 43.31° N y 43.52° N, se alcanzan las mayores profundidades, de hasta 4.2 m. Hacia el norte, la PdC desciende a valores entre 3.85 y 4.10 m. En dirección sur, disminuye en la mayoría de las localizaciones, con excepción de un punto que registra 4.09 m; en el resto, las profundidades se sitúan en torno a 3.6 m.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.3 centro*), los cambios son positivos en todas las localizaciones. En el tramo norte hasta latitudes medias, los incrementos de PdC varían entre los 0.30 m (7.38%) y 0.42 m (9.83 %) con una concordancia entre los modelos del *ensemble* del 100 % en todos ellos. También, en latitudes medias se observan tres puntos donde coincide el menor incremento de PdC, de 0.16 m (3.69%) con la menor concordancia entre modelos del *ensemble*, 75%, para este escenario en la zona del mediterráneo. En el sur, resalta una PdC de 0.35 m (8.64%) donde también la concordancia entre modelos es del 100 %. Cabe decir, que las desviaciones obtenidas entre los distintos puntos varían entre los ± 0.11 m (2.80%) y los ± 0.26 (6.26%).

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.3 derecha*), el PdC incrementa con un patrón idéntico al del SSP2-4.5, aunque la magnitud de los cambios descende en la mayoría de los puntos. Por ejemplo, en el tramo norte hacia latitudes medias de la franja costera, van de 0.23 m (5.67%) a 0.42 m (9.82%), mintiéndose así el mismo punto con el mayor incremento. En el sector sur, destaca un punto con un incremento de hasta 0.36 m (9.54%). Asimismo, los puntos con menores cambios de PdC se producen en las latitudes medias, justo después del mayor incremento, alcanzando solo los 0.18 m (2.98 %). Sin embargo, destaca que a diferencia que en el escenario SSP2-4.5, en este escenario, la concordancia entre modelos del es del 100% en todas las localizaciones. Además, de que las desviaciones se reducen y en mayoría de los puntos no superan los ± 0.10 m ($\pm 2\%$).

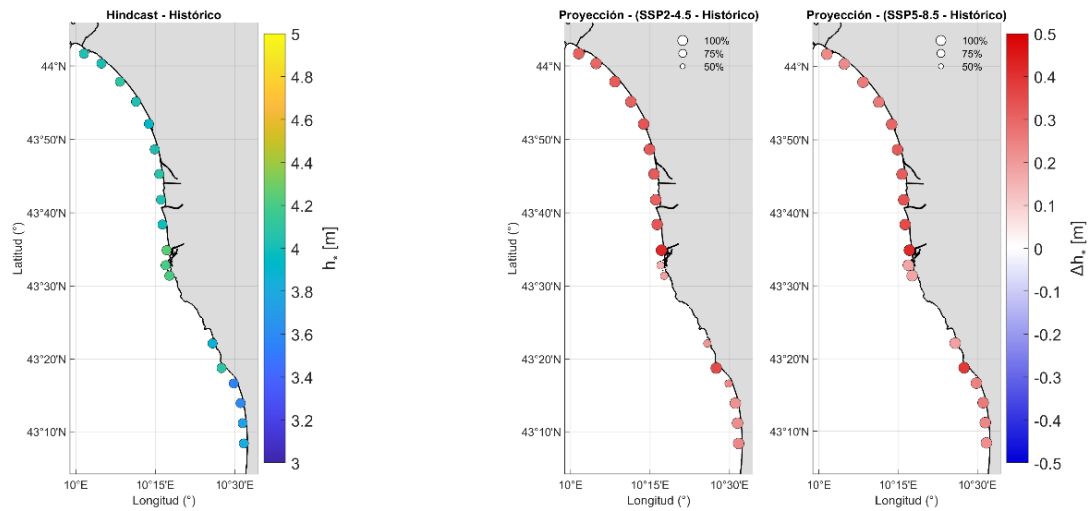


Figura 4.3. Cambios absolutos para la PdC en la costa de la Toscana. A la izquierda se muestran los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de Oporto

En la *Figura 4.4 derecha* se ve como en el clima presente, la PdC en la costa de Oporto obtenida es la mayor entre todas las zonas estudiadas, y presenta una variación espacial relativamente pequeña. Los valores oscilan entre 9.25 m y 9.80 m, con el máximo al norte de la línea de costa y el mínimo en a latitudes intermedias.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.4 centro*), las variaciones son positivas y muy similares en todas las localizaciones. PdC incrementa de 0.25 m (2.68%) a 0.37 m (3.83%), aunque las desviaciones típicas son elevadas, de ± 0.60 – 0.61 m ($\sim 6\%$). El menor incremento se observa en el punto más meridional, mientras que los valores más altos se

registran en latitudes medias, entre 41.16° N y 41.33° N. La concordancia entre modelos del *ensemble* para este escenario es del 75% en todas las localizaciones.

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.4 derecha*), el cambio sigue siendo positivo, aunque de menor magnitud que en el SSP2-4.5. La mayoría de las localizaciones muestran incrementos de 0.10–0.19 m (0.90–1.84%), con desviaciones típicas aún altas, entre ± 0.58 m ($\pm 5.71\%$) y ± 0.63 m ($\pm 6.42\%$). El mayor aumento se registra frente al puerto de Matosinhos ($41,17^{\circ}$ N), mientras que la localización inmediatamente al sur la PdC descende (-0.01 m; -0.07%) y la menor desviación de toda la serie es de ± 0.46 m ($\pm 4.86\%$). Sin embargo, la concordancia entre los cuatro modelos del *ensemble* para la dirección del cambio es del 50% en todas las localizaciones.

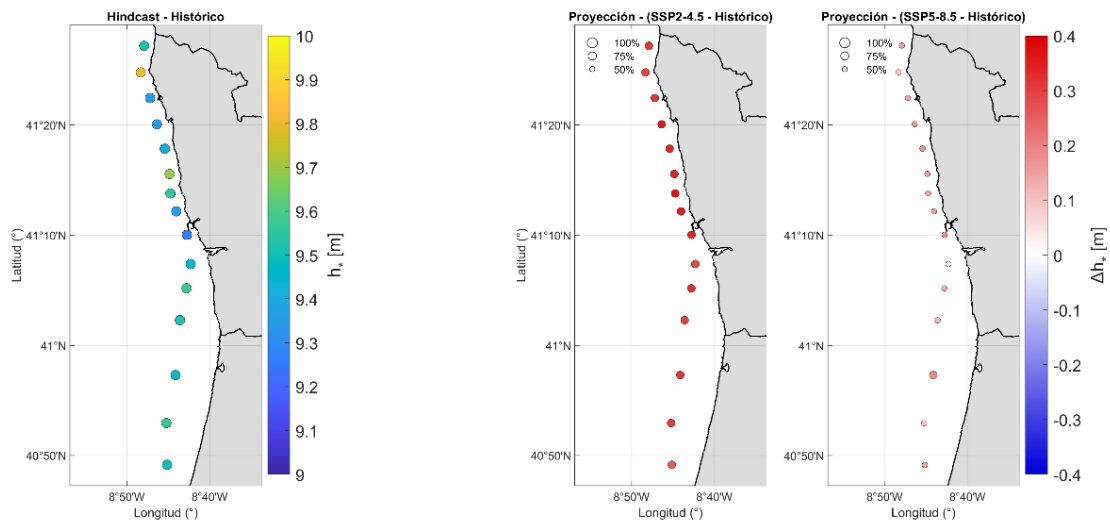


Figura 4.4. Cambios absolutos para la PdC en la costa de Oporto. A la izquierda se muestran los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de Maspalomas

En el clima presente (*ver Fig. 4.5 izquierda*), según los datos de *hindcast*, en Maspalomas se registran en algunas localizaciones las PdC más bajas de todas las zonas estudiadas. Los valores mínimos son de 2.88 m y 2.91 m, correspondientes a las localizaciones más orientales de la franja costera. Hacia el oeste, la profundidad aumenta progresivamente hasta alcanzar un máximo de 4.12 m.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.5 centro*), se presentan cambios de la PdC en ambas direcciones, aunque pequeños en comparación con otras zonas de estudio. De este a oeste, las primeras localizaciones presentan ligeros descensos de 0.03 m (0.94%), con una desviación típica alta de ± 0.30 m ($\pm 7.80\%$). Hacia el, el cambio se vuelve positivo,

alcanzando un máximo de 0.23 m (5.89%) con una desviación de ± 0.64 m ($\pm 16.13\%$). Sin embargo, la concordancia entre modelos del *ensemble* es menor, 50% en estos puntos donde hay un mayor incremento. Mientras que en los puntos donde el cambio es a disminuir el PdC la concordancia es de 75 %.

En el escenario SSP5-8.5 (Fig. 4.5 derecha), todos los puntos muestran un descenso de la PdC. Los cambios varían desde -0.28 m (-9.81%) en la localización más al este hasta -0.54 m (-13.49%) zonas longitudes intermedias con desviaciones de ± 0.28 m ($\pm 9.83\%$) y ± 0.30 m ($\pm 7.58\%$), respectivamente. En este escenario, la concordancia entre modelos del *ensemble* para una disminución de la PdC es del 100% en toda la zona.

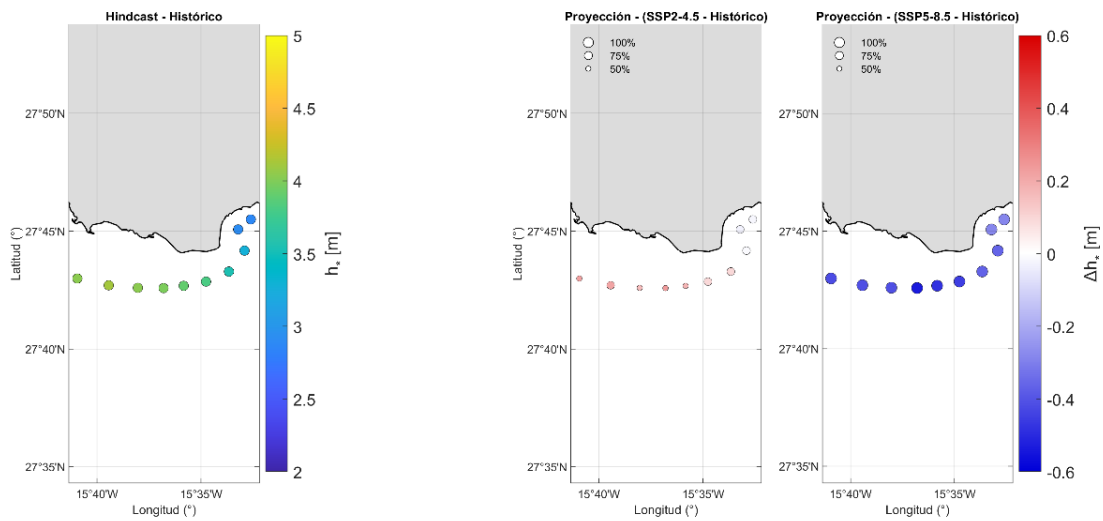


Figura 4.5. Cambios absolutos para la PdC en la costa de Maspalomas. A la izquierda se muestran los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Parámetros H_{s12} y T_s a los que se deben estos cambios

Fijándose en los parámetros de entrada de la formulación de Birkermeier (1985), H_{s12} y T_s , y sus respectivos cambios, que se encuentran en *Anexo I*, encontramos lo siguiente:

En el escenario SSP2-4.5, los cambios observados en la PdC se explican, en general, por los aumentos de H_{s12} y, cuando ocurre, por incrementos de T_s . Allí donde T_s disminuye, por ejemplo, en Oporto y algunos puntos de las Landas, el incremento de PdC persiste, pero es menor, ya que la disminución de T_s a valores de más próximos a 0 s amplifica el término cuadrático negativo y atenúa el efecto del incremento de H_{s12} . En los pocos casos con H_{s12} sin cambio o con disminución y T_s en disminución (por ejemplo, Maspalomas en las localizaciones con latitudes entre 27.73°N y 27.75°N), la PdC disminuye o no varía, coherente con la sensibilidad de la fórmula.

Ahora bien, en SSP5-8.5, la variación de la PdC muestra consistencia según la fórmula, donde los se encuentran incrementos de H_{s12} hay aumentos de PdC y los aumentos de T_s reducen la magnitud del término cuadrático negativo, reforzando dicha subida. Cuando T_s disminuye, por ejemplo, en las latitudes 51.98° N y 51.97°N de la costa de Holanda Meridional, el efecto puede atenuar o incluso revertir el incremento de H_{s12} . Frente a SSP2-4.5, SSP5-8.5 intensifica los patrones: subidas más contenidas de PdC donde T_s disminuye y descensos generalizados en zonas con H_{s12} disminuye (como en Maspalomas), mientras que en áreas donde H_{s12} y T_s incrementa (como en Toscana) los cambios positivos son robustas.

4.2. Indicador d estructura de defensa: Peso de piezas

A continuación, evaluamos los cambios en el peso de piezas (W_{p50}) espacialmente en las diferentes franjas de línea costera de las zonas de estudio. Además, en los *Anexos II* se puede encontrar los mapas relativos para W_{p50} y H_i .

Holanda Meridional

Para esta línea de costa, en el clima presente (*ver Fig. 4.6 izquierda*) obtenido a partir de los datos del *hindcast*, se observan W_{p50} entre 4.5 y 7 ton desde latitudes altas hasta medias. Además, destaca que en el tramo donde se ubica el puerto de Róterdam se observa una diferencia de hasta 5.64 ton en W_{p50} según la orientación de la costa, 11.80 ton orientación norte y 6.15 ton orientación oeste. Esta diferencia entre pesos en distintas debido a que el tramo norte está más expuesto que el del oeste a posibles borrascas que se den en el Mar del Norte.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.6 centro*) se observa un incremento generalizado de W_{p50} en todos los puntos. En el tramo norte hasta zonas intermedias los incrementos varían desde 6.63 ton (93.26%) hasta 1.33 ton (26.69%) con una concordancia entre miembros del *ensemble* del 75%. Se muestra algún valor fuera de este rango, 0.93 ton (12.35%) con una concordancia del 50%. Mientras tanto, en la zona sur con orientación norte, se obtienen los mayores incrementos, 8.03 ton (78.33%), aunque con una alta desviación de ± 13.37 ton ($\pm 131.20\%$) y una concordancia a este cambio del 50%.

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.6 derecha*), se muestra un incremento de W_{p50} en toda la línea de costa. Desde el norte hasta zonas intermedias W_{p50} incrementa de forma progresiva desde 1.16 ton (15.35%) hasta 6.69 ton (142.26%) con concordancia entre

modelos del *ensemble* del 100%. Nuevamente, en la zona sur se observan los mayores incrementos, 11.80 ton (194.32%), en el tramo orientado hacia el norte con una alta desviación de ± 22.93 ton (211.10%) con una concordancia entre miembros del *ensemble* del 75%.

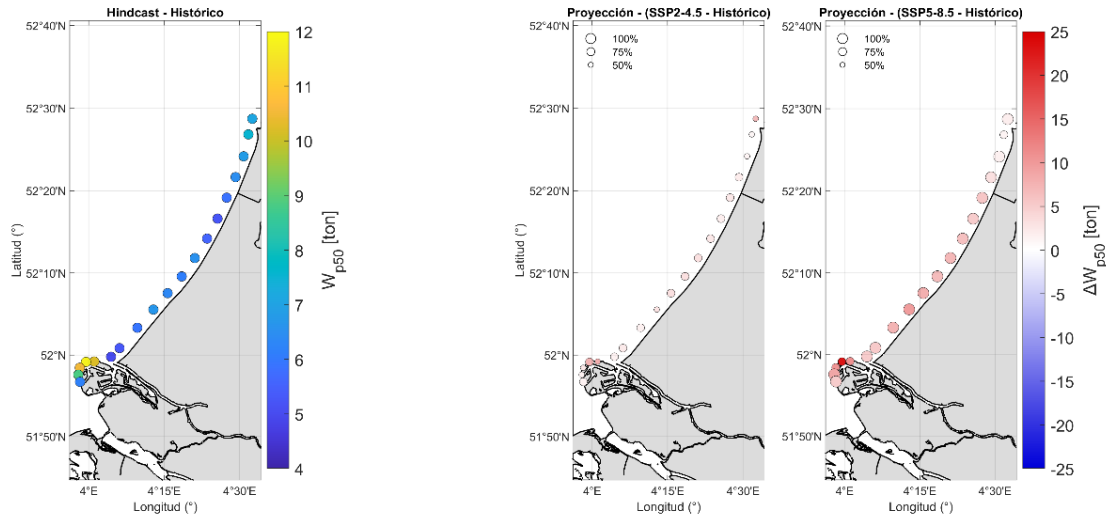


Figura 4.6. Cambios absolutos para el W_{p50} en la costa de Holanda Meridional. A la izquierda los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de las Landas

En las Landas en el clima presente (*Fig. 4.7 izquierda*) muestra que, desde el norte hasta latitudes intermedias, los W_{p50} se sitúan entre 46 y 50 ton, mientras que a al sur varían de 45 a 40 ton. Esta diferencia puede deberse a la ligera variación en la orientación de la línea de costa que se aprecia, coincidiendo con la transición hacia el Golfo de Vizcaya, así como a procesos de propagación del oleaje afectados por la batimetría.

Para el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.7 centro*), W_{p50} incrementa en toda la línea costera de las Landas. Los incrementos desde el norte hasta zonas intermedias son de 84 ton (157%) hasta 77 ton (169%) con concordancias entre modelos del *ensemble* de 75%. Si bien, dentro de este intervalo se observa algún valor atípico que llega a +94.26 ton (+186.71%) con una desviación del ± 55.42 ton (± 109.73 %) y una concordancia del 100%. Hacia el sur, los incrementos varían entre 53 ton (133%) hasta 68.50 ton (152%) aunque con una concordancia de 75% y 100%.

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.7 derecha*), se muestra un incremento de W_{p50} más reducido que en el escenario SSP2-4.5. Desde el norte hacia sur W_{p50} varía generalmente de +42.81 ton (+98.09%) hasta +53.62 ton (+79.37%). Algunos puntos se encuentran por

debajo de este rango con un incremento de 30.12 ton (54.90%) a la que se le asocia una desviación ± 25.39 ton ($\pm 54.90\%$), siendo la desviación más baja. A diferencia del escenario SSP2-4.5, en este la concordancia es total (100%) en todos los puntos.

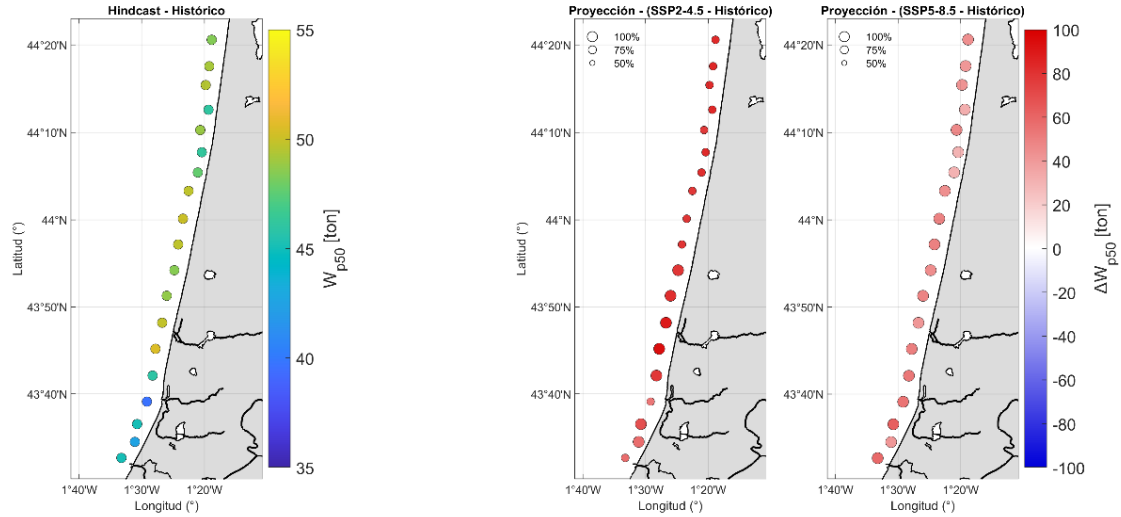


Figura 4.7. Cambios absolutos para el W_{p50} en la costa de las Landas. A la izquierda los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del ensemble para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de la Toscana

En los resultados del clima presente para la costa de la Toscana (*Fig. 4.8 izquierda*) se aprecia una variabilidad gradual de W_{p50} de norte a sur en el primer tramo de costa. Los W_{p50} varían desde 5.71 ton a 3.91 ton, coincidiendo también con una disminución de la profundidad desde 11.20 m a 9.80 m. En las latitudes intermedias, se alcanzan los mayores valores de 6.47, 7.11 y 6.31 ton respectivamente y donde mayor profundidades (11.26, 15.78 y 10.55 m) hay. La diferencia de tamaños de piezas puede estar ligada a estas diferencias batimétricas, al igual que a la procedencia de oleaje y a las transformaciones que es sometido este por batimetría.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.8 centro*), se observa un incremento generalizado de W_{p50} , salvo en norte, donde aparece un leve descenso de 0.46 ton (7.97%), con una desviación de ± 0.40 ton ($\pm 7.05\%$) y concordancia entre modelos del 100%. En el tramo del sur el W_{p50} es de $+3.63 \pm 4.86$ ton ($84.08 \pm 112.39\%$) y 9.36 ± 17.93 ton ($99.59 \pm 138.31\%$) con concordancia del 75%. En zonas intermedias, los incrementos son más moderados, de 2.10 ton (46.48%) y 2.49 ton (39.42%), pero con una concordancia del 100%.

En el escenario SSP5-8.5 (Fig. 4.8 derecha), el cambio es positivo en toda la zona. En el punto del norte, con respecto a SSP2-4.5 ya no se observa un descenso del W_{p50} , si no un leve incremento de 0.57 ton (9.94%) con altas desviaciones de ± 2.62 ton ($\pm 45.83\%$) y concordancia del 50%. Los mayores incrementos se sitúan a latitudes medias donde el máximo es de 3.12 ton (43.86%) con una desviación típica de ± 7.18 ton ($\pm 100.99\%$).

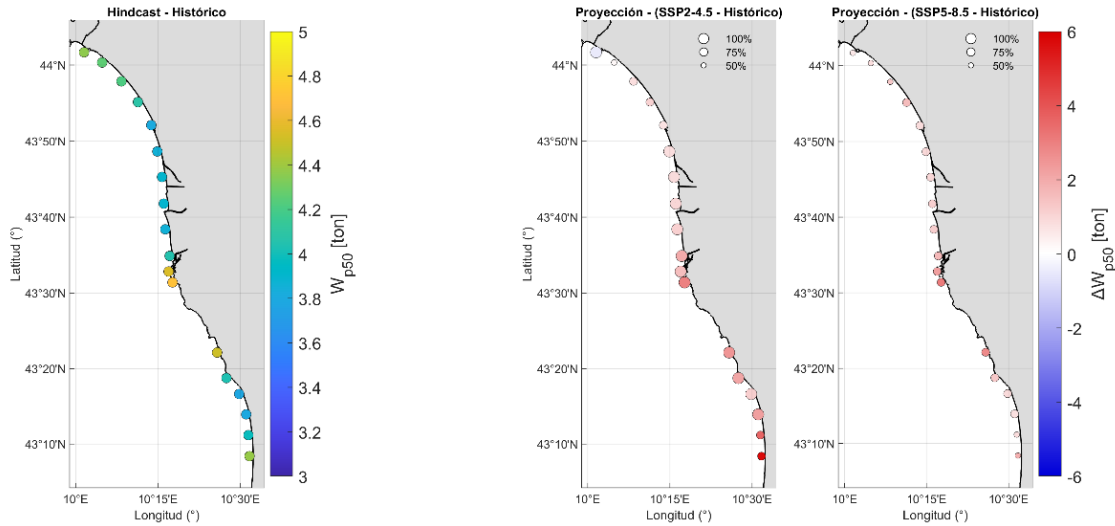


Figura 4.8. Cambios absolutos para el W_{p50} en la costa de la Toscana. A la izquierda los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de Oporto

Para Oporto, en el clima presente se obtienen W_{p50} entre 40 y 50 ton, con un punto de 56 ton a lo largo de la línea de costa (Fig. 4.9 izquierda).

En el escenario SSP2-4.5 (Fig. 4.9 centro), W_{p50} incrementa desde 45 ton (100%) hasta 52 ton (106%) en la mayoría de los puntos. El mayor incremento se encuentra al norte, en el mismo punto donde en el clima presente da 56 ton. Este es de +86.29 ton (+152.94%) con una alta desviación de ± 104.39 ton ($\pm 185.00\%$) y una concordancia entre miembros del *ensemble* del 50%. El menor incremento es de 35 ton (87.50%) también con una alta desviación típica de ± 57 ton ($\pm 140\%$) y concordancia del 50%

En el escenario SSP5-8.5 (Fig. 4.9 derecha), el 50 % de los puntos W_{p50} incrementa entre 95 y 80 ton con una concordancia del 75%. Los mayores incrementos se centran en el norte, de 100 ton (207.92%) a 125 ton (222.6%) con altas desviaciones de ± 168 ton ($\pm 336\%$). La concordancia entre miembros del *ensemble* entre estos puntos es del 75%, a excepción del punto más al norte con una concordancia del 100%.

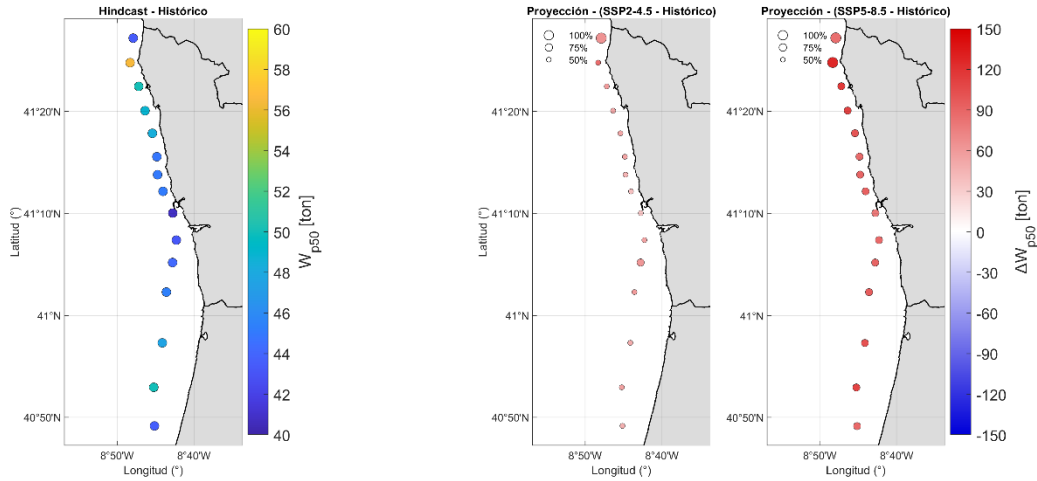


Figura 4.9. Cambios para el W_{p50} en la costa de Oporto. A la izquierda los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Costa de Maspalomas

En la costa de Maspalomas, los resultados del clima presente (*Fig. 4.10 izquierda*) de los W_{p50} muestran variación entre tramos. El tramo oriental, con orientación hacia el este, los W_{p50} oscilan entre 5.77 ton y 11.39 ton. Mientras tanto, en el tramo occidental, donde la costa se orienta hacia el sur, los W_{p50} son más elevados, con valores de entre 14.23 ton (15.682° O) y 15.80 ton (15.590° O). Estas diferencias entre tramos se deben principalmente a la variabilidad del oleaje incidente: en el sector este las Hs no superan los 4 m, mientras que en el sector oeste pueden superar los 4 m e incluso alcanzar más de 6 m, en función del punto.

En el escenario SSP2-4.5 (*Fig. 4.10 centro*) W_{p50} incrementa en todos los puntos, con una tendencia creciente de este a oeste. En los puntos orientados al este (15.54° O y 15.61° O), los cambios son entre +2.76 ton (+43.37%) y +8.36 ton (+56.22%), aunque acompañados de desviaciones muy altas ± 12.54 ton ($\pm 196.81\%$) y ± 20.83 ton (140.06%). En cambio, en el tramo con orientación sur (a partir de 15.63° O), los incrementos son mucho mayores: desde 17.99 ton (121%) hasta 22.08 ton (155.08%). La concordancia entre miembros del *ensemble* refleja esta diferencia: en el tramo con menores incrementos es del 75%, mientras que en el tramo con mayores incrementos cae al 50%.

En el escenario SSP5-8.5 (*Fig. 4.10 derecha*) los cambios resultantes son distintos con respecto a SSP2-4.5. El tramo orientado hacia el, el W_{p50} desciende hasta 6.05 ton (1.68%) con una concordancia entre los miembros del *ensemble* del 50%. Los puntos más occidentales presentan una mayor robustez en este descenso, con concordancia más alta

entre modelos (100%). Mientras que el tramo orientado hacia el este, W_{p50} incrementa tanto 3.26 ton (58.24%) como 8.81 ton (77.31%) con una concordancia del 75% y 50% respectivamente. Si bien, la magnitud de las desviaciones típicas es deferente entre los distintos comportamientos de cambio (descenso e incremento). Los descensos muestran desviaciones de ± 9.12 ton ($\pm 62.44\%$), mientras que los incrementos varían según la magnitud del cambio: desde desviaciones ± 10.53 ton ($\pm 182.21\%$) para cambios de + 3 ton hasta desviaciones de ± 23.50 ton ($\pm 161.25\%$) para camios de +8 ton.

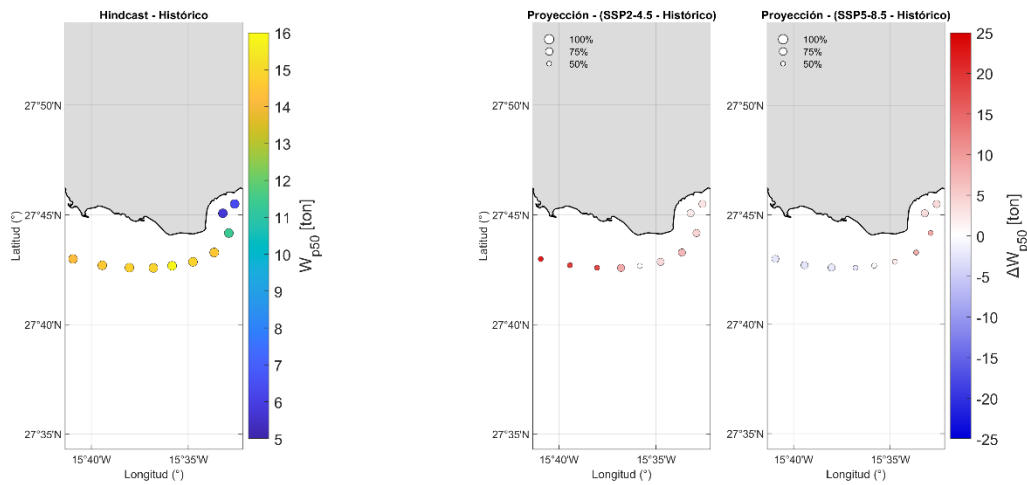


Figura 4.10. Cambio absoluto para el W_{p50} en la costa de Maspalomas. A la izquierda los resultados del *hindcast*, y a la derecha, los resultados de cambio medio entre los miembros del *ensemble* para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

4.3. Indicador de surfeabilidad: Estado de Mar y Tipo de rotura

A continuación, para los resultados de surfeabilidad se mostrarán los cambios absolutos en términos de clima medio para los siguientes parámetros: el índice I_{cs} , tiempo de excedencia de estados de mar de calidad surfeable alta, y el tiempo de excedencia para rotura en voluta.

Además, durante el análisis de I_{cs} se observaron variaciones estacionales entre los meses de invierno (diciembre, enero y febrero) y verano (junio, julio agosto) para Holanda Meridional, Landas, Oporto y Maspalomas. Por ello, también se mostrarán los cambios medios en ambas estaciones para I_{cs} .

Holanda Meridional

El I_{cs} medio varía poco para a lo largo de la costa de Holanda Meridional a lo largo (*Fig. 4.11 panel de arriba izquierda*), con valores entre 4.23 y 3.88 de norte a sur. Estos resultados reflejan una calidad del estado de mar generalmente baja para la práctica del surf, ya que entre un 50.8% y un 60.2% del tiempo corresponde a condiciones de calidad mala de estados de mar para surfear, mientras que únicamente el 6.6% y un 13.7% del tiempo es considerado una alta calidad. Además, el 55% del tiempo las olas presentan una rotura en forma de voluta, llegando incluso a valores cercanos al 70% en la zona central, lo que indica cierta consistencia en la disponibilidad de roturas óptimas.

Este contraste entre un I_{cs} bajo y una proporción relativamente alta de roturas favorables se explica porque, en una costa expuesta principalmente al Mar del Norte, predominan estados de mar de altura moderada y periodos cortos que limitan la calidad del oleaje, de modo que, aunque la forma de la rotura pueda ser adecuada, la energía y el desarrollo del oleaje no alcanzan los umbrales que caracterizan condiciones de surf de media y alta calidad.

En la *Figura 4.11* se muestra la distribución mensual de I_{cs} resultante de cada estado de mar de la serie temporal. El tamaño de los círculos refleja la frecuencia de ocurrencia de I_{cs} obtenido y el color indica el T_p medio asociado. El análisis estacional muestra que los valores de I_{cs} se concentran en rangos bajos (3–6) con periodos de pico cortos (6–8 s), mientras que los estados de mar de fondo con I_{cs} altos (>7) aparecen casi exclusivamente en invierno y de forma muy poco frecuente, lo que reduce aún más la disponibilidad de jornadas surfeables en esta costa.

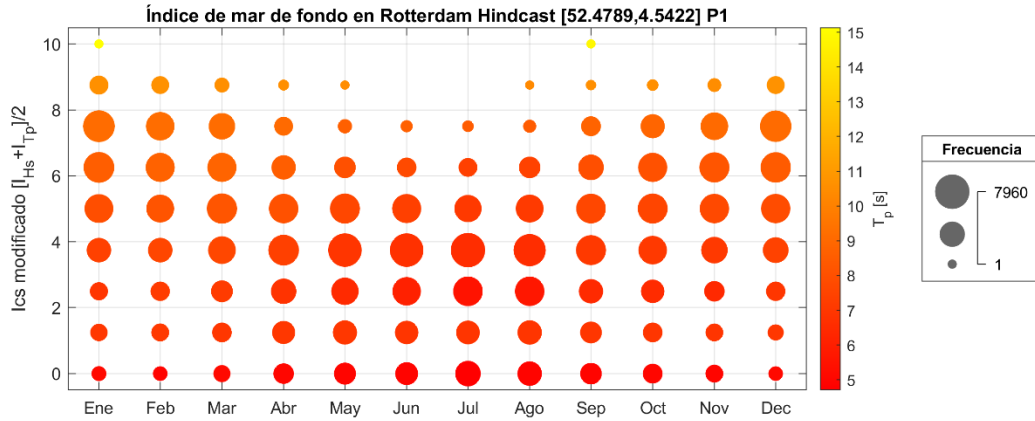


Figura 4.11. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Holanda Meridional para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p).

Bajo el escenario SSP2-4.5, los cambios proyectados son muy pequeños. El I_{cs} medio incrementa levemente a lo largo de toda la costa, aproximadamente $+0.04$ ($\sim +1\%$) y una desviación típica baja ± 0.04 ($\pm 1\%$). La concordancia entre los miembros del *ensemble* es elevada, alcanzando el 100% en el tramo norte y el 75% en el sur. Por otro lado, el tiempo de calidad alta de surf muestra ligeros descensos de 0.30% (2.79%) desde el norte hasta latitudes medias, con desviaciones de $\pm 0.34\%$ (± 3.00) y concordancia de modelos del 75% para en el tramo norte y 100% en latitudes intermedias de la línea de costa. De manera similar, el tiempo con rotura en voluta también se reduce levemente (hasta -1.80%), con una concordancia del 100% en latitudes intermedias y del 75% en los extremos norte y sur.

En el escenario más severo, SSP5-8.5, los cambios en el I_{cs} medio son de magnitud de a los observados en SSP2-4.5, $+0.05$ ($\sim +1.30\%$), pero con una concordancia total (100%) entre los miembros del *ensemble* en toda la costa. El tiempo de excedencia de estados de mar de alta calidad muestra ligeros incrementa hasta 0.4% ($\sim 3.3\%$), aunque con baja concordancia (50%). Por otro lado, el tiempo en rotura en voluta desciende de manera similar a la observada en el escenario SSP2-4.5, hasta -2.22% (-3.7%) con desviaciones relativamente altas ± 1.91 ($\pm 2.72\%$) y concordancia del 100% en latitudes medias.

Los cambios futuros apenas alteran el patrón mostrado en el clima medio presente. Aunque el I_{cs} muestre ligeras mejoras, la reducción en la frecuencia de roturas en voluta sugiere que la disponibilidad de sesiones de surf de calidad podría verse aún más limitada en una costa ya poco favorable para el surf.

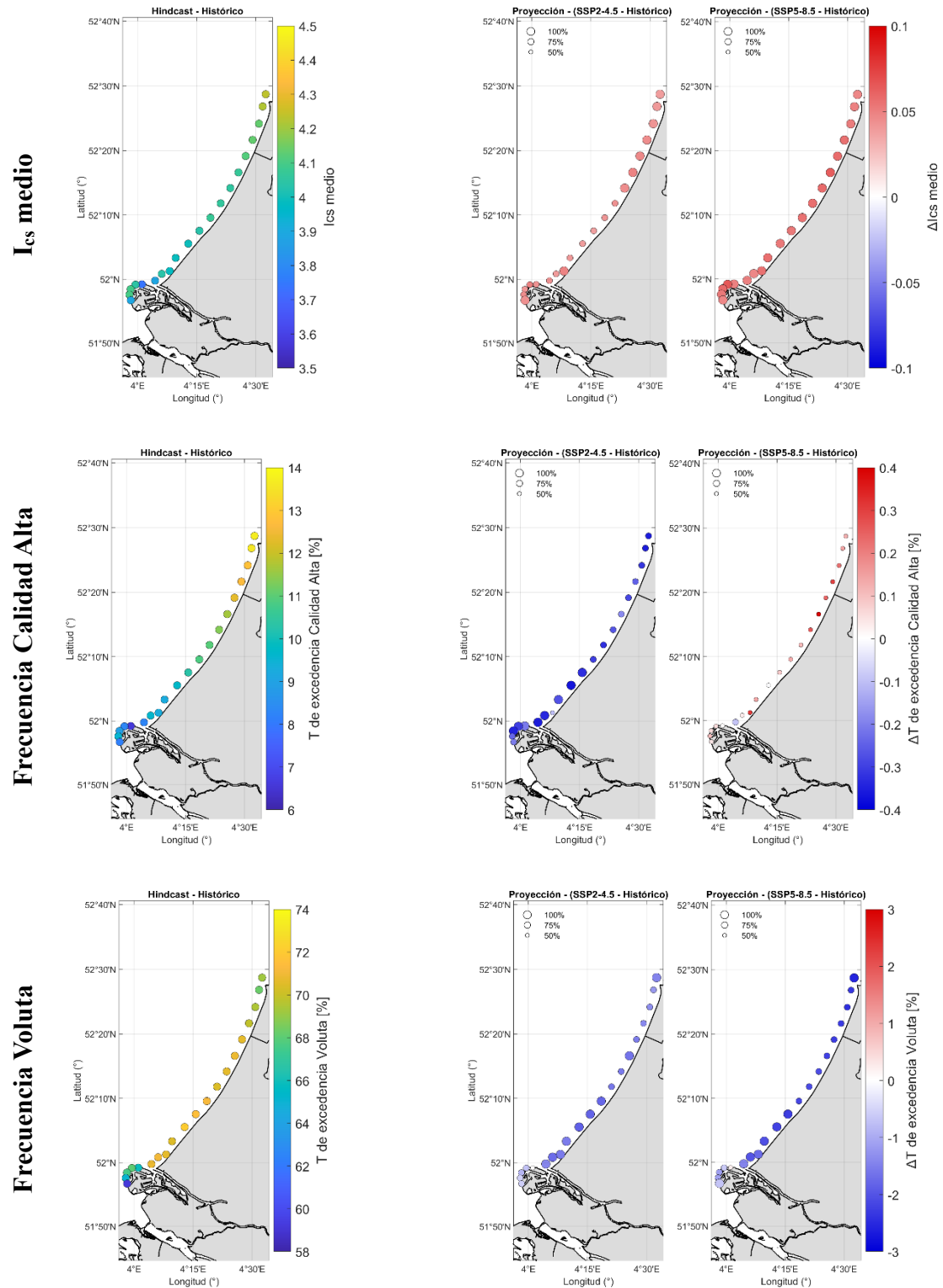


Figura 4.12. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfearables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de Holanda Meridional. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Dada a la presencia de estacionalidad vista en la *Figura 4.X* se decidió optar por analizar los meses de invierno (DEF) y los meses de verano (JJA) ya que el clima medio camufla los valores en ambas estaciones.

En invierno el I_{cs} medio presenta valores comprendidos entre 5 a lo largo de la franja costera (*Fig. 4.13 abajo*). Destacando que la estación invernal concentra las mejores condiciones relativas para el surf en la región, con mayor presencia de temporales que generan oleajes de alturas más óptimas y con periodos más largos, lo que eleva puntualmente el índice hacia valores medios. Bajo el escenario SSP2-4.5, los cambios proyectados son leves, con aumentos cercanos al 0.2–0.4% y un alto grado de concordancia entre los miembros del *ensemble* (75–100%). En el escenario SSP5-8.5, también se proyectan incrementos de pequeña magnitud (en torno al 0.4%), aunque con menor acuerdo entre modelos (~50%), lo que refleja una señal menos robusta. En cualquier caso, los resultados muestran que en invierno se concentran la mayoría de los episodios de mar de fondo y, por tanto, la mayor parte de las escasas condiciones de surf de calidad en esta costa.

En verano, I_{cs} medio toma valores 3 (*Fig. 4.13 arriba*). Esto evidencia que durante el periodo estival predominan estados de mar con olas de baja altura y periodos más cortos, característicos de un mar menos dominado por el viento local, lo que disminuye la calidad del recurso surf. En este caso, las proyecciones muestran un ligero descenso bajo el escenario SSP2-4.5 (0.2-0.4%), mientras que en el escenario SSP5-8.5 se observa una disminución importante de I_{cs} en el sector norte (-3% a -4%), con alta concordancia entre modelos, indicando un empeoramiento consistente de la disponibilidad de olas.

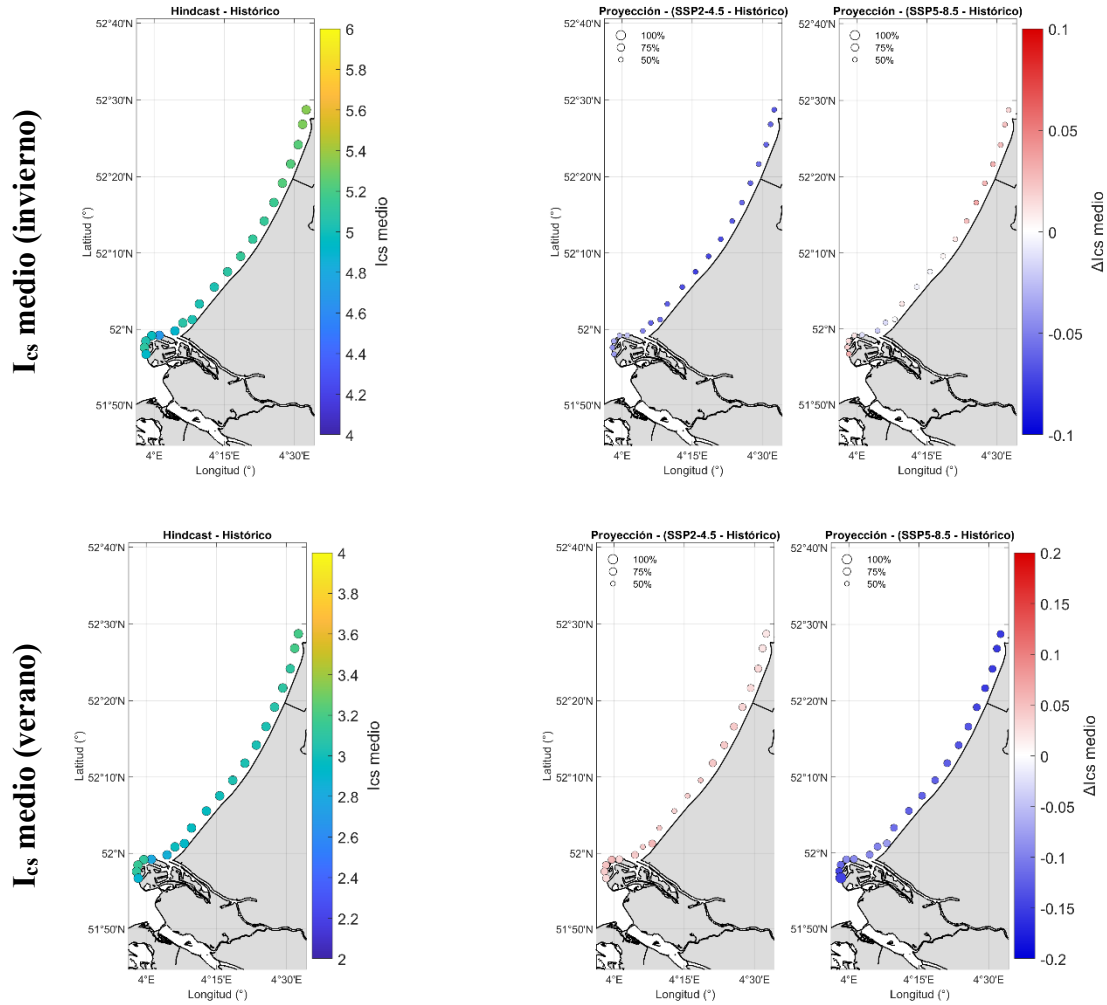


Figura 4.13. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) para la costa de Holanda Meridional. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

En conjunto, la comparación entre ambas estaciones muestra la fuerte estacionalidad del Mar del Norte: el invierno concentra los pocos episodios de surf de calidad gracias a temporales que elevan el periodo y la altura de ola, mientras que el verano prácticamente carece de condiciones óptimas

Costa de las Landas

En el clima presente (Fig. 4.15), la calidad de la surfabilidad en la costa de las Landas se muestra generalmente alta. El I_{cs} calculado a partir de datos de *hindcast* alcanza valores comprendidos entre 7.0 y 7.4 a lo largo de la franja costera, lo que refleja que más del 65% del tiempo los estados de mar que corresponden a condiciones de calidad alta para el surf, mientras que únicamente alrededor de un 6% del tiempo presentan calidad baja. Además, se observa una clara predominancia del tipo de rotura en voluta, que ocurre aproximadamente en un 83% del tiempo. Esto puede deberse a que la costa presenta una

exposición más directa al Atlántico norte, a diferencia de la costa de Holanda Meridional, permitiendo la llegada frecuente de trenes de mar de fondo con H_s entre 2 y 4 m y T_p que se entre 10 y 15s, lo que propicia valores altos de los subíndices I_{Hs} e I_{Tp} .

Asimismo, el análisis estacional del índice (*Fig. 4.14*) confirma esta dinámica: durante otoño e invierno predominan valores altos de I_{cs} (8-10) asociados a periodos de pico largos, lo que refleja la llegada de trenes de mar de fondo generados en el Atlántico Norte. En contraste, en primavera y verano los valores del índice tienden a concentrarse en rangos intermedios (5-7), ya que, aunque la exposición oceánica garantiza condiciones surfeables, la energía media del oleaje disminuye y los periodos se acortan.

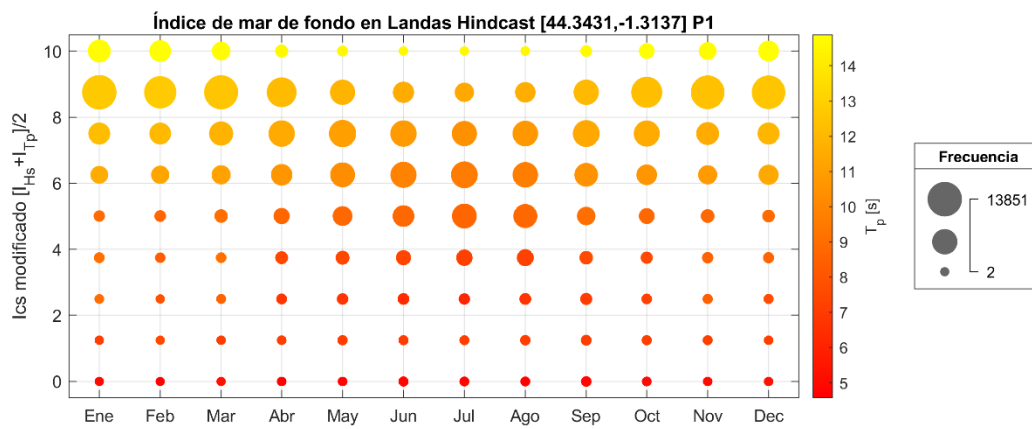


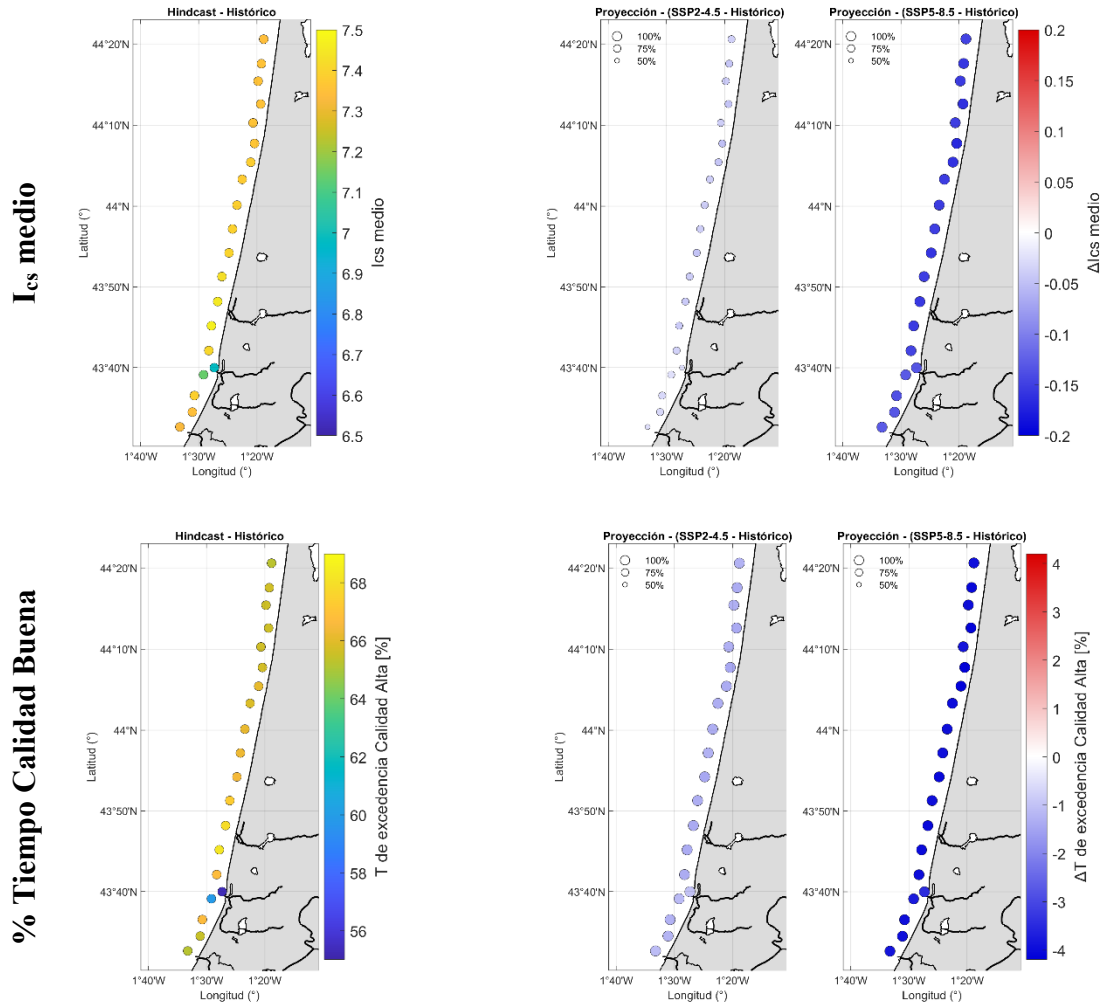
Figura 4.14. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Holanda Meridional para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p).

En el escenario SSP2-4.5 se proyectan descensos muy leves en el I_{cs} medio, en contraste con la ligera mejora observada en Holanda Meridional. La disminución es mínima, del orden de -0.04 (-0.50%) en el norte y -0.02 (-0.40%) en el sur, con desviaciones de ± 0.06 ($\pm 0.95\%$). La concordancia entre modelos es mayoritariamente del 75%, salvo en dos puntos del sector sur donde desciende al 50%. De forma paralela, el tiempo de excedencia de condiciones de calidad alta desciende alrededor de 1% (2%), con desviaciones moderadas de $\pm 0.60\%$. En contraste, el porcentaje de tiempo con rotura en voluta aumenta ligeramente, en torno a 0.65% ($\sim 1\%$), con desviaciones de $\pm 0.50\%$. En este caso la concordancia los miembros del *ensemble* es mayor que para el I_{cs} , alcanzando el 100% en la mayoría de los puntos, salvo algunas excepciones en las que se reduce al 75%.

Bajo el escenario SSP5-8.5, los cambios se intensifican en la misma dirección. El I_{cs} medio disminuye en todos los puntos de la costa, alcanzando reducciones de hasta -0.14

(-1.30%), con desviaciones relativamente bajas de ± 0.08 ($\pm 1.38\%$). De forma análoga, el tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta también desciende, con valores que oscilan entre -3.30% y -6.28%. Por el contrario, el porcentaje de tiempo con rotura en voluta aumenta de manera más notable, con incrementos de 2.0-2.5% y desviaciones típicas de entre $\pm 0.35\%$ y $\pm 0.75\%$. A diferencia del escenario intermedio, en este caso la concordancia entre los miembros del *ensemble* es total (100%) para los tres parámetros analizados, lo que aporta una mayor solidez a la señal proyectada.

De este modo, la costa de las Landas mantendría una elevada calidad surfable en el futuro, aunque con una ligera reducción de la frecuencia de estados de mar de alta calidad. Aunque estaría parcialmente compensado por el incremento en las roturas en voluta, lo que preserva su atractivo para surfistas experimentados.



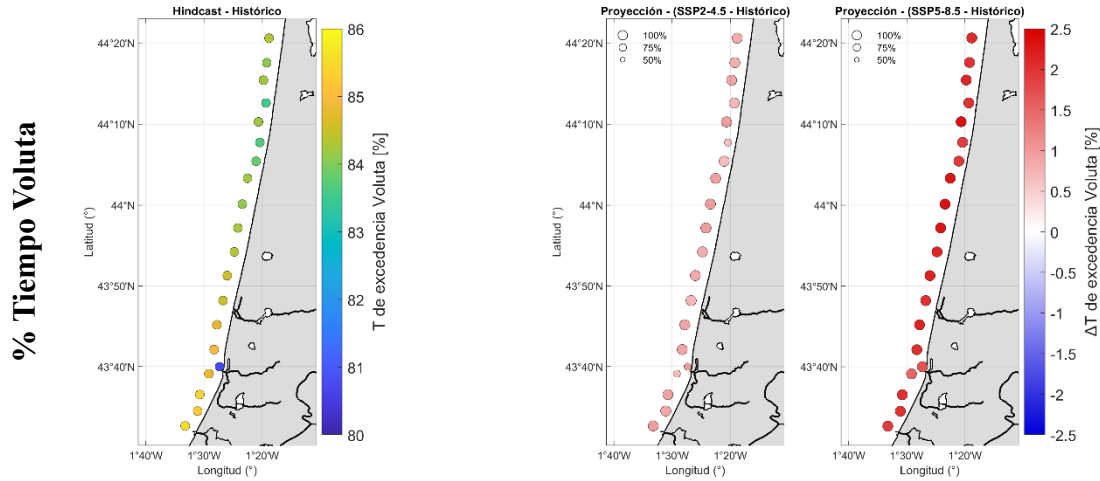


Figura 4.15. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de las Landas. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Asimismo, en esta zona también se decidió realizar un análisis estacional del I_{cs} dada la importancia de la zona como recurso surf y a que en la *Figura 4.X* se ha podido observar dicha estacionalidad.

Durante el invierno, el I_{cs} medio alcanza sus valores más altos, situándose entre 8.0 y 8.25 a lo largo de la franja costera (*Fig. 4.16*). En esta estación, la llegada continua de trenes de mar de fondo atlánticos, con alturas significativas de 3–5 m y periodos de 12–16 s, sitúa tanto a I_{Hs} como a I_{Tp} en valores elevados, lo que explica la elevada frecuencia de estados de mar óptimos. Bajo SSP2-4.5 se proyectan reducciones leves del índice -0.8% con alta concordancia entre los miembros del *ensemble* (100%), mientras que en SSP5-8.5 los descensos alcanzan hasta (-0.3% a -0.6%), con acuerdo del ~75% entre los modelos en la mayoría de los puntos. Esto sugiere que, aunque el invierno seguirá siendo la estación más favorable, la frecuencia de condiciones de máxima calidad tendería a disminuir ligeramente en escenarios futuros.

En verano, el I_{cs} medio desciende con respecto al invierno y se sitúa en torno a 6.0–6.5 (*Fig. 4.X*). Aunque estos valores siguen correspondiéndose con condiciones surfeables de calidad media-alta, la menor energía media del oleaje (H_s de 1.0–2.5 m) y periodos más cortos (8–11 s) reducen los valores de I_{Hs} e I_{Tp} , situando el índice en rangos intermedios. Bajo SSP2-4.5 se proyectan reducciones leves, en torno a -0.5%, mientras que en SSP5-8.5 los descensos son más acusados (hasta -4%), con un nivel de concordancia del 100% entre modelos. Esto indica que el verano, al partir de condiciones menos energéticas, es la estación más vulnerable al cambio climático en esta costa.

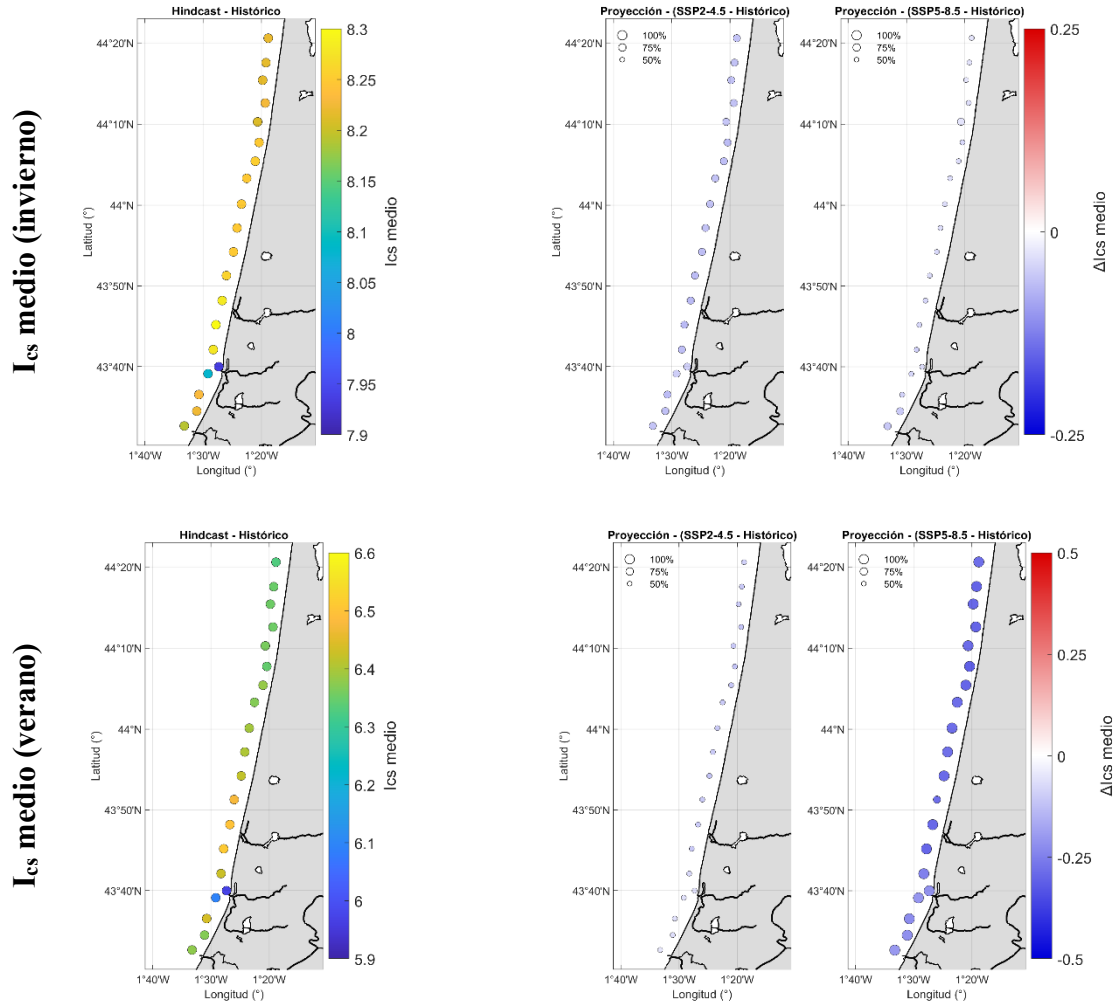


Figura 4.16. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) en la costa de las Landas. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Costa de Toscana

En la costa de la Toscana (Fig 4.18), la calidad media del estado de mar surfeable en el clima presente es baja en comparación con las demás zonas de estudio. Los valores medios de I_{cs} se sitúan entre 1 y 2, lo que indica que entre un 85% y un 90% del tiempo los estados de mar corresponden a condiciones de mala calidad, mientras que solo entre un 2% y un 4% alcanzan rangos de calidad alta. La rotura predominante es de tipo voluta, con una frecuencia de entre el 60% y el 70% del tiempo de excedencia. Esto se debe a que, en una cuenca semicerrada como el Mar de Liguria dentro del Mar Mediterráneo, las olas generalmente van a ser pequeñas, con valores medios en torno a 0.5 m, lo que penaliza el subíndice I_{Hs} . A ello se le suma que los periodos de pico se concentran mayoritariamente entre 6 y 8s.

El análisis estacional del índice (Fig. 4.17) confirma este patrón: la mayor parte del tiempo los valores se concentran en niveles muy bajos (0–3), con apenas algunos episodios aislados que alcanzan valores superiores en los meses de invierno. Esto refleja la escasa presencia de condiciones óptimas y la fuerte dependencia de vientos locales en esta cuenca semicerrada. A diferencia de otras zonas de estudio, en el caso de la costa de Liguria no se realiza un análisis estacional detallado, dado que el recurso surf es en general muy limitado durante todo el año.

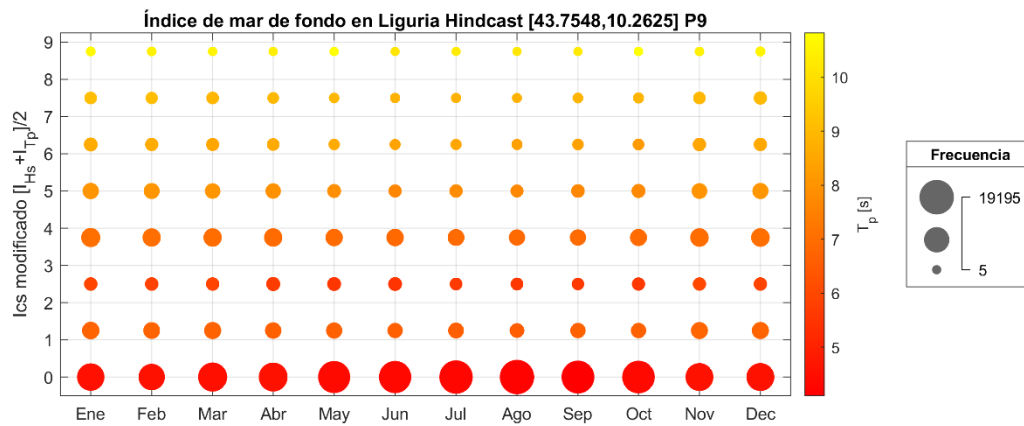
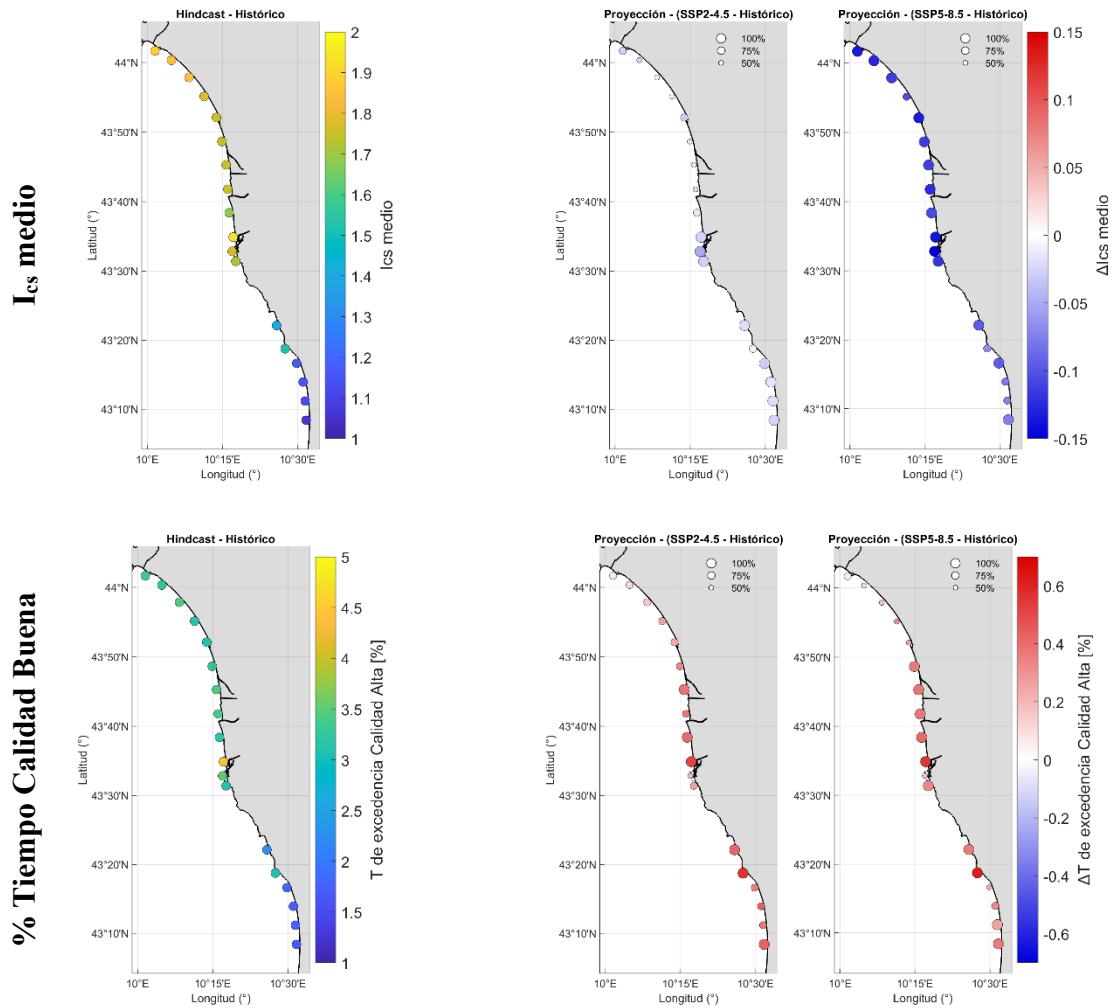


Figura 4.17. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Toscana para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p).

En el escenario SSP2-4.5, se observa un comportamiento inverso entre los valores medios del I_{cs} y el tiempo de ocurrencia de condiciones de calidad alta. El I_{cs} muestra descensos a lo largo de toda la costa, con reducciones entre -0.03 (-0.8%) y -0.04 (-1.0%), y una concordancia entre los miembros del *ensemble* del 75% en la señal de empeoramiento. Sin embargo, el tiempo de excedencia de estados de mar con buena calidad experimenta un pequeño aumento, especialmente en la zona central de la franja costera, donde alcanza +0.22% (~11%), aunque con una desviación elevada ($\pm 11\%$). La concordancia entre los miembros del *ensemble* del 75% en la mayoría de los puntos, con algunos casos donde llega al 100%. En cuanto al tiempo de rotura en voluta, se identifican cambios espaciales: en el norte aumenta hasta +1.34% (+1.86%), con concordancias del 75%–50%, mientras que hacia el sur disminuye hasta -1.57% (-2.16%), con patrones de concordancia similares, aunque con algunos puntos que alcanzan el 100%.

Bajo el escenario SSP5-8.5, el I_{cs} desciende de forma algo más acusada, alcanzando hasta -0.15 (-7%) en el tramo norte y central, especialmente en las proximidades del puerto de Livorno. En este caso aumenta el número de puntos donde la concordancia entre

modelos es del 100% en la reducción de calidad. Respecto al tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta, los cambios son similares a los del SSP2-4.5, aunque se incrementa el número de puntos con concordancia total en el aumento de este indicador. Por último, en el caso de la rotura en voluta, el comportamiento sigue la misma tendencia que en el SSP2-4.5, pero con disminuciones más intensas, llegando hasta -3% (-4.31%) en la zona central de la costa. En este tramo, la concordancia entre modelos alcanza el 100%, lo que otorga mayor robustez a la señal proyectada.



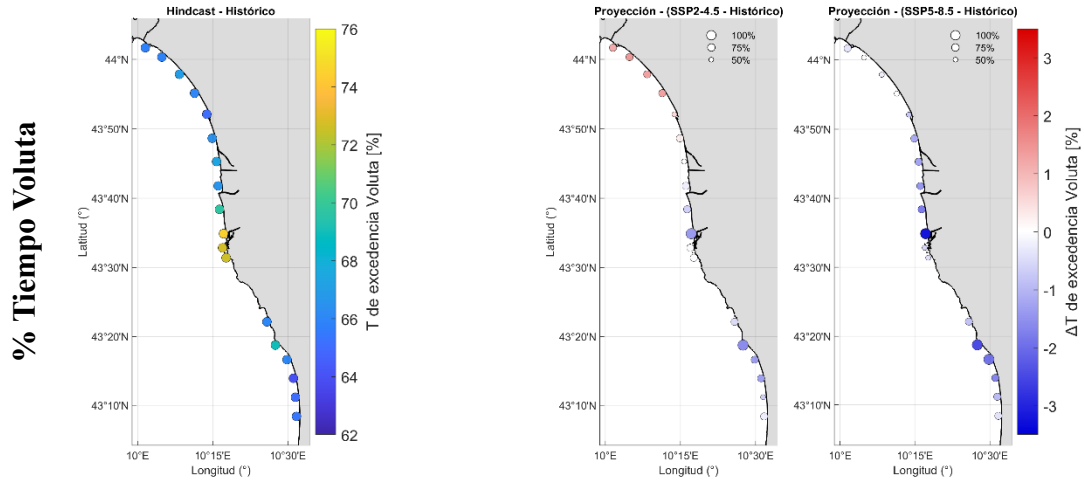


Figura 4.18. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de la costa de la Toscana. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Costa de Oporto

Por otro lado, en Oporto (*Fig. 4.20*), los datos del *hindcast* muestran las mejores condiciones de surfeabilidad entre todas las zonas de estudio. El I_{cs} medio se mantiene muy estable a lo largo de la franja costera, con valores entre 7.8 y 7.9, lo que significa que entre un 75% y un 78% del tiempo las condiciones corresponden a calidad alta. Además, en un 92% del tiempo predomina la rotura en voluta, que podría verse reflejado no solo por la elevada consistencia del oleaje, sino también la interacción entre un régimen de mar de fondo atlántico muy energético y las características morfológicas de la costa, que favorecen roturas largas y con una buena sección típicas de este estilo. El análisis estacional (*Fig. 4.19*) confirma este patrón: los valores más altos del índice se concentran en invierno y otoño, aunque incluso en verano el I_{cs} se mantiene en rangos altos, garantizando una disponibilidad constante de olas de calidad.

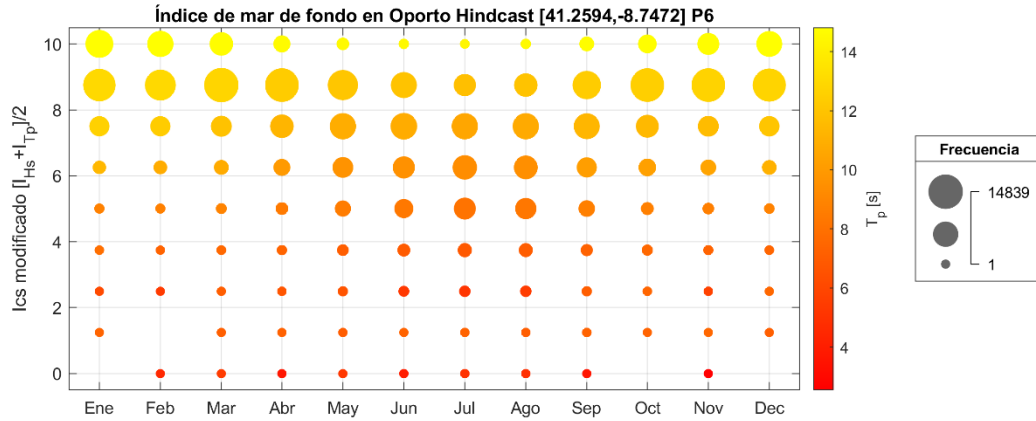
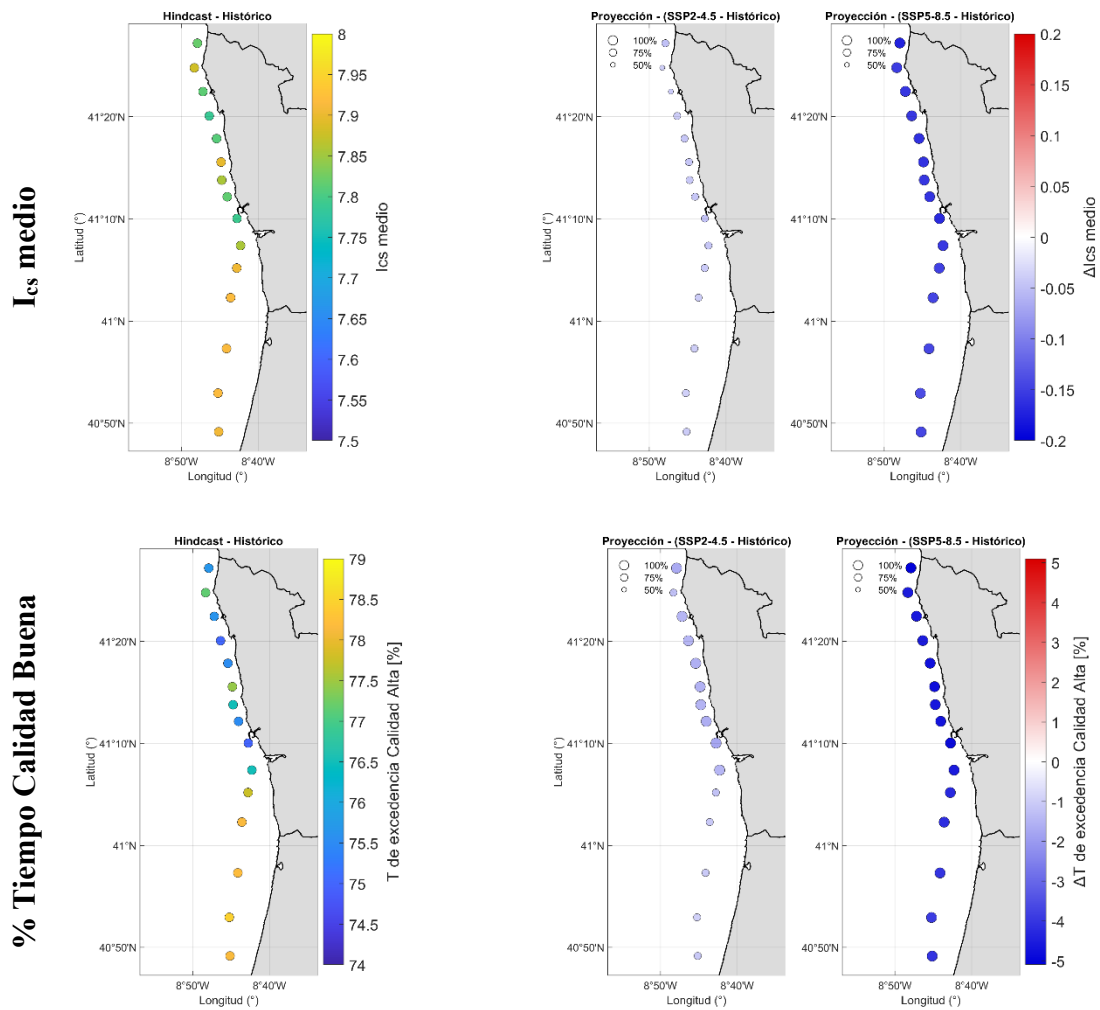


Figura 4.19. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Oporto para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p).

En el escenario SSP2-4.5, los cambios proyectados en los tres parámetros son reducidos. En el caso del I_{cs} medio, se observa una ligera disminución homogénea en toda la costa, del orden de -0.035 (-0.79%), con desviaciones de ± 0.60 ($\pm 0.80\%$) y una concordancia entre modelos mayoritariamente del 75% . De forma paralela, el tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta también disminuye, con reducciones más marcadas desde las latitudes medias hacia el norte, alcanzando hasta -1.51% (-2.32%), en este caso con una concordancia del 100% entre los miembros del *ensemble*. Respecto al tiempo de rotura en voluta, se identifica un patrón espacial progresivo: aumentos leves en el norte, $+0.20\%$ ($+0.24\%$), y reducciones en el sur, -0.50% (-0.50%). La concordancia es del 75% en los puntos con aumentos, aunque con desviaciones relativamente altas, $\pm 0.90\%$ ($\pm 1\%$), mientras que en las zonas con reducciones la concordancia entre los miembros del *ensemble* varía entre 50% y 75% , con desviaciones más bajas, $\pm 0.60\%$ ($\pm 0.70\%$).

En el escenario SSP5-8.5, la señal proyectada se intensifica y presenta una mayor robustez. Tanto para el I_{cs} medio como para el tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta se obtiene una concordancia del 100% en todos los puntos. El I_{cs} disminuye en torno a -0.13 (-1.88%), con desviaciones de ± 0.70 ($\pm 0.95\%$). Por su parte, el tiempo de excedencia de calidad alta se reduce aún más, con valores que alcanzan -3.45% (-5.16%) en la zona sur y -4.36% (-6.66%) en la zona norte. En cuanto a la rotura en voluta, se mantiene el patrón de cambios progresivos: incrementos en el norte, que llegan a $+0.52\%$ ($+0.61\%$), y reducciones en el sur, que se limitan a -0.15% (-0.16%).

En conjunto, aunque Oporto seguirá ofreciendo condiciones de surf de gran calidad y consistencia, los escenarios futuros apuntan a una disminución progresiva de la frecuencia de estados de mar óptimos. Esto supondría una menor regularidad en las jornadas de surf de máxima calidad, con un impacto potencial sobre la consistencia del recurso. Sin embargo, la alta prevalencia de roturas en voluta, incluso con ligeros aumentos proyectados en algunas áreas, contribuiría a mantener el atractivo de la costa como destino de surf de referencia en Europa.



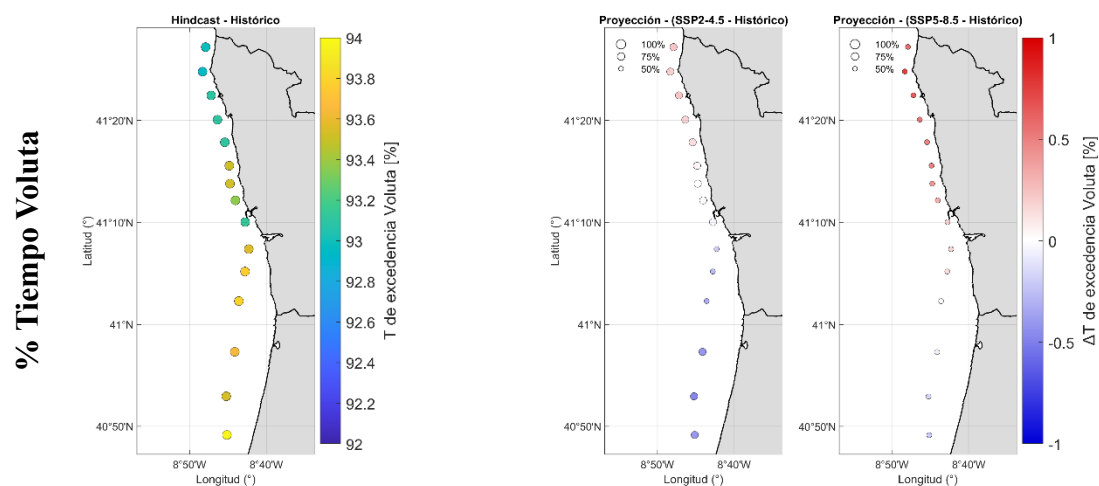


Figura 4.20. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de la costa de Oporto. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Si bien analizando las estaciones como en Holanda Meridional y en las Landas, se ve que, en invierno, el I_{cs} medio en Oporto alcanza los valores más altos del año, situándose en torno a 8.7–8.74 a lo largo de la franja costera (Fig. 4.21). Este resultado refleja la llegada frecuente de trenes de mar de fondo atlánticos con gran energía, que combinan alturas significativas elevadas y periodos largos, condiciones que sitúan tanto a I_{Hs} como a I_{Tp} en rangos altos. En cuanto a los escenarios futuros, bajo SSP2-4.5 se proyectan reducciones leves del índice, del orden de -0.4% a -0.8%, con un nivel de concordancia elevado (75–100%) del *ensemble*. En el escenario SSP5-8.5, los descensos son algo más intensos, alcanzando hasta -0.9%, con una concordancia del 100% en todos miembros del *ensemble* para todos los puntos. A pesar de estas reducciones, el invierno seguirá siendo la estación con mejores condiciones de surf en esta costa.

En verano, los valores del I_{cs} medio descienden respecto al invierno y se sitúan en torno a 6.6–6.8 (Fig. 4.X). Aunque se trata de un descenso notable frente al periodo invernal, estas cifras reflejan todavía una buena disponibilidad de estados de mar de calidad media-alta, lo que diferencia a Oporto de otras regiones menos expuestas al Atlántico. Bajo SSP2-4.5, el índice muestra reducciones muy ligeras, inferiores al -1%, con concordancia parcial entre modelos. En cambio, bajo SSP5-8.5, la señal negativa se intensifica, con descensos que superan el -3% en algunos tramos, y concordancia del 100% entre los miembros del *ensemble* en gran parte de la costa. Esto indica que, aunque el verano mantendrá condiciones surfeables aceptables, será la estación más vulnerable al cambio climático en esta región.

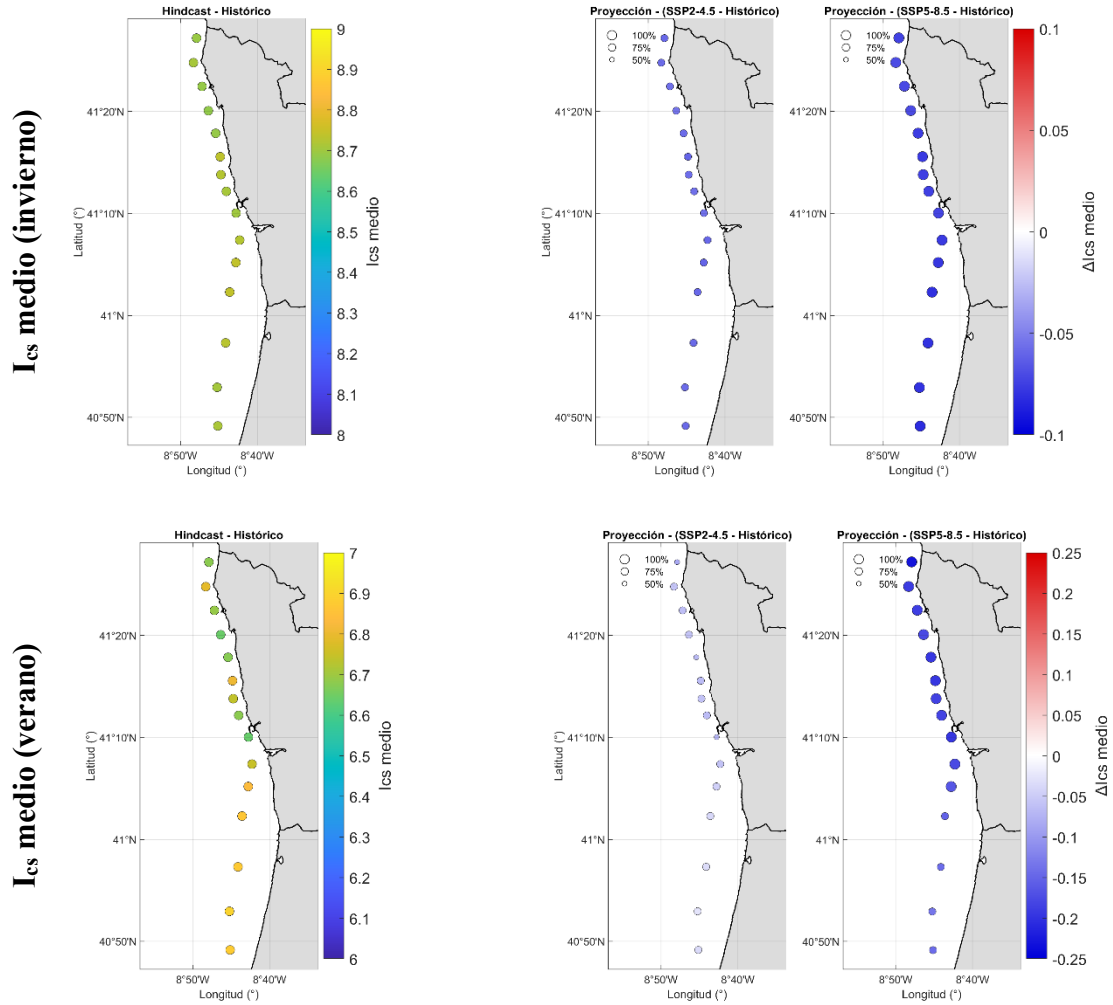


Figura 4.21. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) en la costa de Oporto. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Costa de Maspalomas

Por último, en la costa de Maspalomas (*Fig. 4.23*) se observa un comportamiento diferenciado respecto al resto de zonas de estudio. Aquí, la calidad del estado de mar para la surfabilidad, medida mediante el I_{cs} medio, se sitúa en un rango de calidad intermedia, con valores entre 5.33 y 6.21 que aumentan progresivamente de este a oeste a lo largo de la franja costera. Este patrón se refleja también en el tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta, que pasa del 16% en el extremo oriental al 32% en el occidental. En cuanto al tipo de rotura, Maspalomas constituye una excepción dentro del conjunto de zonas analizadas: la rotura en voluta solo se alcanza en torno al 47% del tiempo en el mejor de los puntos, siendo menos frecuente en el resto de la franja. Estos resultados se explican por la combinación de factores oceánicos y morfológicos: la costa sur de Gran Canaria está parcialmente expuesta al *swell* del hemisferio sur, y las elevadas pendiente.

El análisis estacional (Fig. 4.22) muestra que los valores de I_{cs} tienden a ser más altos en invierno y otoño, asociados a oleajes más energéticos, mientras que en verano el índice se concentra en valores medios debido al predominio de oleajes locales. Aunque, esos valores, también puedan verse influenciados por *swells* proveniente del hemisferio sur.

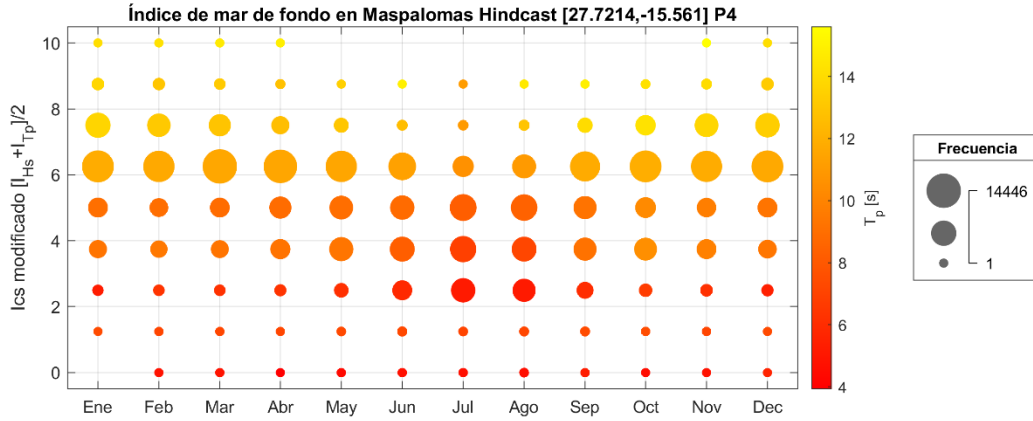


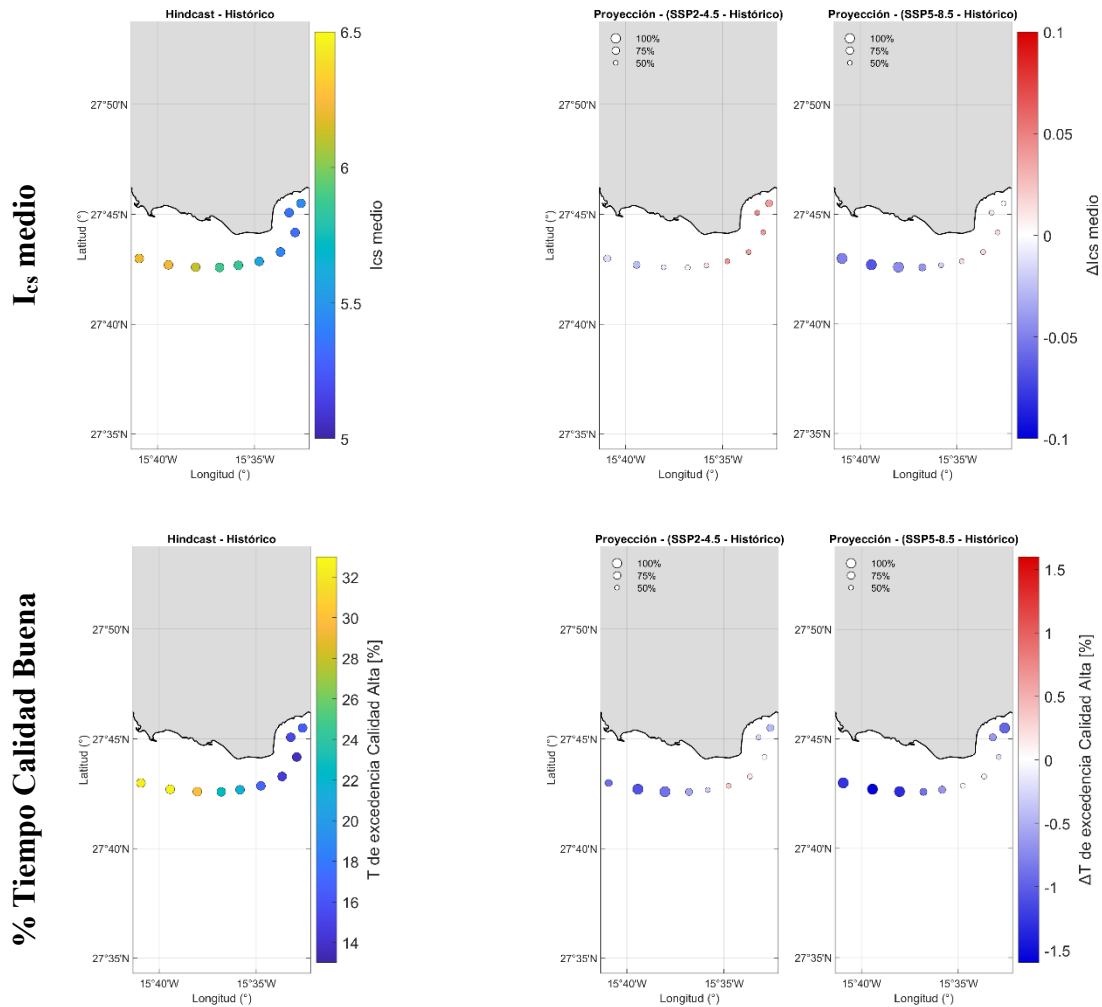
Figura 4.22. Distribución mensual del índice de mar de fondo (I_{cs} modificado) en Maspalomas para el periodo *hindcast*. El tamaño de las burbujas indica la frecuencia de ocurrencia y la escala de color representa el periodo de pico (T_p).

En el escenario SSP2-4.5, los cambios proyectados son reducidos y presentan un comportamiento desigual entre parámetros. En el caso del I_{cs} , se observa una ligera degradación de este a oeste, pasando de incrementos de +0.04 (+0.71%) en el extremo oriental a valores casi nulos en el occidental. La concordancia entre los miembros del *ensemble* es en su mayoría del 50%, aunque aumenta hasta el 75% en los extremos de la franja costera. Las desviaciones son mayores en los puntos con aumento de calidad ± 0.07 ($\pm 1.38\%$). El tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta muestra un patrón similar: pequeños incrementos en el este +0.36% ($\sim +1\%$) y reducciones en el oeste (-1.19% (-3.31%). Las mayores desviaciones coinciden con las zonas donde la concordancia entre modelos se reduce al 50%. En contraste, para el tiempo de rotura en voluta se proyecta un aumento generalizado en toda la franja costera, con valores máximos en el este +2.16% (+4.50%) y un nivel de concordancia del 75%.

En el escenario SSP5-8.5, la señal tiende a ser levemente más negativa, siguiendo una dinámica similar a la observada en Oporto. El I_{cs} disminuye en el oeste hasta -0.06 (-0.8%), mientras que en el este se mantienen ligeros incrementos, cercanos a +0.1 (+0.26%). Como en el escenario intermedio, las desviaciones son más elevadas en los puntos donde se proyecta un aumento, coincidiendo también con una menor concordancia

entre modelos (50%). El tiempo de excedencia de estados de mar de calidad alta muestra una reducción clara hacia el oeste, con descensos de hasta -1.71% (-4.80%) y desviaciones bajas $\pm 0.25\%$ ($\pm 1.12\%$), acompañados de una concordancia del 100% entre modelos. Finalmente, en cuanto a la rotura en voluta, se proyecta un incremento en todos los puntos de la franja, alcanzando valores de hasta +2.60% (+5.53%) y con un acuerdo total (100%) entre los miembros del *ensemble*.

Las implicaciones de estos cambios en Maspalomas harían que mantuviese su papel como zona de surfabilidad intermedia, aunque con menor consistencia de estados óptimos, mientras que el incremento de rotura en voluta reforzaría el atractivo en determinadas zonas para la práctica del surf.



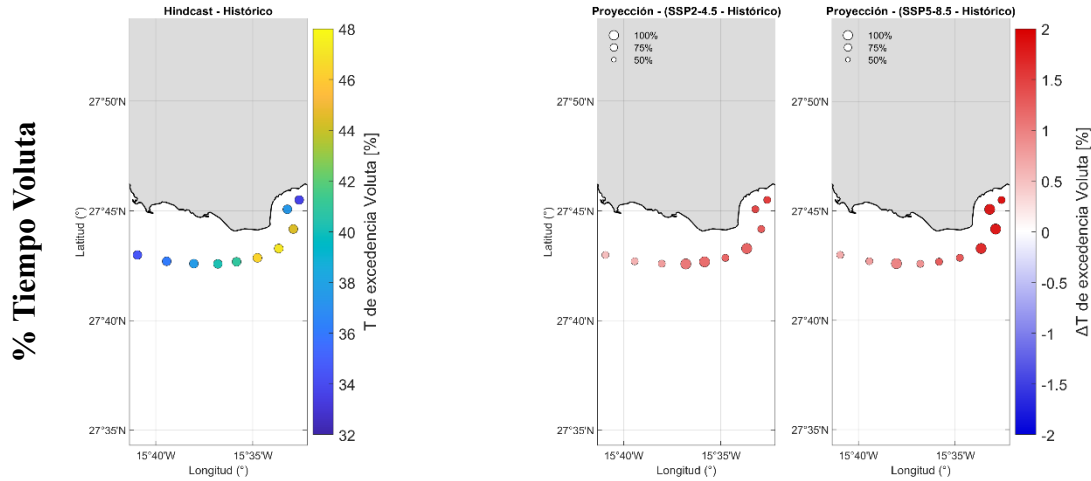


Figura 4.23. I_{cs} medio (arriba), frecuencia de tiempo de calidad alta de estados de mar surfeables (medio) y frecuencia de rotura en voluta de los estados de mar (abajo) para la zona de estudio de la costa de Maspalomas. En los tres parámetros se muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

Por otro lado, mirando los meses de invierno y verano se observa que en invierno (Fig. 4.24), el I_{cs} medio en Maspalomas se mantiene en valores intermedios (~ 6.0 – 6.7), con un ligero gradiente este-oeste. Bajo el escenario SSP2-4.5, se proyectan reducciones leves, generalmente inferiores al -1% , con mayor intensidad en el tramo central y occidental de la costa, donde la concordancia entre modelos es moderada (50 – 75%). En el escenario más severo, SSP5-8.5, la disminución de calidad se intensifica, alcanzando descensos próximos al -2.5% en varios puntos y con un nivel de concordancia entre miembros del *ensemble* más alto.

Mientras que, en verano, el I_{cs} medio se sitúa en valores más bajos que en invierno, entre 4.5 y 5.4 , reflejando el predominio de oleajes locales. Bajo el escenario SSP2-4.5, se proyectan aumentos leves y generalizados, en torno a $+1$ – 2% , mientras que en el escenario SSP5-8.5 los incrementos se intensifican hasta alcanzar valores cercanos a $+3$ – 4% , especialmente en el sector oriental de la costa. La concordancia entre modelos es alta, de un 100% .

En conjunto, estos resultados sugieren que Maspalomas podría experimentar un deterioro leve de la calidad en invierno, asociado a la reducción de la energía media del oleaje atlántico, mientras que en verano se registraría una mejora relativa, posiblemente vinculada a un aumento de la incidencia de *swell* del hemisferio sur de largo periodo. Esta redistribución estacional implicaría un mayor equilibrio en la disponibilidad de condiciones de surf a lo largo del año, compensando en parte la pérdida de consistencia durante la temporada invernal.

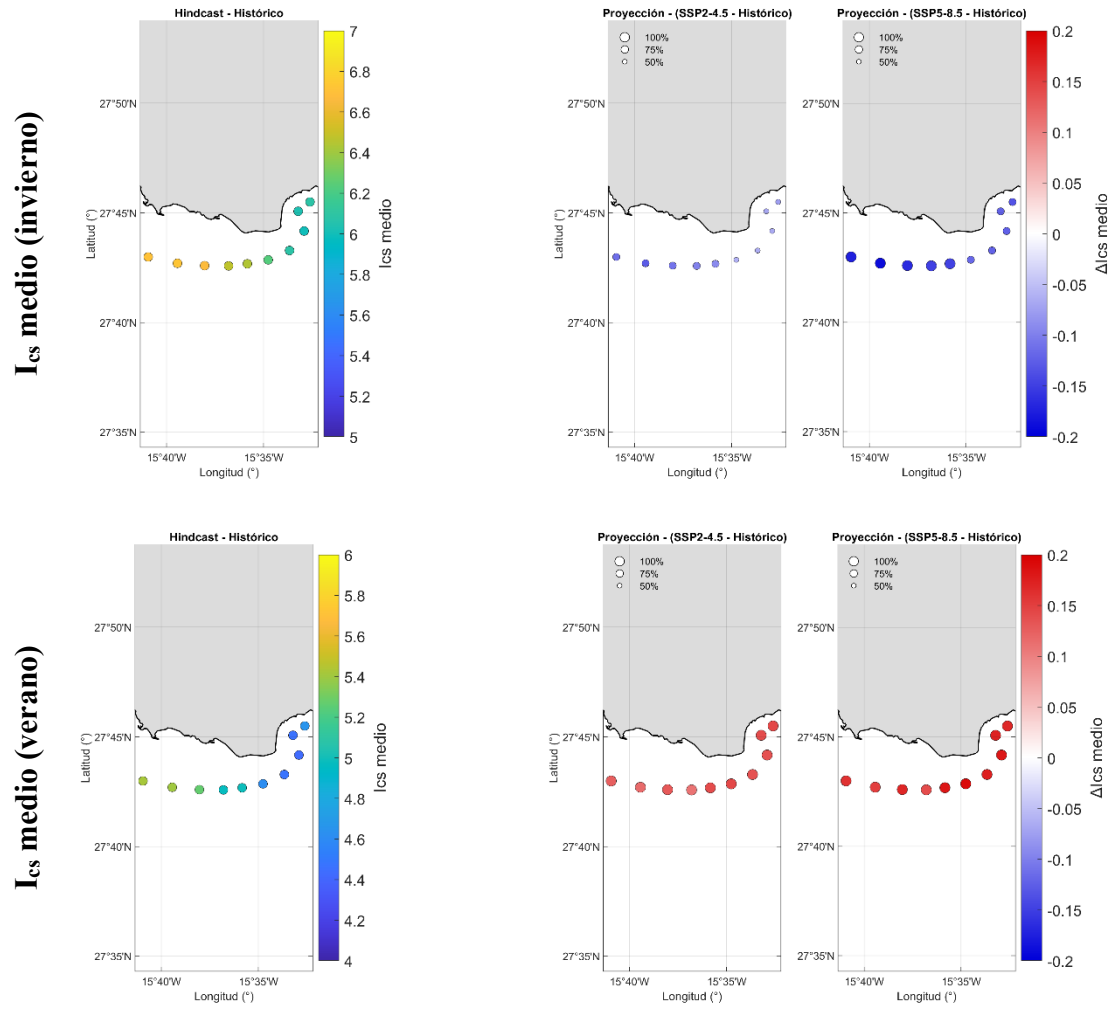


Figura 4.24. I_{cs} medio para la estación de invierno (arriba) y verano (abajo) en la costa de Maspalomas. En ambas estaciones muestran en orden de izquierda a derecha: valores del *hindcast* ERA5, cambio relativo para el escenario SSP2-4.5 y SSP5-8.5 de los miembros del *ensemble*.

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN

5.1. Indicadores de impacto basados en el clima del oleaje

El oleaje es un vector de energía calve que condiciona la morfodinámica de playas, el aprovechamiento turístico y la operatividad y diseño de infraestructuras, tres ámbitos que vertebran este trabajo. La literatura reciente muestra que, hacia finales de siglo, el calentamiento climático induce cambios en los parámetros integrados del estado de mar (H_s , T_m , T_p , θ_m) con patrones regionales persistentes y estacionalidad marcada, y que los extremos no siempre siguen los mismos cambios de las medias (Casas-Prat et al., 2024; Lobeto et al., 2021a, 2022; Meucci et al., 2020; Morim et al., 2019). Estos cambios tienen consecuencias directas sobre la planificación y la gestión del litoral lo que ha llevado a cabo a trasladar las proyecciones las proyecciones de oleaje global a escalas costeras y de evaluar su impacto mediante indicadores específicos

En este contexto, resultados obtenidos en este estudio de la PdC, W_{p50} e I_{cs} muestran que, aunque los tres indicadores comparten el mismo forzamiento (clima de oleaje), sus cambios no tienen la misma magnitud ni el mismo signo, ya que cada uno responde a características climáticas distintas. La PdC depende principalmente de los extremos más frecuentes (H_{s12} , y T_s asociado), W_{p50} está condicionado por valores extremos menos frecuentes (periodos de retorno) e I_{cs} y el tipo de rotura, depende de la combinación de H_s - T junto con la pendiente efectiva. Así, por ejemplo, si H_s y T_p aumentan, la PdC tenderá a incrementar moderadamente, mientras que W_{p50} crecerá de manera más acusada debido a su dependencia cúbica con H_s , y, en el caso de I_{cs} , el cambio depende de cómo se combine el aumento de H_s y T_p : puede mejorar si el incremento de T_p coincide con H_s en el rango óptimo (1.5-5 m), pero descender si H_s sobre pasa con frecuencia este umbral. Por ello, y como muestran los resultados, sus variaciones suelen ser más acotadas que en PdC o W_{p50} .

Por otro lado, el análisis por distintas zonas geográficas confirma que los cambios difieren en magnitud y, en ocasiones, en signo para los tres indicadores espacialmente. Estas diferencias se deben a que la climatología y la variabilidad climática a que se encuentra cada zona

En términos de PdC, se proyectan incrementos moderados en las fachadas atlánticas expuestas (Landas y Oporto), asociados a subidas de H_{s12} y T_{s12} que indican temporales algo más frecuentes y de mayor periodo, en coherencia con proyecciones de mayor aporte

de swell y ajustes en la trayectoria de borrascas en el Atlántico noreste (Morim et al., 2019; Casas-Prat et al., 2024). En el Mar del Norte, los aumentos de PdC son más modestos y con fuerte componente estacional, en línea con la señal de cambio poco robusta reportada en cuencas en esta cuenca semicerrada (Bonaduce et al., 2019; Casas-Prat et al., 2024). En el Mediterráneo (Toscana), los cambios en PdC resultan menores, sin consenso robusto entre modelos, lo que refleja la alta sensibilidad direccional de la cuenca (Casas-Prat y Sierra, 2012; De Leo et al., 2024). Finalmente, en Maspalomas, la PdC presenta una señal dependiente de la orientación: la fachada SE, más expuesta a oleaje local y direcciones de sea, muestra cambios distintos respecto a la SW, dominada por trenes de *swell* oceánico.

En cuanto al W_{p50} , el aumento es más acusado que en PdC debido a su dependencia cúbica con H_s . Se proyectan incrementos significativos en el Atlántico noreste (Landas y Oporto) bajo escenarios de altas emisiones, vinculados a cambios en los extremos de oleaje (Meucci et al., 2020; Lobeto et al., 2021). En el Mar del Norte, aunque el H_s medio cambia poco, los ligeros aumentos en extremos invernales explican la amplificación observada en W_{p50} . En el Mediterráneo, los resultados son variables y con menor robustez, lo que coincide con la incertidumbre entre modelos descrita para extremos en esta cuenca (Casas-Prat et al., 2024). En Maspalomas, los cambios en W_{p50} se intensifican en la fachada más expuesta a oleaje de gran recorrido (SW), mientras que en la costa SE, más dependiente de sea local, la señal es más atenuada.

Por último, la surfeabilidad I_{cs} y la rotura en voluta muestran cambios más contenidos y modulados por la estacionalidad. A escala atlántica, los incrementos de T_p favorecen una mejora de I_{cs} cuando coinciden con H_s en el rango óptimo (1.5–5 m), pero en algunos casos H_s excede este umbral, reduciendo el índice. En el Mar del Norte y el Mediterráneo, la señal en I_{cs} es débil y dependiente de giros leves en θ_m , coherente con la sensibilidad direccional descrita en estas regiones (Casas-Prat et al., 2024). En Maspalomas, la orientación juega un papel determinante: la costa SW, más alineada con el swell atlántico, mantiene mejores condiciones de surfeabilidad, mientras que en la costa SE los cambios en la rotura se ven más influenciados por el régimen local de viento y por pequeñas variaciones en la dirección del oleaje.

5.2. Consideraciones y limitaciones a tener en cuenta del estudio

Al interpretar los resultados conviene tener en cuenta los sesgos y simplificaciones inherentes al tipo de forzamiento, a la regionalización y a las decisiones metodológicas adoptadas, pues condicionan la respuesta local y la robustez comparativa entre escenarios.

En el peso de piezas, a efectos comparativos se ha considerado el punto DOW como pie de dique en zonas donde la batimetría llega a alcanzar más de los 25 m. Donde la batimetría real sea más somera o irregular, la transformación litoral, asomeramiento, refracción, difracción y posible rotura, atemperaría la H_i al pie efectivo y, con ello, la magnitud del peso requerido. No obstante, el sentido del cambio entre escenarios previsiblemente se mantendría: si la H_i cambia en DOW entre proyección e *hindcast*, tras la propagación hasta obra el cambio seguiría el mismo signo (aunque con amplitud distinta según el contorno).

Para la surfeabilidad en este estudio se evalúan estados de mar surfeables a partir de H_s y T_p . La metodología original de Espejo-Hermosa (2011) incorpora además viento y parámetros espectrales; su no inclusión aquí debe entenderse como un alcance metodológico y puede ayudar a explicar redistribuciones entre voluta y calidad alta cuando hay reajustes direccionales/espectrales sin grandes cambios en el H_s integrado (Morim et al., 2019; Lobeto et al., 2022; Casas-Prat & Sierra, 2012; De Leo et al., 2024).

Por último, para un estudio más completo en el contexto del cambio climático, conviene integrar explícitamente el aumento del nivel del mar (junto con marea astronómica y meteorológica) con las proyecciones de oleaje, pues se prevé que tenga un impacto en todos los indicadores analizados.: En PdC, incorporar una profundidad de cierre variable bajo SLR altera la morfodinámica prevista y puede amplificar los cambios de profundidad de cierre incluso con forzamientos medios similares como se ven en los resultados de Figueiredo *et al.* (2020) y Seenath (2022). En Wp50, el aumento del nivel del mar eleva la cota al pie de dique, reduce las limitaciones por calado y las solicitudes sobre diques en talud, lo que puede exigir mayores pesos de piezas incluso si H_s/T crecen poco (Allops, 2022).

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y LÍNEAS DE ESTUDIO FUTURAS

En resumen, los hallazgos y análisis presentados en este Trabajo de Máster revelan conclusiones sólidas en los siguientes puntos:

- Profundidad de cierre (PdC): aumentos moderados en fachadas más expuestas, cambios menores/heterogéneos en cuencas semi cerradas, y descensos consistentes en regiones subtropicales de transición bajo SSP5-8.5.
- Peso del manto (Wp50): incrementos claros donde los extremos de oleaje se refuerzan; señales moderadas o mixtas en cuencas marginales; en zonas subtropicales patrón mixto (subidas con SSP2-4.5 y descensos/locales con SSP5-8.5).
- Surfeabilidad (Ics, % de tiempo en calidad alta surfeable y % de rotura en voluta): en costas muy expuestas se mantienen valores altos con ligeras reducciones del % de tiempo en calidad alta surfeable, sobre todo en verano; en cuencas marginales los cambios son pequeños; en subtropicales el % de tiempo en calidad alta surfeable aumenta en verano y disminuye levemente en invierno. El % de rotura en voluta aumenta donde Hs–Tp permanece en la ventana óptima y disminuye donde se sale de ella.
- En litorales con cambios de orientación a lo largo de la costa, W_{p50} y la surfeabilidad pueden cambiar de signo entre subtramos según su exposición relativa a la direccionalidad y al espectro futuros.
- Comparativa de escenarios: con SSP5-8.5 crecen los extremos (mayor W_{p50}) y se acentúan las señales estacionales en surfeabilidad; los cambios de PdC pueden ser más contenidos o invertirse según el forzamiento local.
- Las señales de cambio difieren entre indicadores ya que cada uno se calcula con análisis y factores de entrada distintos: la PdC responde a condiciones altas frecuentes del oleaje; Wp50 a la cola extremal (Hs para periodos de retorno de diseño); y la surfeabilidad a la combinación Hs–Tp y a la pendiente efectiva. En las proyecciones, variaciones en frecuencia, intensidad y en la distribución de Hs–Tp afectan de forma diferente a esos factores, generando diferencias de magnitud y, a veces, de signo entre indicadores.
- La concordancia entre miembros del *ensemble* es diferente en los tres indicadores: PdC muestra concordancias altas (75–100%); W_{p50} va de media a

alta (50–100%), bajando donde dominan los extremos; en surfeabilidad, I_{cs} y el % de tiempo en calidad alta surfeable suelen quedar en 50–75% (con picos del 100%), mientras que el % de rotura en voluta es a menudo 75–100%.

- Los cambios medios de los tres indicadores presentan magnitudes distintas: PdC presenta bajas–moderadas ($\approx \pm 0,1\text{--}0,4$ m, $\approx \pm 2\text{--}7\%$); Wp50 puede ser muy alta en tramos gobernados por extremos (hasta ± 200 t y $>\pm 300\%$); en surfeabilidad las variaciones son reducidas: $I_{cs} \approx \pm 0,06\text{--}0,08$ ($\sim \pm 1\%$), % de tiempo en calidad alta surfeable $\approx \pm 0,25\text{--}0,60$ p.p. y % de rotura en voluta $\approx \pm 0,35\text{--}0,75$.

CAPÍTULO 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allsop, W. (2022). Climate Change Threats to Two Breakwaters. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(11), 1613. <https://doi.org/10.3390/jmse10111613>
- Aragonés, L., Pagán, J. I., López, I., & Serra, J. C. (2018). Depth of closure: New calculation method based on sediment data. *International Journal of Sediment Research*, 33(2), 198-207. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.12.001>
- Battjes, J. A. (1974). Surf Similarity. *ResearchGate*. <https://doi.org/10.9753/icce.v14.26>
- Birkemeier, W. A. (1985). Field Data on Seaward Limit of Profile Change. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 111(3), 598-602. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1985\)111:3\(598\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1985)111:3(598))
- Bonaduce, A., Staneva, J., Behrens, A., Bidlot, J.-R., & Wilcke, R. A. I. (2019). Wave Climate Change in the North Sea and Baltic Sea. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(6), 166. <https://doi.org/10.3390/jmse7060166>
- Bruun, P. (1954). *Coast Erosion and the Development of Beach Profiles*. U.S. Beach Erosion Board.
- Camus, P., Losada, I. J., Izaguirre, C., Espejo, A., Menéndez, M., & Pérez, J. (2017). Statistical wave climate projections for coastal impact assessments. *Earth's Future*, 5(9), 918-933. <https://doi.org/10.1002/2017EF000609>
- Casas-Prat, M., Hemer, M. A., Dodet, G., Morim, J., Wang, X. L., Mori, N., Young, I., Erikson, L., Kamranzad, B., Kumar, P., Menéndez, M., & Feng, Y. (2024). Wind-wave climate changes and their impacts. *Nature Reviews Earth & Environment*, 5(1), 23-42. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00502-0>
- Cavaleri, L., Alves, J.-H. G. M., Ardhuin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groeneweg, J., Herbers, T. H. C., Hwang, P., Janssen, P. A. E. M., Janssen, T., Lavrenov, I. V., Magne, R., Monbaliu, J., Onorato, M., Polnikov, V., Resio, D., ... Young, I. (2007). Wave modelling – The state of the art. *Progress in Oceanography*, 75(4), 603-674. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.05.005>
- de Figueiredo, S. A., Goulart, E. S., & Calliari, L. J. (2020). Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: Insights from model experiments in southern Brazil. *Geomorphology*, 351, 106935. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>

- De Leo, F., Briganti, R., & Besio, G. (2024). Trends in ocean waves climate within the Mediterranean Sea: A review. *Climate Dynamics*, 62(2), 1555-1566. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06984-4>
- de Vriend, H. J., Zyserman, J., Nicholson, J., Roelvink, J. A., Péchon, P., & Southgate, H. N. (1993). Medium-term 2DH coastal area modelling. *Coastal Engineering*, 21(1), 193-224. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(93\)90050-I](https://doi.org/10.1016/0378-3839(93)90050-I)
- Dean, R. G. (1977). *Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts*. 12.
- Durkin, C. J., Seenath, A., & Knaapen, M. A. F. (2025). A critical review of closure depth theories and uncertainties: Implications for shoreline modelling and coastal management. *Ocean & Coastal Management*, 267, 107732. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2025.107732>
- Espejo-Hermosa, A. (2011). Variabilidad espacial y temporal del recurso surf: Metodología y resultados. En *Tesis Doctorales en Red (TDR)*. Universidad de Cantabria. <https://repositorio.unican.es/xmlui/handle/10902/1326>
- Gulev, S. K., & Grigorieva, V. (2004). Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data. *Geophysical Research Letters*, 31(24). <https://doi.org/10.1029/2004GL021040>
- Hallermeier, R. J. (1978). *Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion*.
- Hallermeier, R. J. (1980). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4, 253-277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Hemer, M. A., Church, J. A., & Hunter, J. R. (2010). Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology*, 30(4), 475-491. <https://doi.org/10.1002/joc.1900>
- 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. <https://doi.org/10.1038/nclimate1791>
- Hemer, M. A., Wang, X. L., Weisse, R., & Swail, V. R. (2012). Advancing Wind-Waves Climate Science: The COWCLIP Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(6), 791-796. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00184.1>

- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters* (1^a). Cambridge University Press. <http://www.cambridge.org/9780521860284>
- Hudson, R. Y. (1959). LABORATORY INVESTIGATION OF RUBBLE-MOUND BREAKWATERS. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 85(3). <https://doi.org/10.1061/JWHEAU.0000142>
- Hutt, J. A., Black, K. P., & Mead, S. T. (2001). Classification of Surf Breaks in Relation to Surfing Skill. *Journal of Coastal Research*, 66-81.
- Iribarren, R. (1938, julio). Fórmula para cálculo de los diques en escollera naturales o artificiales. *Ed. M. Bermejillo Usabiaga (Pasajes)*.
- Kraus, C., Nicholas, D., & Magnus, D. (1998). *CoastaZ Engineering Technical Note*.
- Kushnir, Y., Cardone, V. J., Greenwood, J. G., & Cane, M. A. (1997). The Recent Increase in North Atlantic Wave Heights. *Journal of Climate*, 10(8), 2107-2113.
- Lazarow, N. (2007). The value of coastal recreational resources: A case study approach to examine the value of recreational surfing to specific locales. *Journal of Coastal Research*, 50(sp1). <https://doi.org/10.2112/JCR-SI50-003.1>
- Lindenberg, Z. (2023). *Calculating Depth of Closure and Application to Bruun's Rule*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.35339.26401>
- Lobeto, H., Menendez, M., & Losada, I. J. (2021a). Future behavior of wind wave extremes due to climate change. *Scientific Reports*, 11(1), 7869. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-86524-4>
- Lobeto, H., Menendez, M., & Losada, I. J. (2021b). Future behavior of wind wave extremes due to climate change. *Scientific Reports*, 11(1), 7869. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-86524-4>
- Lobeto, H., Menendez, M., Losada, I. J., & Hemer, M. (2022). The effect of climate change on wind-wave directional spectra. *Global and Planetary Change*, 213, 103820. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103820>
- Losada, M. A., Desire, J. M., & Alejo, L. M. (1986). Stability of Blocks as Breakwater Armor Units. *Journal of Structural Engineering*, 112(11), 2392-2401. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9445\(1986\)112:11\(2392\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9445(1986)112:11(2392))

- Losada, M. A., & Gimenez-Curto, L. A. (1979). The joint effect of the wave height and period on the stability of rubble mound breakwaters using Iribarren's number. *Coastal Engineering*, 3, 77-96. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(79\)90011-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(79)90011-5)
- Meinshausen, M., Nicholls, Z. R. J., Lewis, J., Gidden, M. J., Vogel, E., Freund, M., Beyerle, U., Gessner, C., Nauels, A., Bauer, N., Canadell, J. G., Daniel, J. S., John, A., Krummel, P. B., Luderer, G., Meinshausen, N., Montzka, S. A., Rayner, P. J., Reimann, S., ... Wang, R. H. J. (2020). The shared socio-economic pathway (SSP) greenhouse gas concentrations and their extensions to 2500. *Geoscientific Model Development*, 13(8), 3571-3605. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3571-2020>
- Menendez, M., Lobeto, H., Suarez-Bilbao, M., & Valle, J. B. (2020). *Dissemination level: Confidential Consortium & EU Commission*.
- Meucci, A., Young, I. R., Hemer, M., Kirezci, E., & Ranasinghe, R. (2020). Projected 21st century changes in extreme wind-wave events. *Science Advances*, 6(24), eaaz7295. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz7295>
- Morim, J., Hemer, M., Wang, X. L., Cartwright, N., Trenham, C., Semedo, A., Young, I., Brichenho, L., Camus, P., Casas-Prat, M., Erikson, L., Mentaschi, L., Mori, N., Shimura, T., Timmermans, B., Aarnes, O., Breivik, Ø., Behrens, A., Dobrynin, M., ... Andutta, F. (2019). Robustness and uncertainties in global multivariate wind-wave climate projections. *Nature Climate Change*, 9(9), 711-718. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0542-5>
- Navarro-Racines, C., Tarapues, J., Thornton, P., Jarvis, A., & Ramirez-Villegas, J. (2020). High-resolution and bias-corrected CMIP5 projections for climate change impact assessments. *Scientific Data*, 7(1), 7. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0343-8>
- Nelsen, C., Vaughn, R., & Pendleton, L. (2007). *A socioeconomic study of surfers at Trestles Beach*.
- Nicholls, R. J., Larson, M., Capobianco, M., & Birkemeier, W. A. (1999). Depth of Closure: Improving Understanding and Prediction. *Coastal Engineering 1998*, 2888-2901. <https://doi.org/10.1061/9780784404119.219>
- O'Neill, B. C., Kriegler, E., Ebi, K. L., Kemp-Benedict, E., Riahi, K., Rothman, D. S., van Ruijven, B. J., van Vuuren, D. P., Birkmann, J., Kok, K., Levy, M., & Solecki, W. (2017). The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures

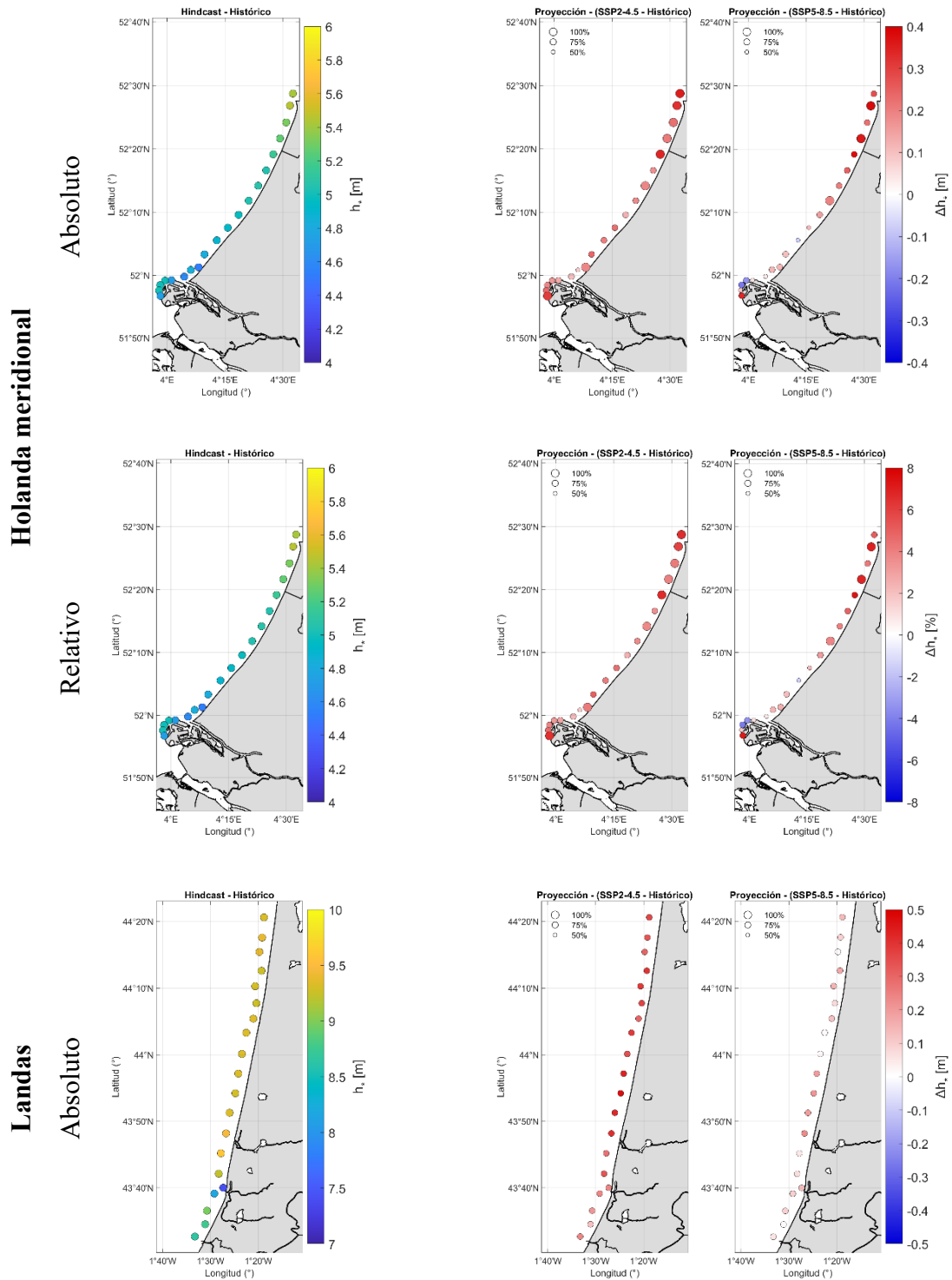
- in the 21st century. *Global Environmental Change*, 42, 169-180. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.01.004>
- Ponting, J., & O'Brien, D. (2015). Regulating “Nirvana”: Sustainable surf tourism in a climate of increasing regulation. *Sport Management Review*, 18(1), 99-110. <https://doi.org/10.1016/j.smr.2014.07.004>
- Scarfe, B. E., Healy, T. R., & Rennie, H. G. (2009). Research-Based Surfing Literature for Coastal Management and the Science of Surfing—A Review. *Journal of Coastal Research*, 2009(253), 539-557. <https://doi.org/10.2112/07-0958.1>
- Seenath, A. (2022). A new approach for incorporating sea-level rise in hybrid 2D/one-line shoreline models. *Scientific Reports*, 12(1), 18074. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-23043-w>
- Siemens, T., & Bastola, S. (2024). Depth of closure, a review of empirical formulae and assessment of climate change along the coast of Louisiana. *Journal of Coastal Conservation*, 28(5), 71. <https://doi.org/10.1007/s11852-024-01070-1>
- Sierra, J. P., & Casas-Prat, M. (2014). Analysis of potential impacts on coastal areas due to changes in wave conditions. *Climatic Change*, 124(4), 861-876. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1120-5>
- Sunamura, T. (1984). QUANTITATIVE PREDICTIONS OF BEACH-FACE SLOPES. *Bulletin of the Geological Society of America*, 95(2), 242-245. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95%253C242:qpobs%253E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95%253C242:qpobs%253E2.0.co;2)
- Thompson, M., Zelich, I., Watterson, E., & Baldock, T. E. (2021). Wave Peel Tracking: A New Approach for Assessing Surf Amenity and Analysis of Breaking Waves. *Remote Sensing*, 13(17), 3372. <https://doi.org/10.3390/rs13173372>
- Toimil, A., Losada, I. J., Camus, P., & Díaz-Simal, P. (2017). Managing coastal erosion under climate change at the regional scale. *Coastal Engineering*, 128, 106-122. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.08.004>
- Valiente, N. G., Masselink, G., Scott, T., Conley, D., & McCarroll, R. J. (2019). Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing. *Marine Geology*, 407, 60-75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.009>

- Vidal, C., Losada, M. Á., Medina, R., & Losada, I. (1994). Análisis de la estabilidad de diques rompeolas. *Ingeniería del agua*, 1(1). <https://doi.org/10.4995/ia.1994.2629>
- Wang, X. L., & Swail, V. R. (2001). Changes of Extreme Wave Heights in Northern Hemisphere Oceans and Related Atmospheric Circulation Regimes. *Journal of Climate*, 14(10), 2204-2221. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014%253C2204:COEWHI%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014%253C2204:COEWHI%253E2.0.CO;2)
- Young, I. R., Zieger, S., & Babanin, A. V. (2011). Global Trends in Wind Speed and Wave Height. *Science*, 332(6028), 451-455. <https://doi.org/10.1126/science.1197219>

ANEXOS

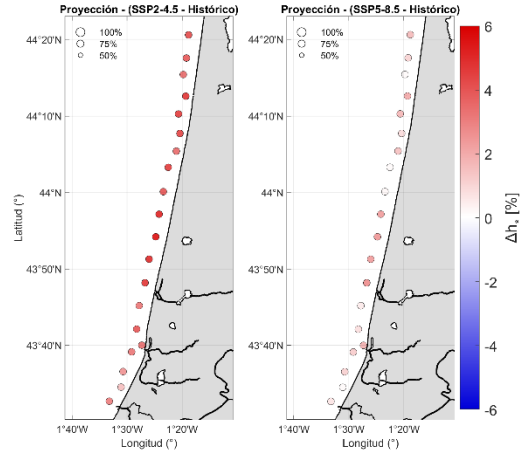
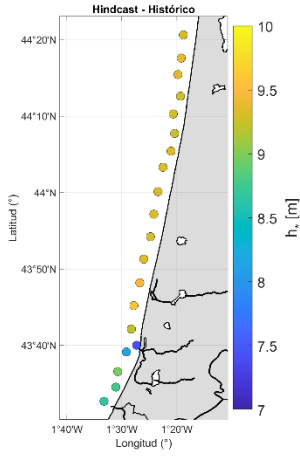
ANEXO I. INDICADOR DE PROFUNDIDAD DE CIERRE

I.I. Resultados cambio en PdC

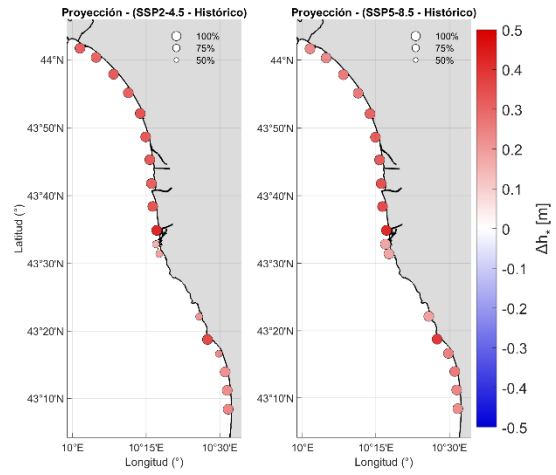
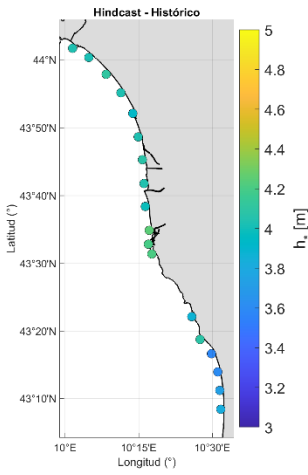


Toscana

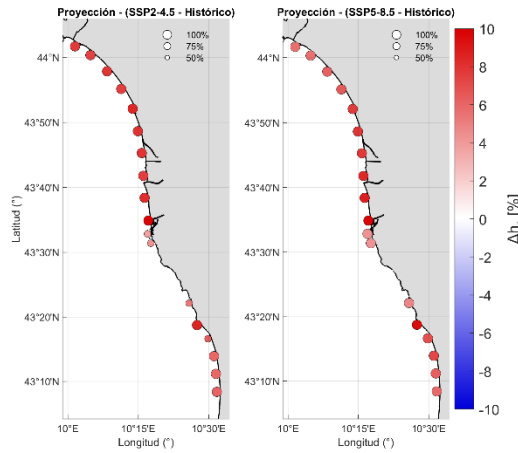
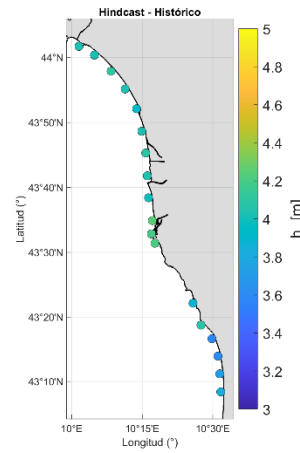
Relativo



Absoluto

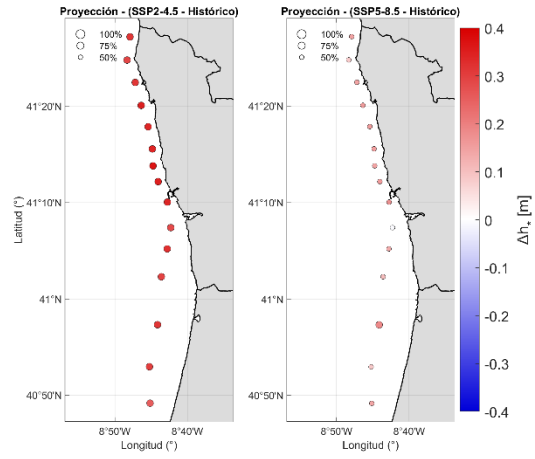
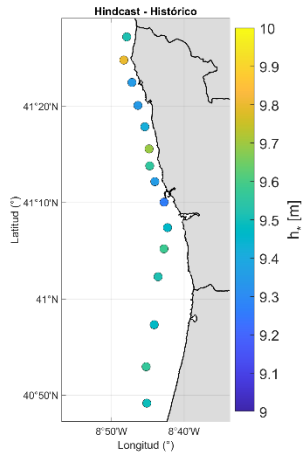


Relativo

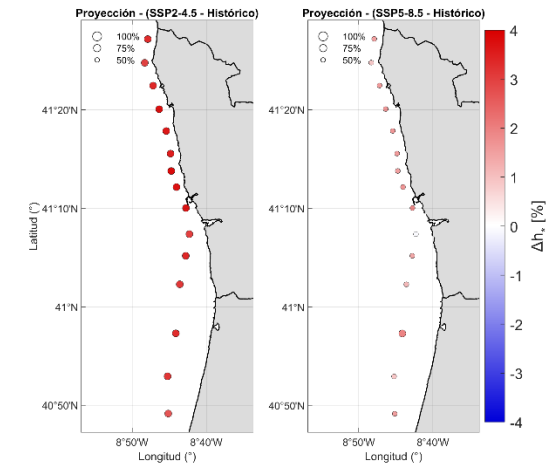
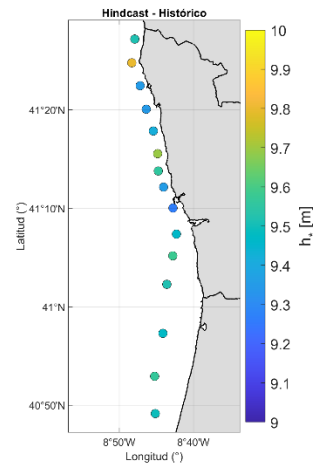


Oporto

Absoluto

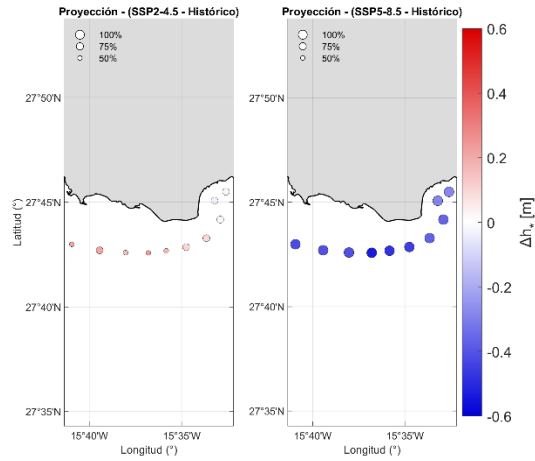
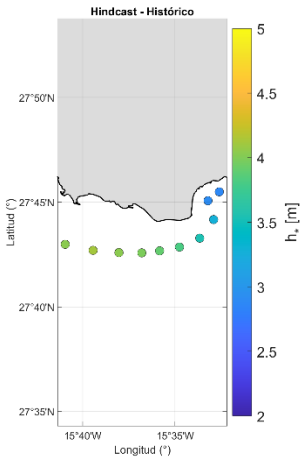


Relativo



Maspalomas

Absoluto



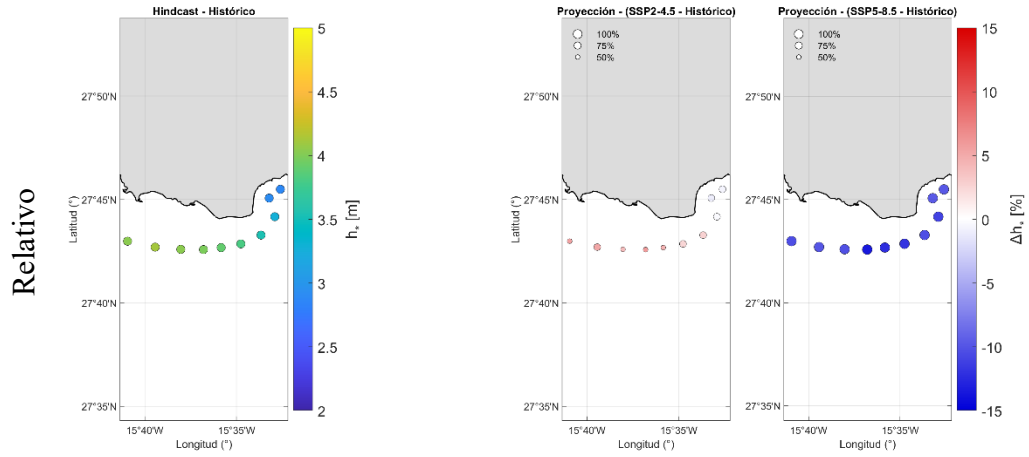
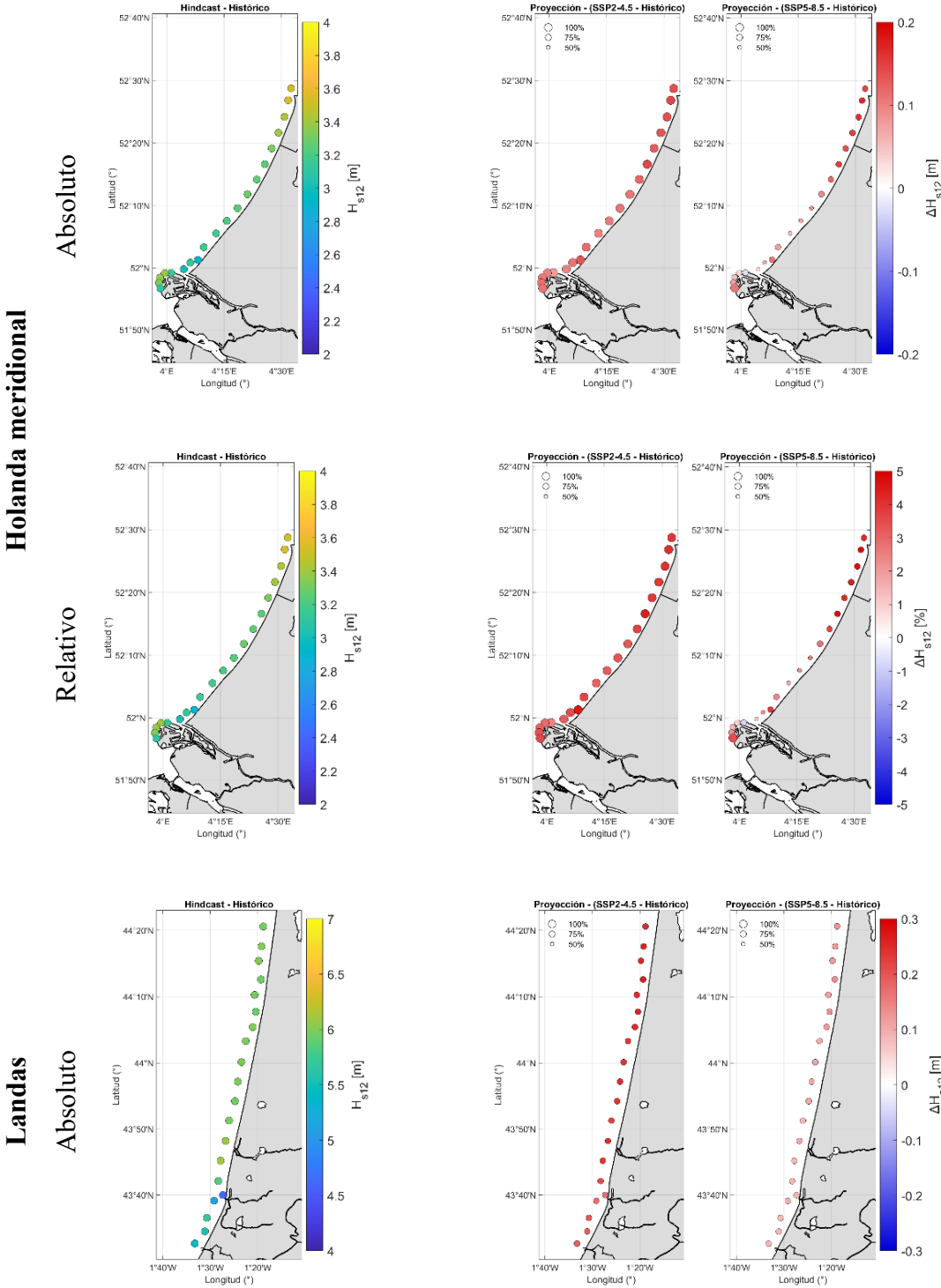


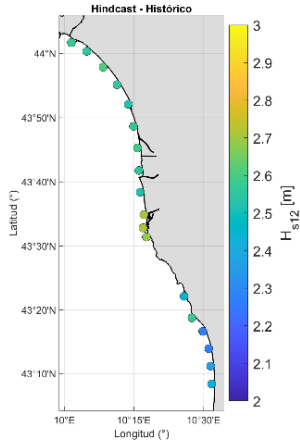
Figura PdC medio para las cinco zonas de estudio en el siguiente orden: Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas. En cada zona de estudio se muestran el PdC del clima presente junto con los cambios dabsolutos (arriba) y relativos (abajo) de PdC obtenidos de las proyecciones para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

I.II. Resultados cambio en H_{s12}

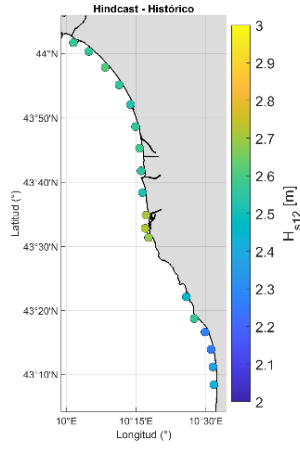


Toscana

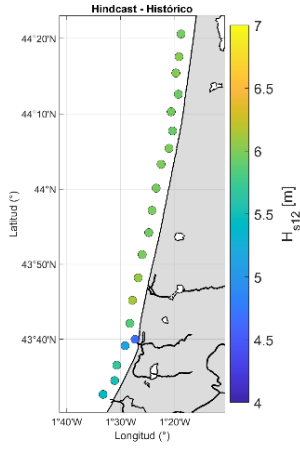
Relativo



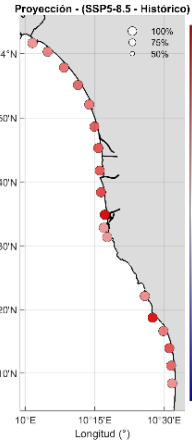
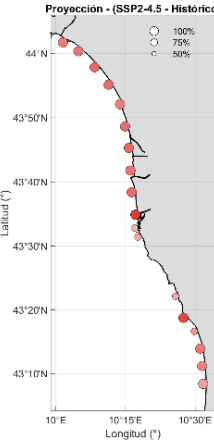
Absoluto



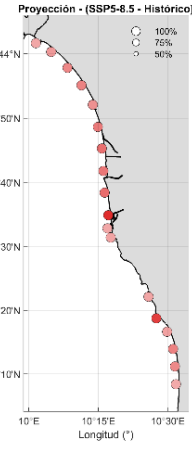
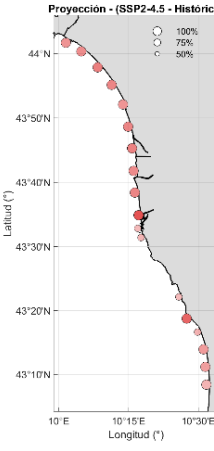
Relativo



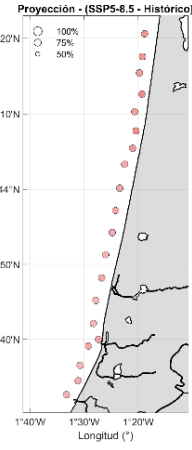
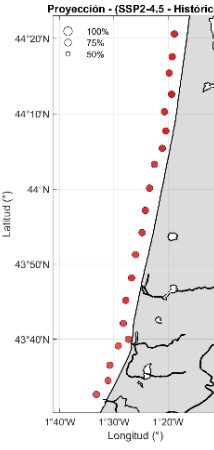
Proyección - (SSP2-4.5 - Histórico)



Proyección - (SSP2-4.5 - Histórico)

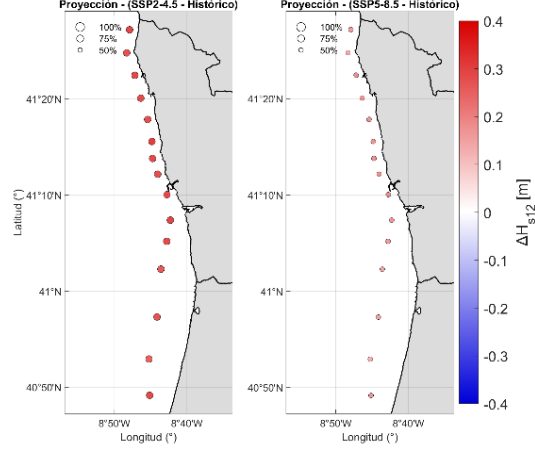
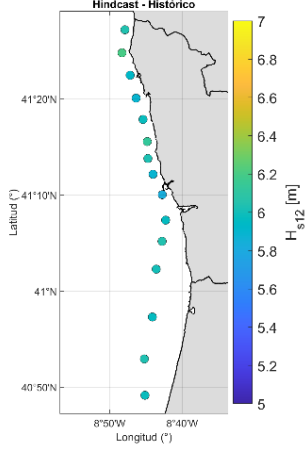


Proyección - (SSP2-4.5 - Histórico)

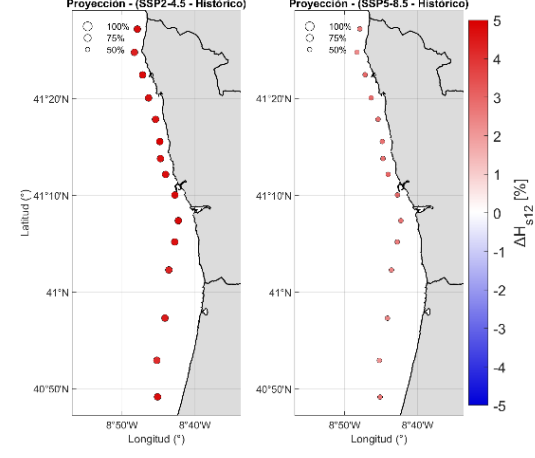
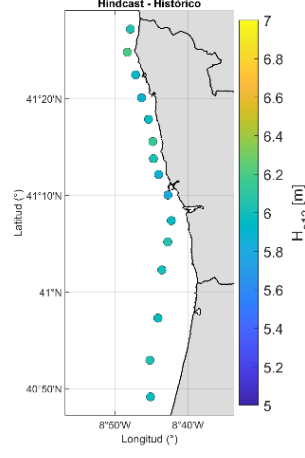


Oporto

Absoluto

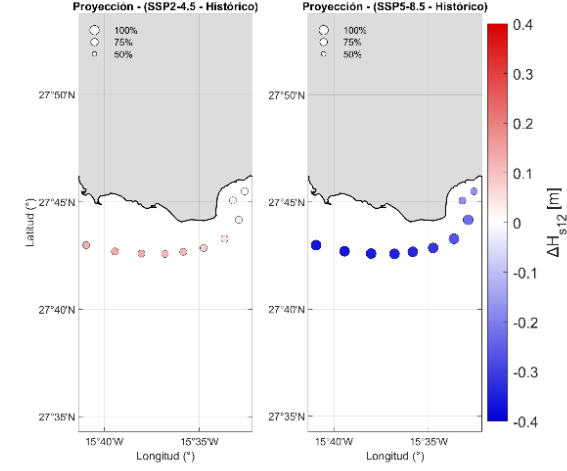
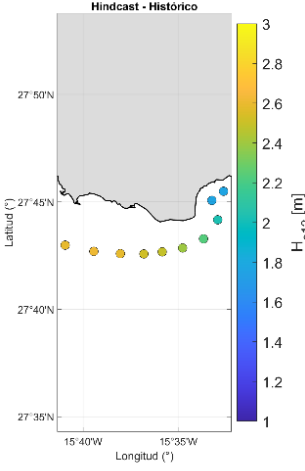


Relativo



Maspalomas

Absoluto



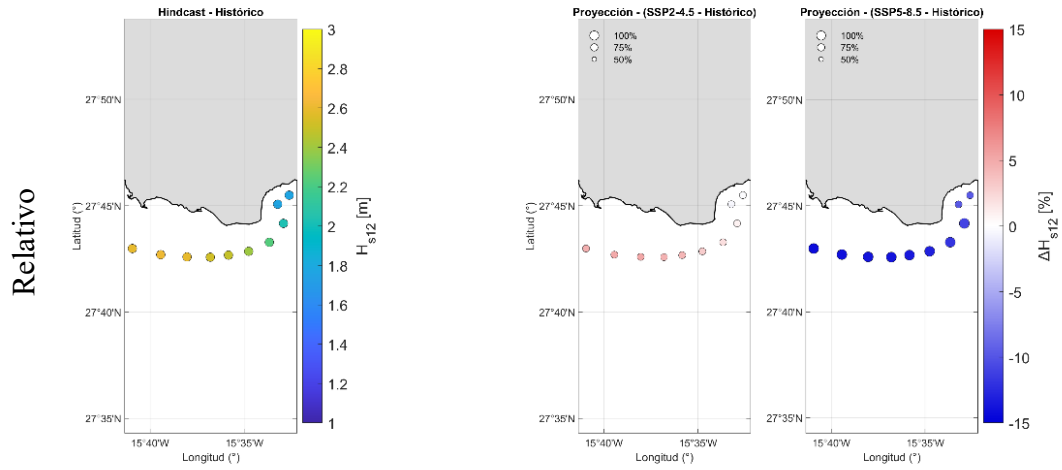
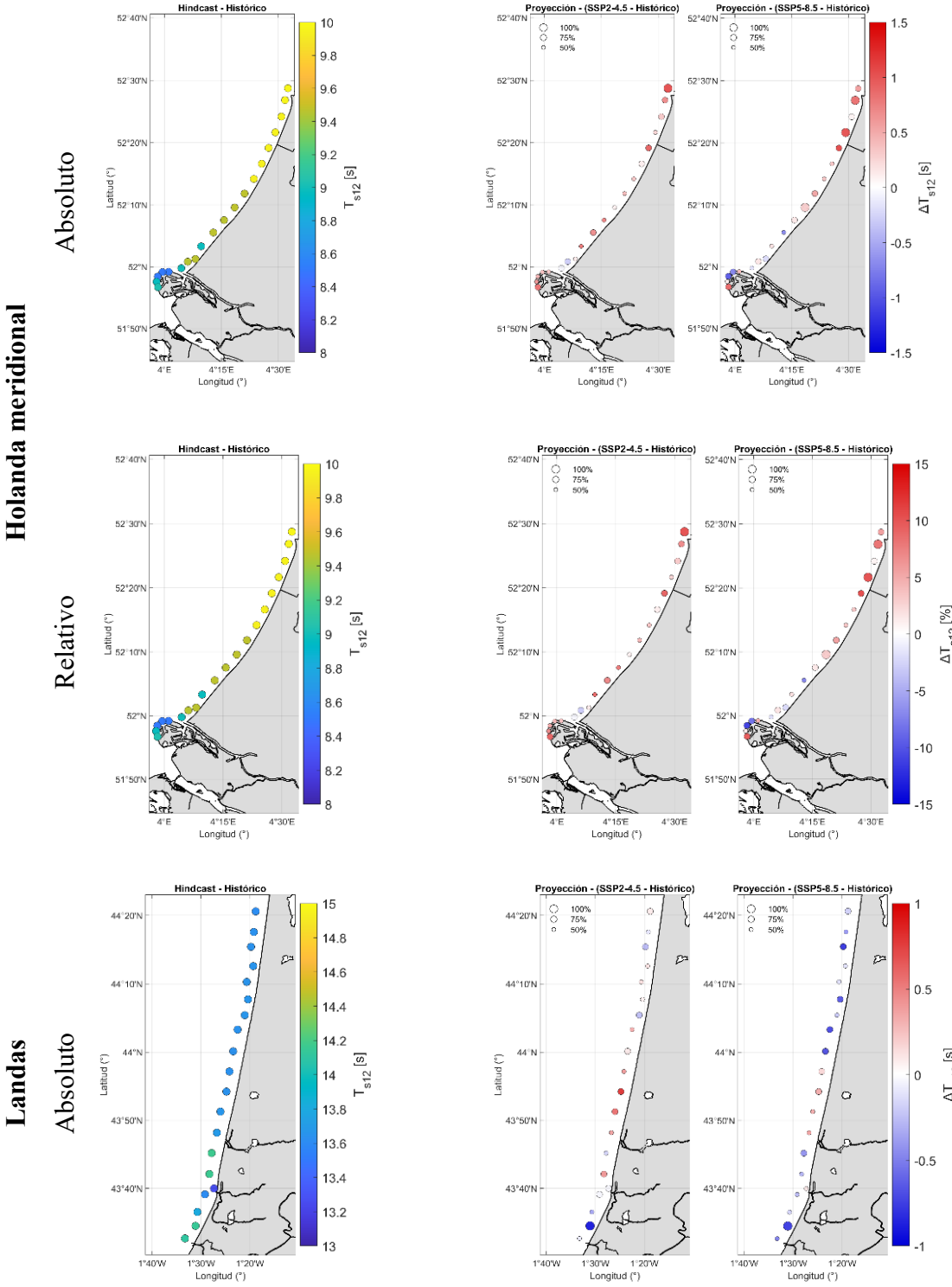


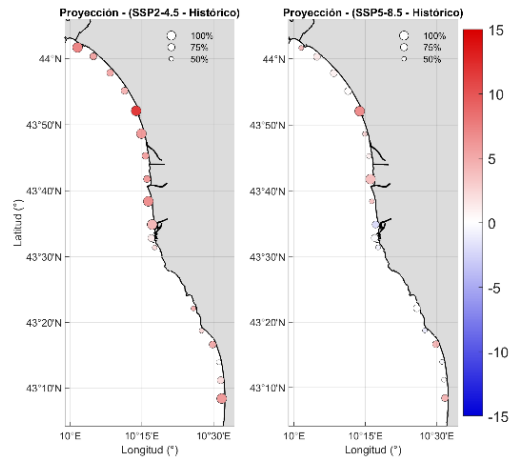
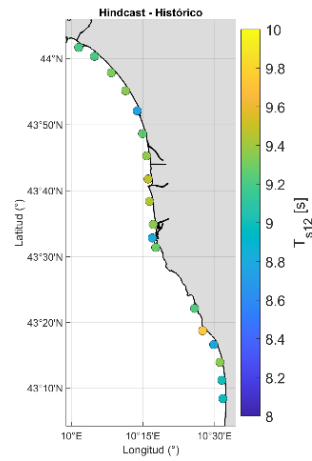
Figura II.2 H_{s12} para las cinco zonas de estudio en el siguiente orden: Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas. En cada zona de estudio se muestran la H_{s12} del clima presente junto con los cambios dabsolutos (arriba) y relativos (abajo) de H_{s12} obtenidos de las proyecciones para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

I.V. Resultados cambio en T_{s12}

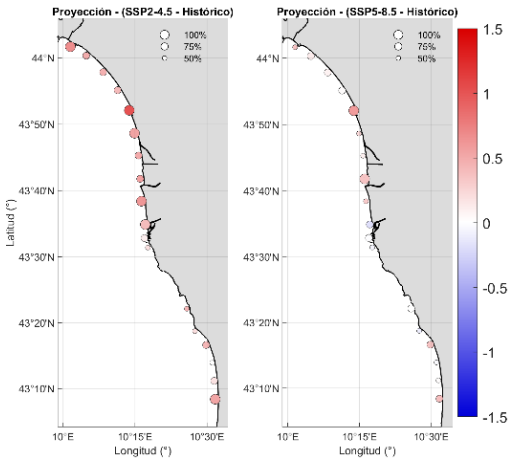
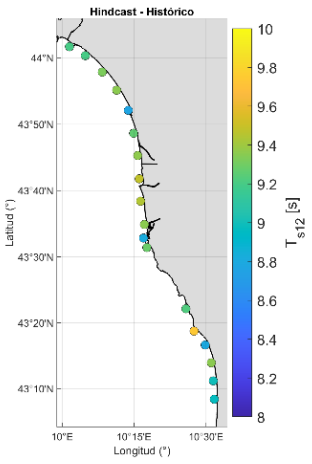


Toscana

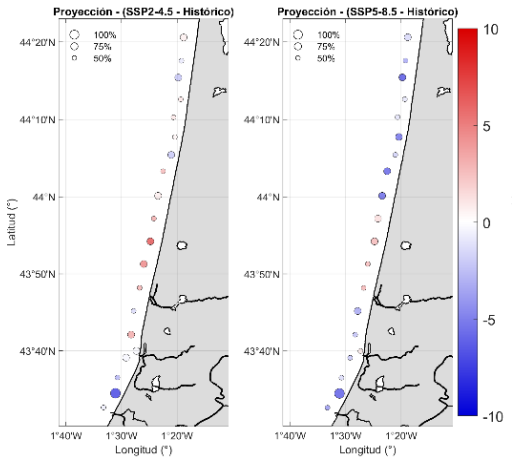
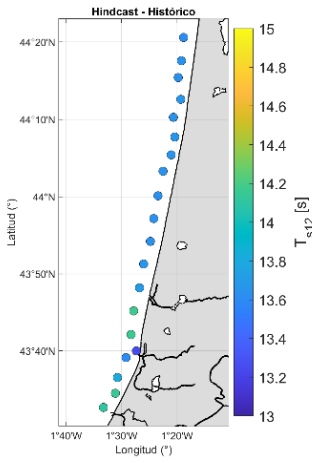
Relativo



Absoluto

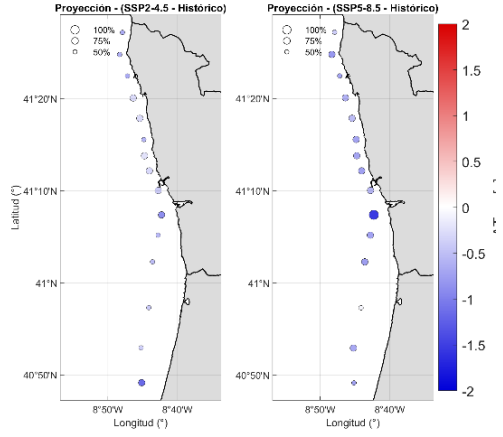
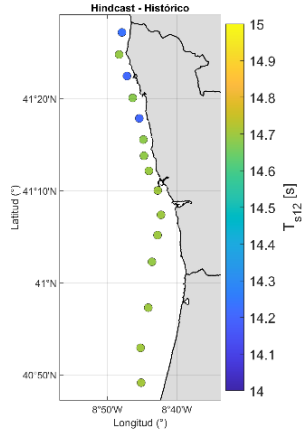


Relativo

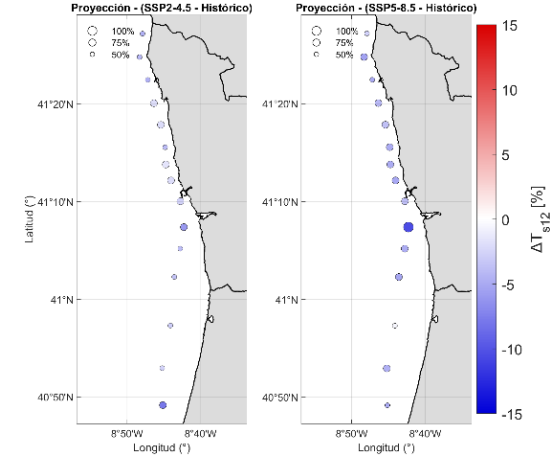
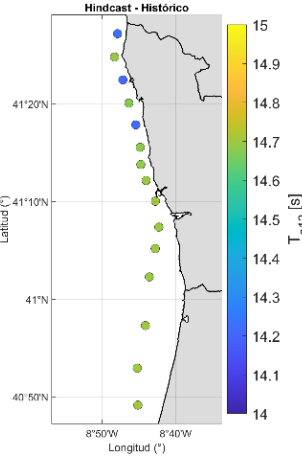


Oporto

Absoluto

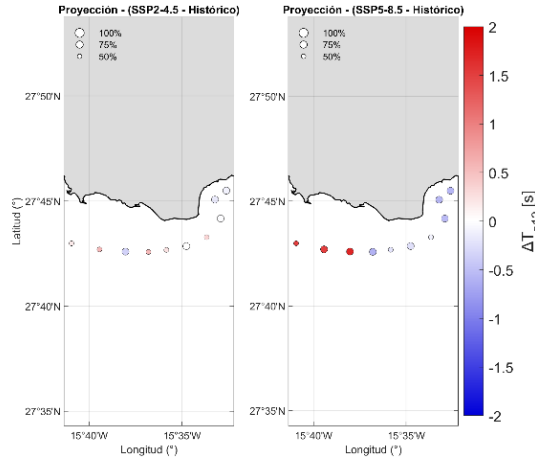
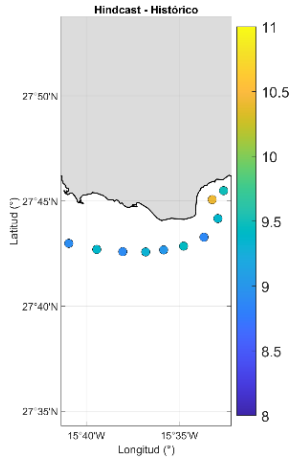


Relativo



Maspalomas

Absoluto



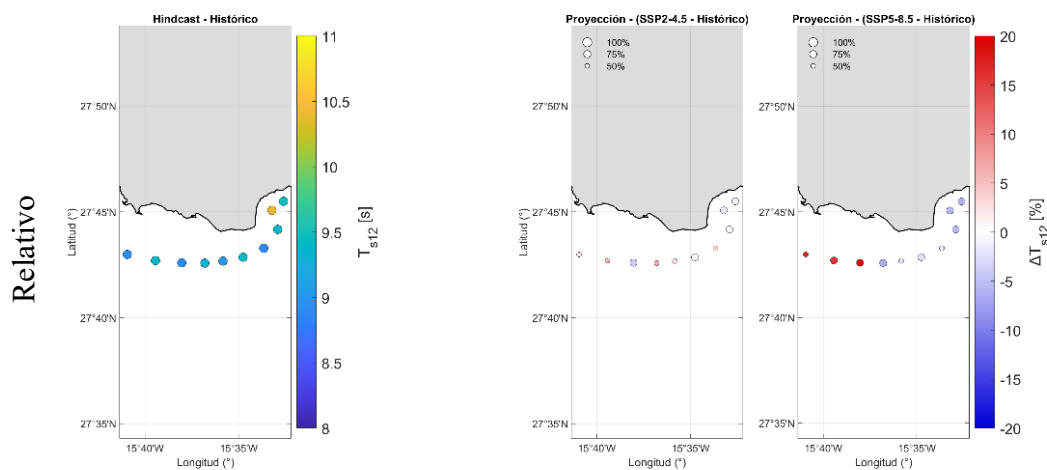
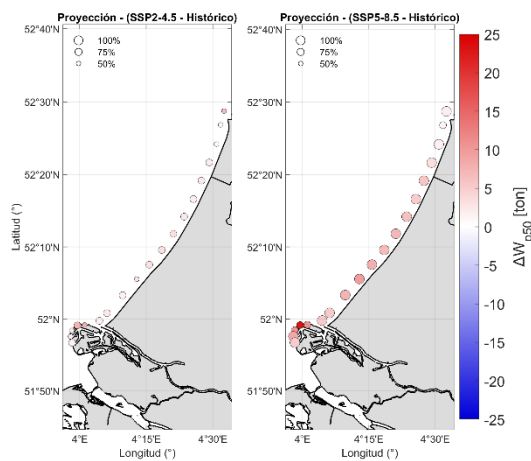


Figura II.2 T_{s12} para las cinco zonas de estudio en el siguiente orden: Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas. En cada zona de estudio se muestran la T_{s12} del clima presente junto con los cambios dabsolutos (arriba) y relativos (abajo) de T_{s12} obtenidos de las proyecciones para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

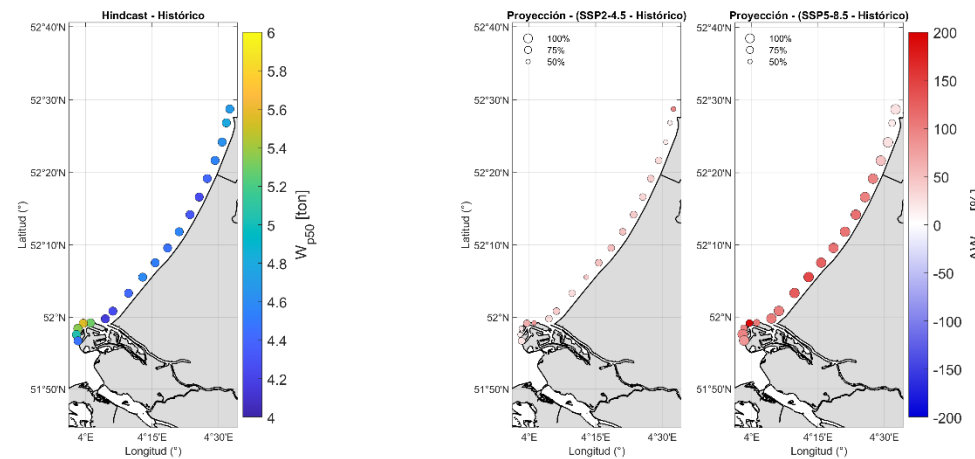
II.II. Resultados del cambio en W_{p50}

II.II. Resultados del cambio en W_{p50}

Absoluto

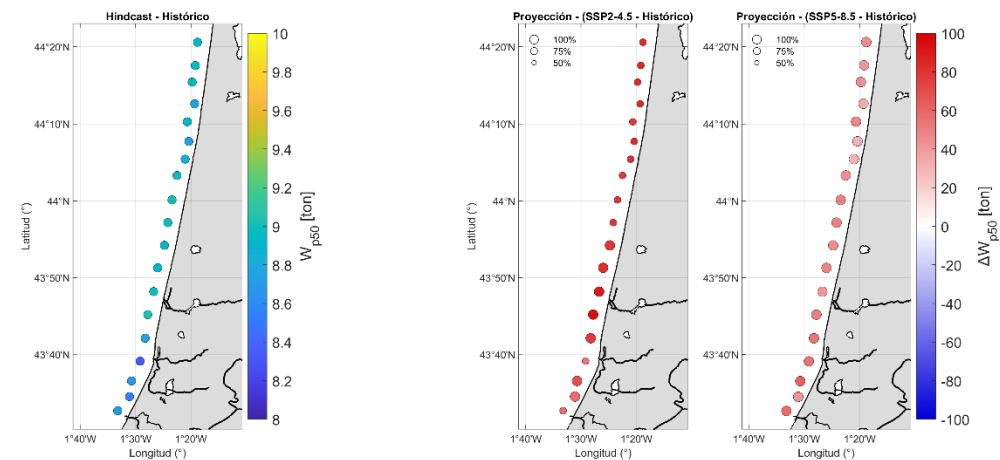


Relative



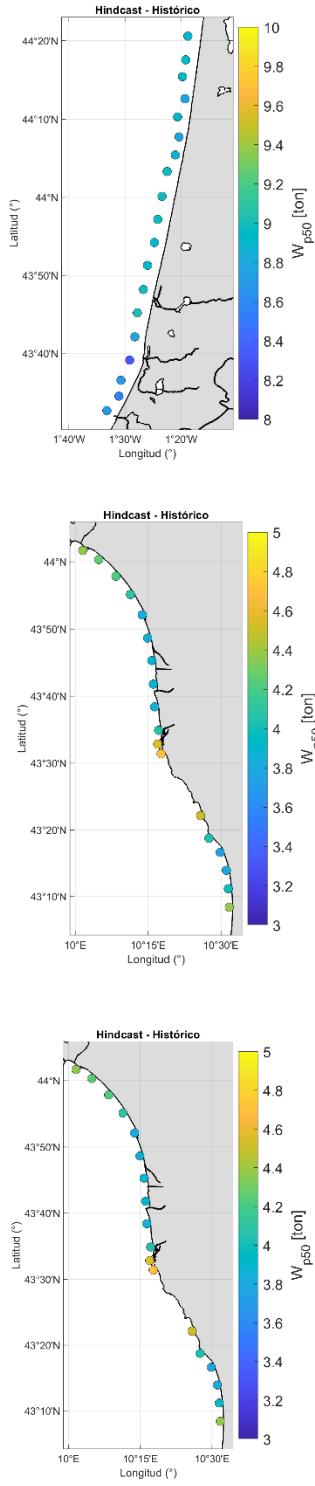
Landas

Absoluto

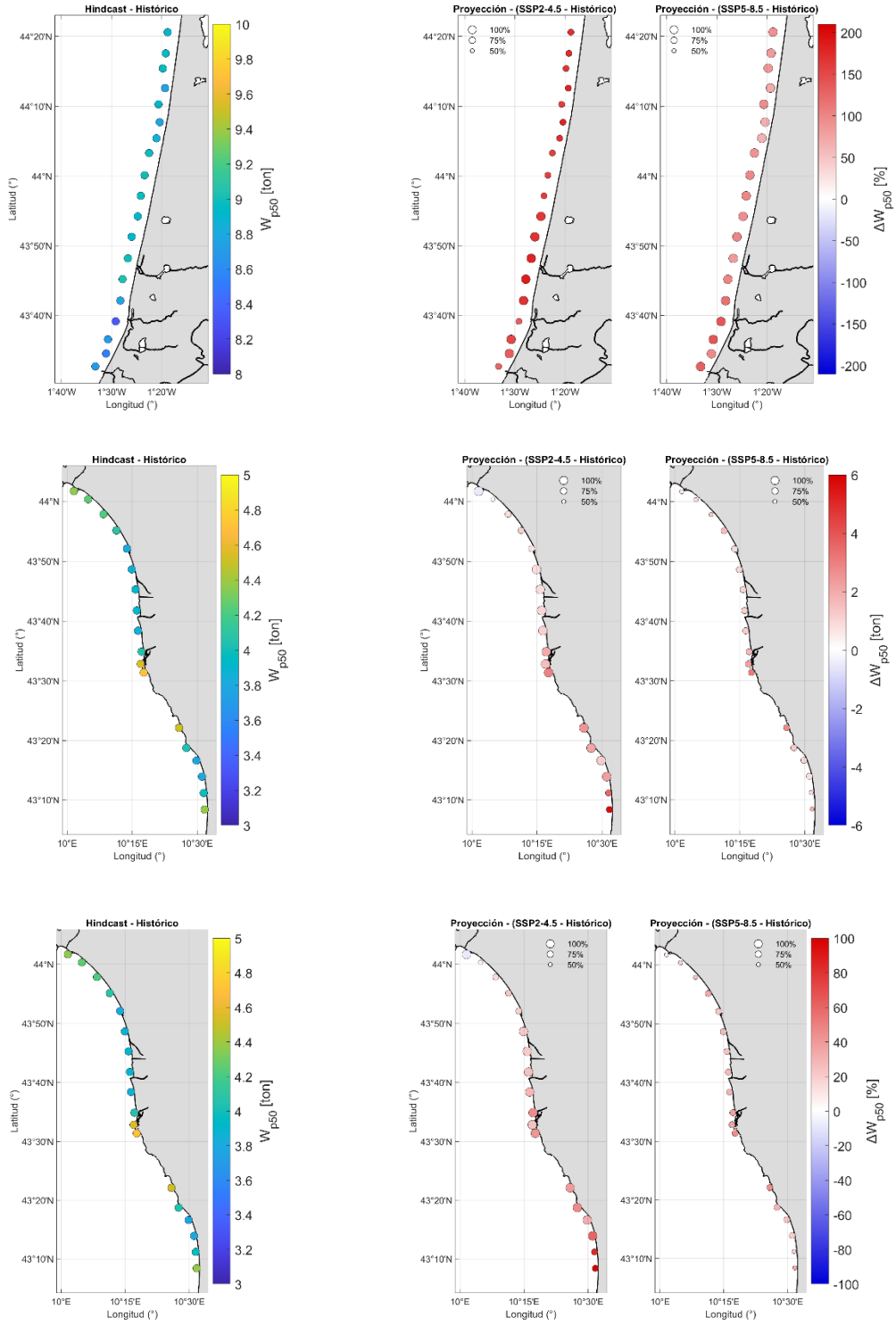


Toscana

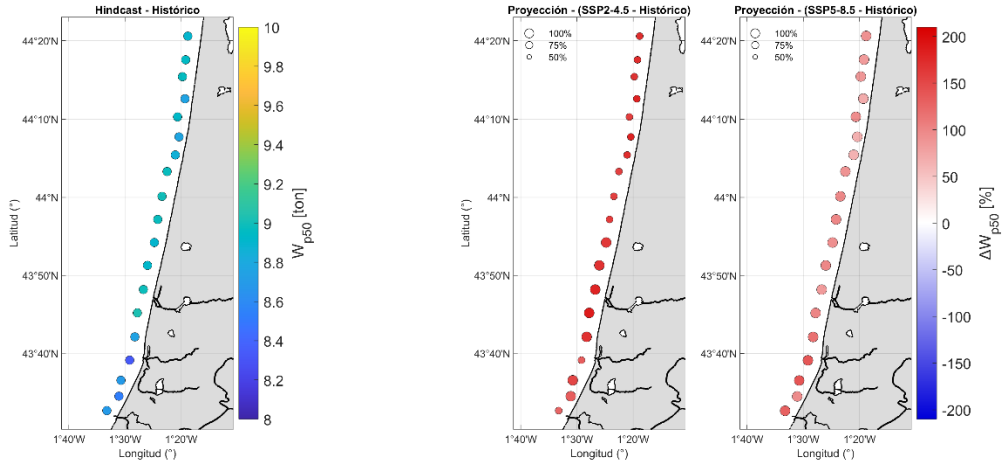
Relativo



Absoluto

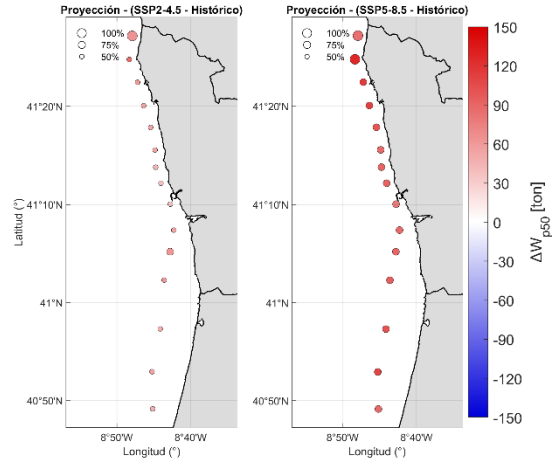
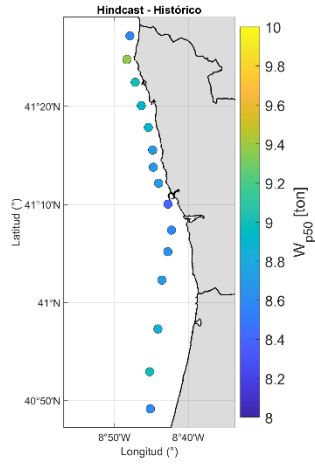


Relativo

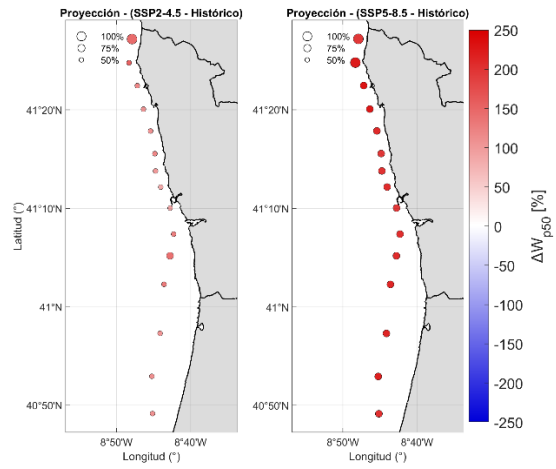
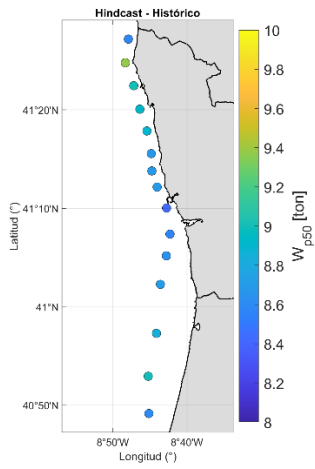


Oporto

Absoluto

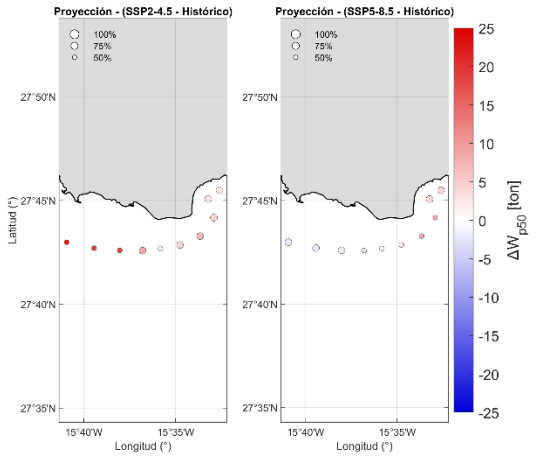
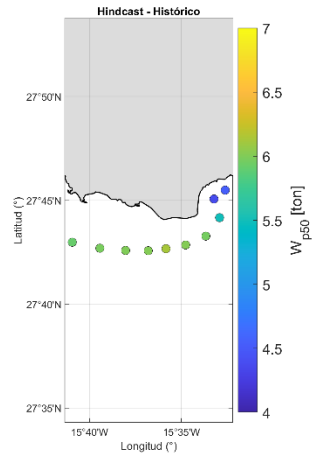


Relativo



Maspalomas

Absoluto



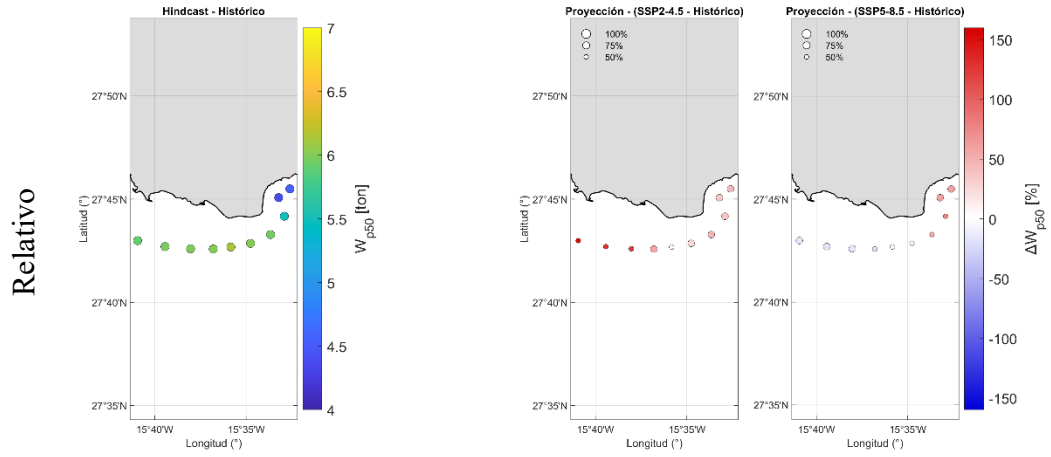
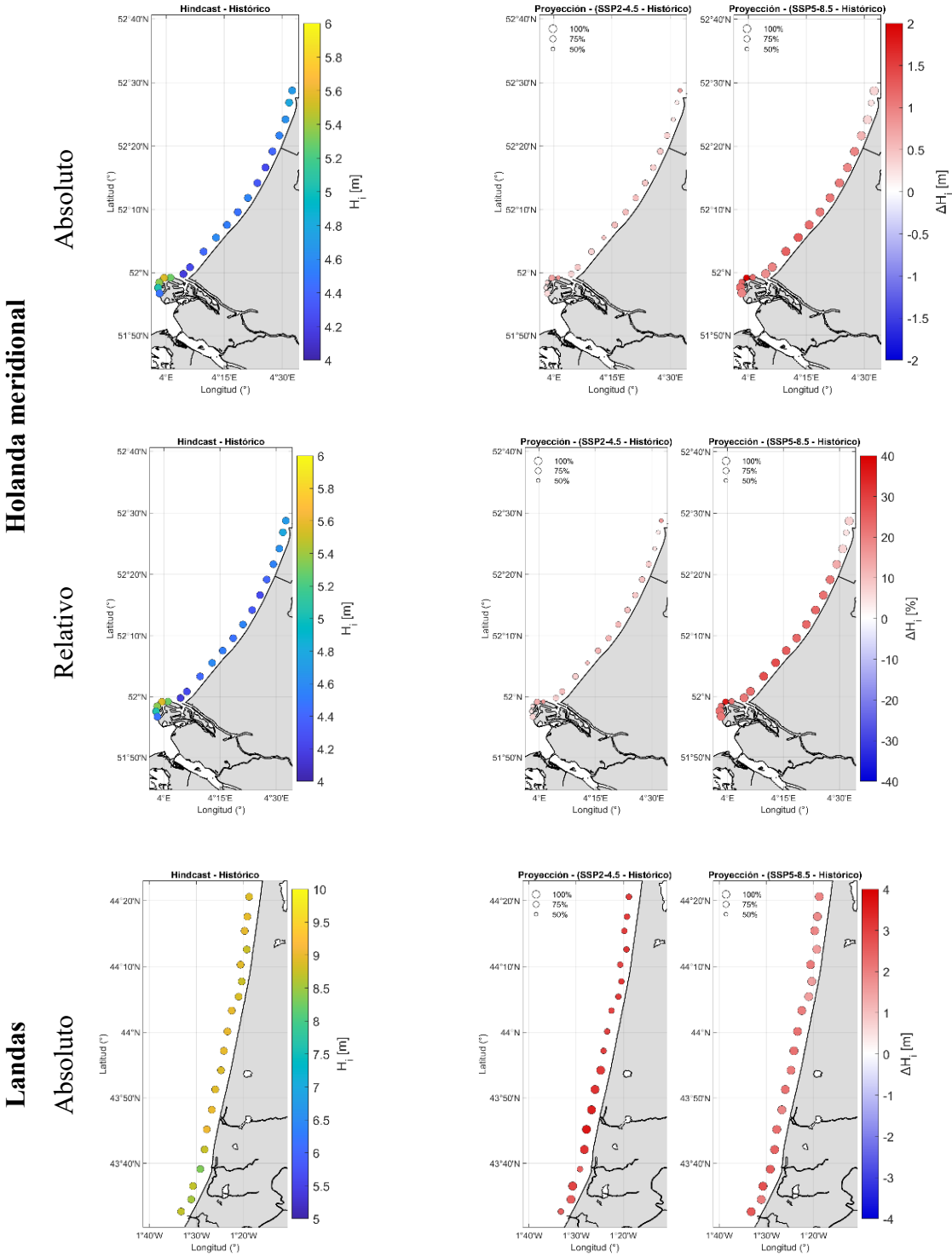


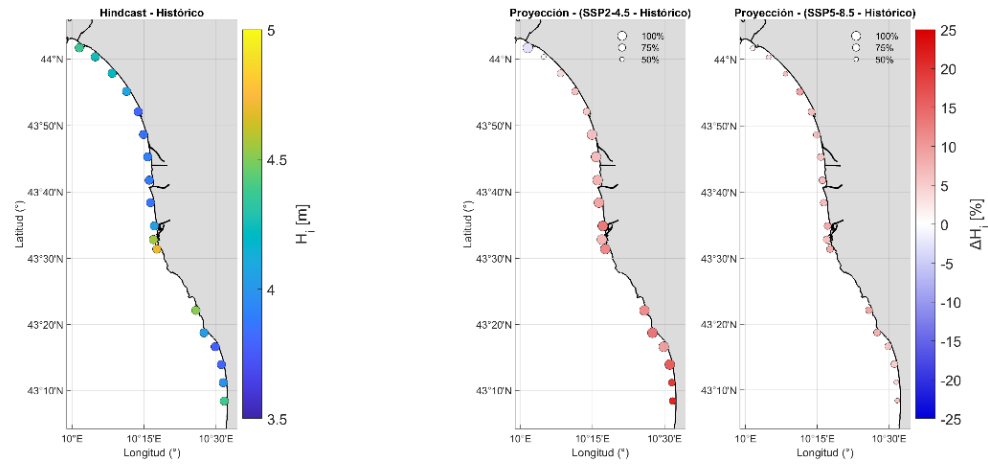
Figura II.2 W_{p50} para las cinco zonas de estudio en el siguiente orden: Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas. En cada zona de estudio se muestran la W_{p50} del clima presente junto con los cambios dabsolutos (arriba) y relativos (abajo) de W_{p50} obtenidos de las proyecciones para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

II.II. Resultados cambio en H_i

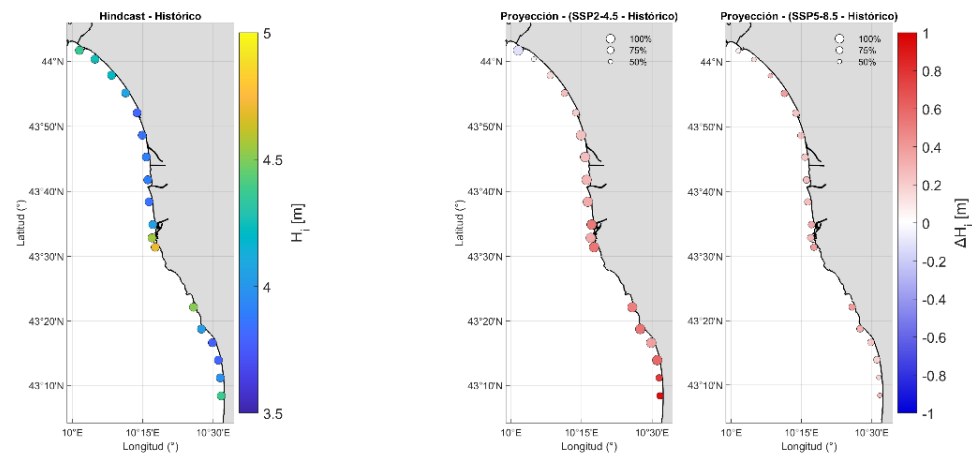


Toscana

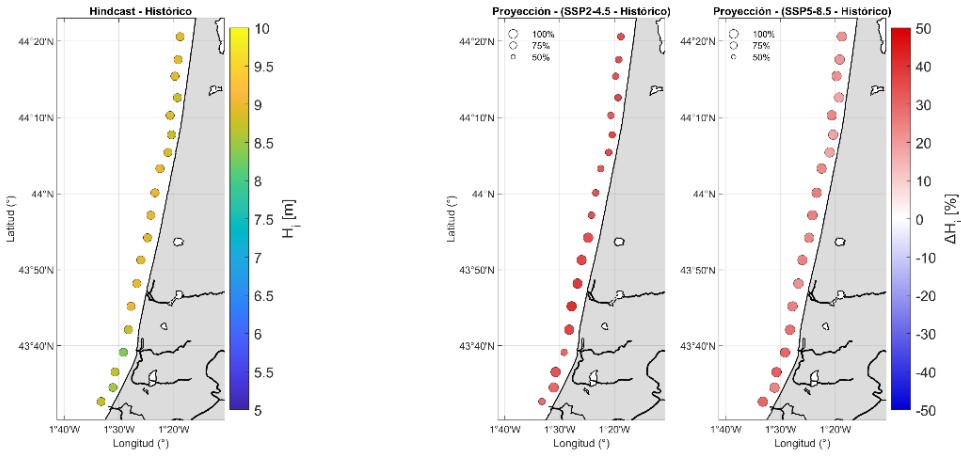
Relativo



Absoluto

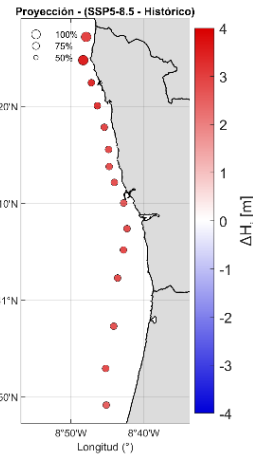
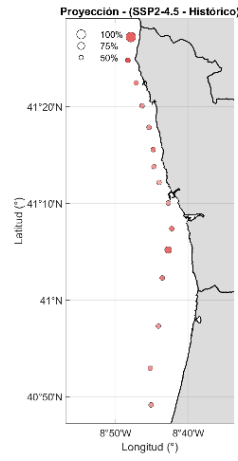
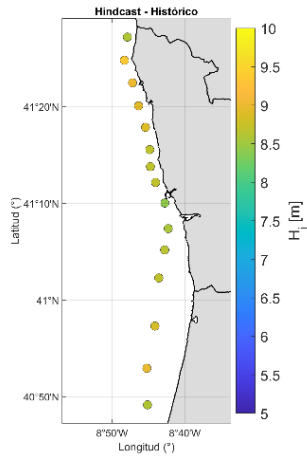


Relativo

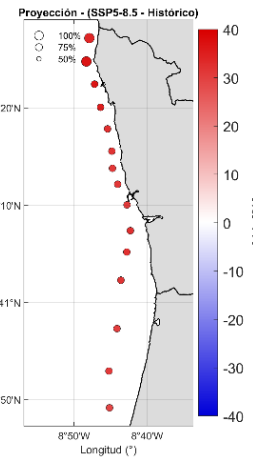
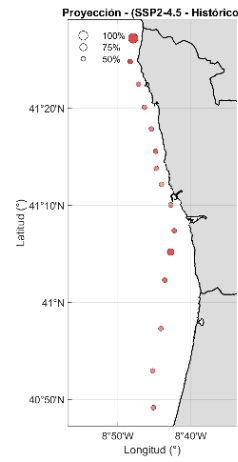
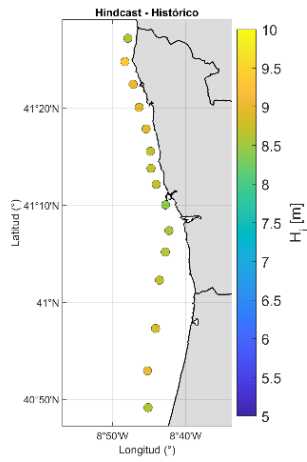


Oporto

Absoluto

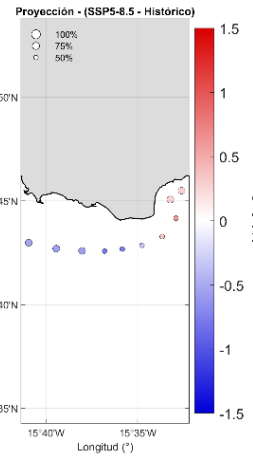
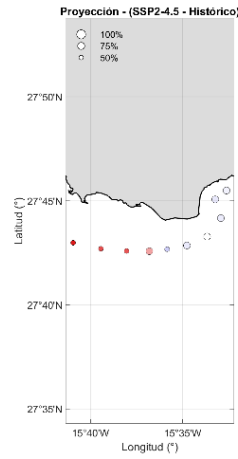
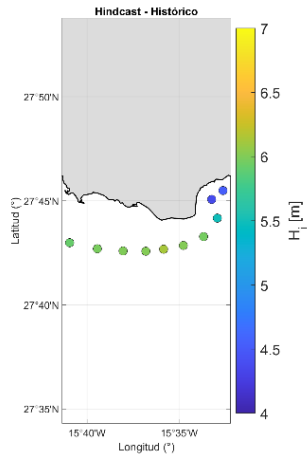


Relativo



Maspalomas

Absoluto



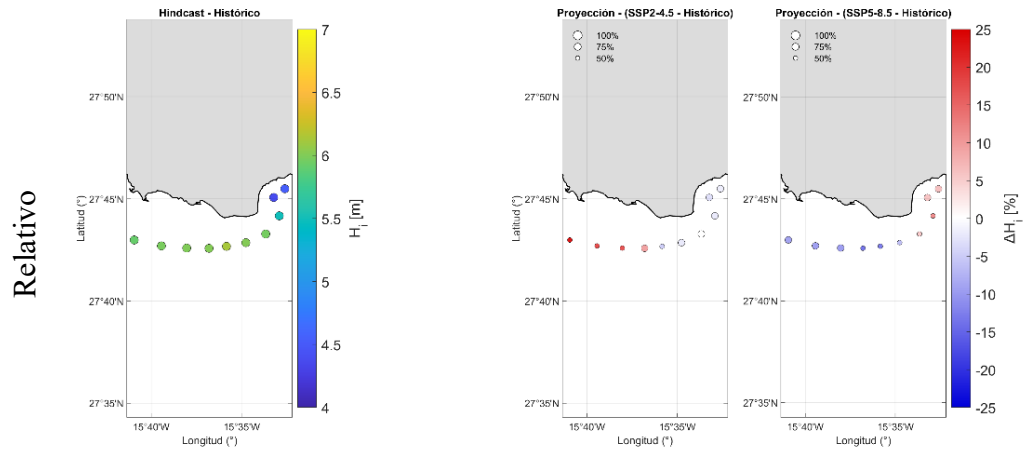
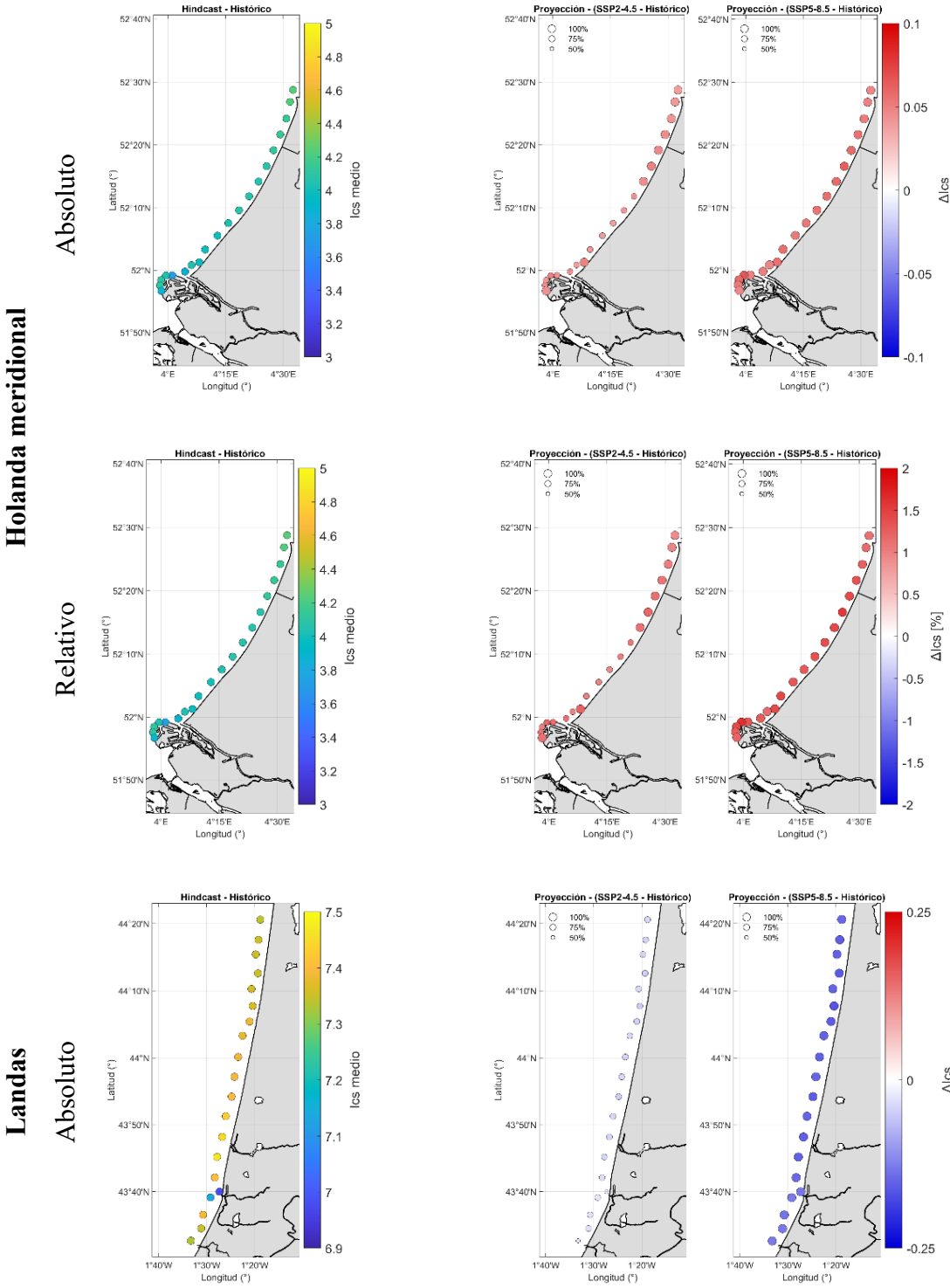


Figura H_i para las cinco zonas de estudio en el siguiente orden: Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas. En cada zona de estudio se muestran la H_i del clima presente junto con los cambios dabsolutos (arriba) y relativos (abajo) de H_i obtenidos de las proyecciones para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

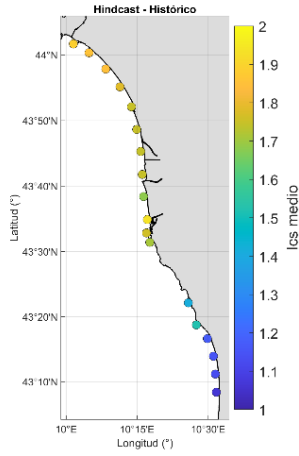
ANEXO III. INDICADOR DE SURFEABILIDAD: ESTADOS DE MAR Y TIPO DE ROTURA

III.I. Resultados cambio en I_{cs} medio

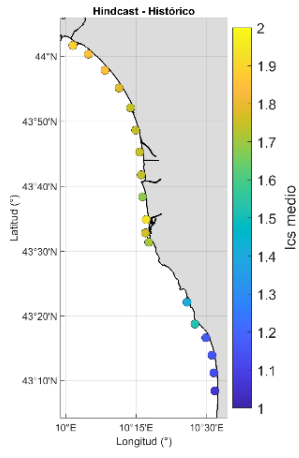


Toscana

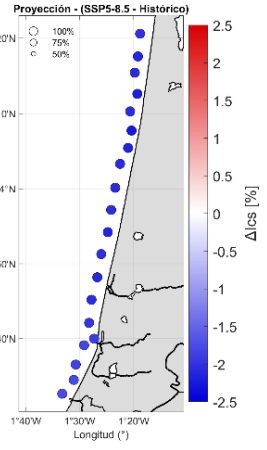
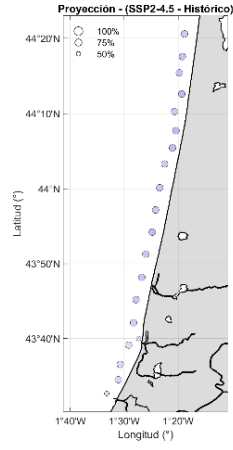
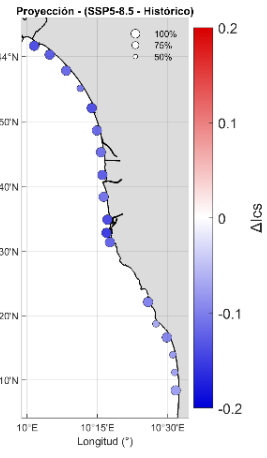
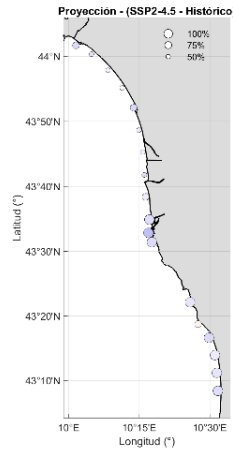
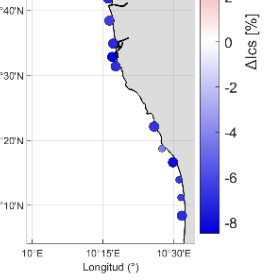
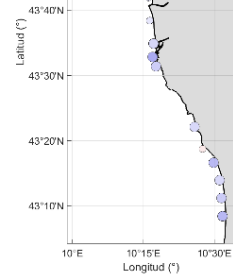
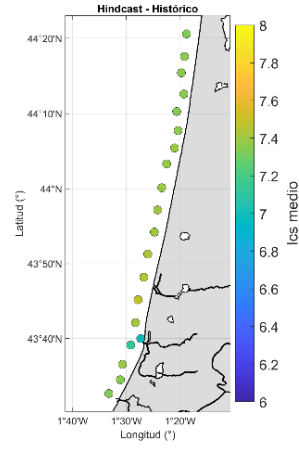
Relativo



Absoluto

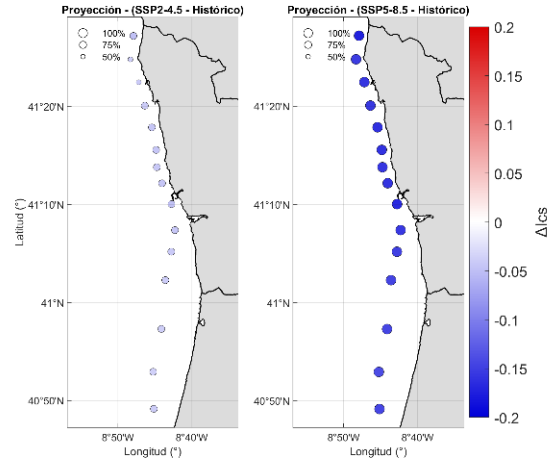
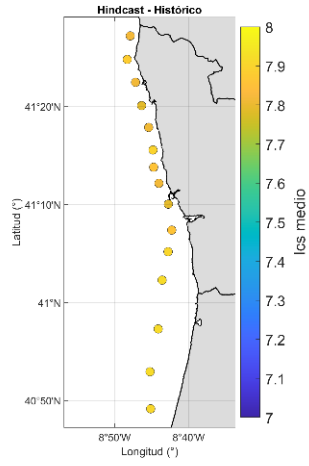


Relativo

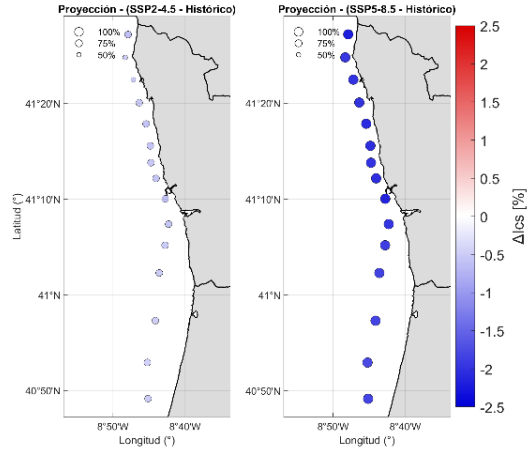
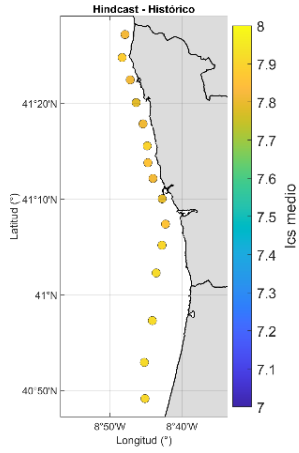


Oporto

Absoluto

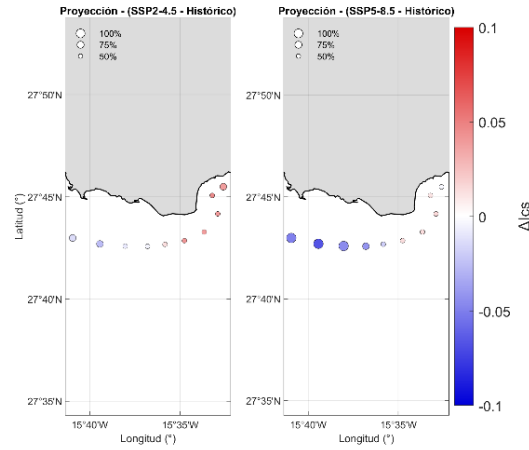
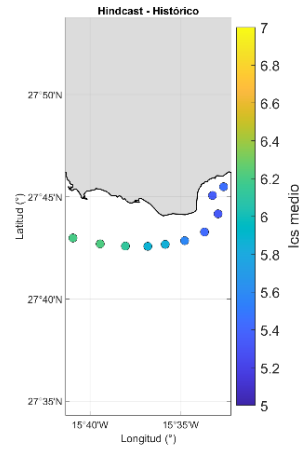


Relativo



Maspalomas

Absoluto



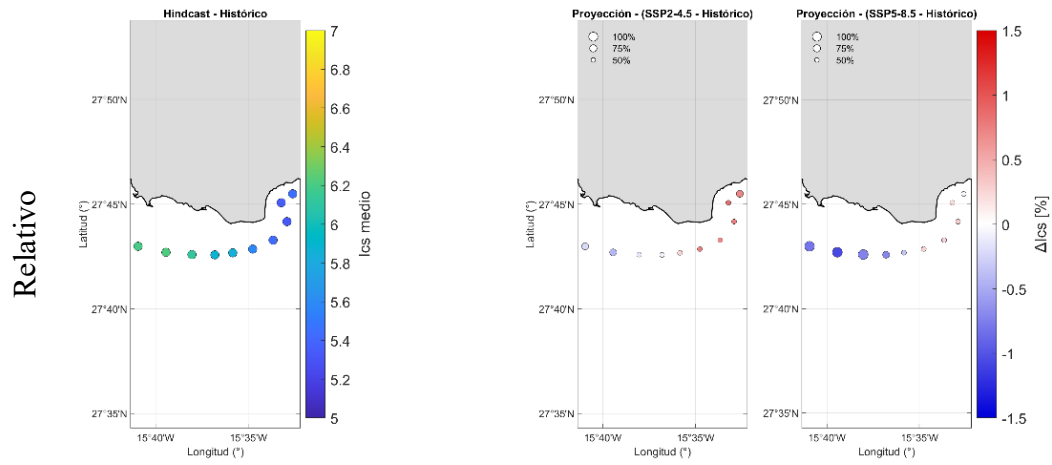


Figura I_{cs} medio para las cinco zonas de estudio en el siguiente orden: Holanda Meridional, Landas, Toscana, Oporto y Maspalomas. En cada zona de estudio se muestran la I_{cs} del clima presente junto con los cambios dabsolutos (arriba) y relativos (abajo) de I_{cs} obtenidos de las proyecciones para los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.