

UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS Y TÉCNICAS
DEL AGUA Y DEL MEDIO AMBIENTE

TESIS DOCTORAL

ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE VALORES
EXTREMOS DE OLEAJE

Presentada por: CRISTINA IZAGUIRRE LASA

Dirigida por: FERNANDO J. MÉNDEZ INCERA
IÑIGO J. LOSADA RODRIGUEZ

Octubre 2010

CAPITULO 5

ANÁLISIS DEL CLIMA MARÍTIMO EXTREMAL EN AGUAS SOMERAS

5.1 Introducción

Hasta ahora el estudio del clima marítimo extremal se ha centrado en aguas profundas, sin embargo, el conocimiento de la variabilidad climática del clima marítimo extremal en profundidades reducidas es necesario y esencial para completar el estudio.

A medida que el oleaje se acerca a la costa y la profundidad del fondo va disminuyendo se producen una serie de procesos físicos tales como difracción, refracción,

asomeramiento y por último rotura. Estos fenómenos disipan la energía del oleaje, el cual sufre una serie de transformaciones como disminución en la altura de ola, cambio de dirección o concentración, que producen una variación del clima marítimo respecto a profundidades indefinidas.

El conocimiento del clima marítimo extremal en profundidades reducidas es esencial para el desarrollo de todo tipo de actuaciones en la costa. En el ámbito de la gestión costera, la delimitación de dominios públicos o desarrollo de planes frente a inundaciones requieren de un buen conocimiento del clima marítimo extremal en aguas someras. De igual manera, en el diseño de diques en la ingeniería de costas la información del clima marítimo extremal es esencial para la optimización del diseño. Desde el punto de vista ecológico, el conocimiento detallado del clima marítimo extremal es necesario en lo que respecta a recuperación de ecosistemas, estudio de marisqueñas o de colonias bentónicas.

Por estas razones en este capítulo se presenta una metodología integral para la transferencia del oleaje desde aguas indefinidas a la costa y el estudio de la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo extremal en aguas someras. Además la metodología se ha aplicado en el Golfo de Cádiz y en la costa mediterránea española, donde se ha estudiado la variación espacial y temporal de la altura de ola extremal.

5.2 Metodología para el estudio del clima marítimo extremal en aguas someras

La metodología aplicada para la obtención y estudio de la altura de ola extremal está condicionada por los datos de partida del oleaje. Como ya se ha comentado en el Capítulo 2, la necesidad de disponer de registros de oleaje con suficiente cobertura espacial y temporal, para poder caracterizar adecuadamente el clima marítimo extremal a lo largo de toda la costa de interés, implica la utilización de datos de reanálisis del oleaje.

Estos datos generados numéricamente requieren ser calibrados para corregir las limitaciones de los modelos numéricos. Por otro lado, los modelos numéricos de generación del oleaje a partir de forzamientos atmosféricos no simulan de forma

adecuada el oleaje en aguas someras debido a que no incorporan procesos relevantes en profundidades reducidas. Por tanto, los datos de reanálisis en aguas profundas deben ser trasladados hasta la costa mediante modelos numéricos de propagación para poder definir el clima marítimo en aguas someras. Estas bases de datos están formadas por datos horarios con una longitud temporal grande (en este caso se ha utilizado el reanálisis GOW 2.1 de IH Cantabria para el Mediterráneo con 20 años y, por lo tanto, casi 200000 estados de mar) lo que supone un número inviable, desde el punto de vista computacional, de propagaciones. Por tanto, para simplificar el trabajo de propagación del oleaje, es necesario aplicar algoritmos matemáticos que seleccionen un número reducido de estados de mar representativos del clima marítimo en indefinidas (Camus, 2009). Este clima marítimo en aguas profundas se define por una serie de nodos de reanálisis del oleaje y los campos de viento asociados para tener en cuenta la variabilidad espacial del oleaje y la generación local de oleaje por viento. Cada situación del clima marítimo en aguas profundas queda descrita mediante un gran número de parámetros lo que implica trabajar con datos multidimensionales. En consecuencia, las técnicas de selección deben ser capaces de trabajar con datos con una elevada dimensionalidad.

Posteriormente, estos estados de mar seleccionados se propagan mediante modelos numéricos de propagación que permiten determinar las características del oleaje en puntos objetivo cercanos a la costa. A partir de los resultados de la propagación de estos casos seleccionados y mediante técnicas de interpolación adecuadas a la dimensionalidad de los datos y resultados, se reconstruyen las series temporales de los distintos parámetros del oleaje necesarios para la caracterización de los recursos energéticos.

Por tanto, la metodología integral que aquí se presenta comprende los siguientes pasos (Figura 5.1): a) análisis de las bases de datos de oleaje disponibles; b) definición de las mallas; c) calibración de los datos de reanálisis en profundidades indefinidas utilizando datos de satélite; d) clasificación y selección de los estados de mar a propagar; e) propagación de los estados de mar seleccionados; f) reconstrucción de la serie temporal en el punto objetivo; g) validación con boyas y h) caracterización del clima marítimo extremal: variabilidad espacial y temporal. La aplicación de la metodología se muestra con un ejemplo para el Golfo de Cádiz.

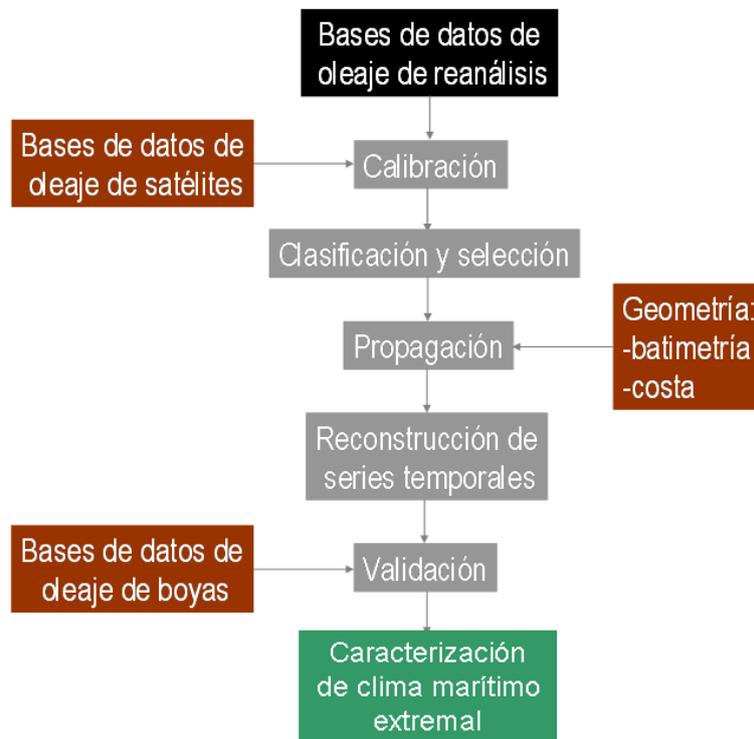


Figura 5.1 Metodología para la transferencia de oleaje de aguas profundas a aguas someras y caracterización del clima marítimo extremal

5.2.1 Bases de datos utilizadas

La fase completa de transferencia de oleaje de aguas profundas a aguas someras requiere de datos de oleaje para la propagación y validación (datos de reanálisis y datos instrumentales), datos de viento y datos de batimetría. A continuación se describen cada una de las bases de datos utilizadas.

5.2.1.1 Batimetrías

La información sobre el fondo marino es clave en cualquier estudio de propagación del oleaje. En su viaje hacia la costa el oleaje está condicionado por los forzamientos a los que es sometido y por las irregularidades del fondo marino y la costa. En profundidades indefinidas son importantes las irregularidades a gran escala, como cañones o grandes cabos. Sin embargo, cuando el oleaje llega a profundidades intermedias y reducidas su comportamiento es un reflejo de la batimetría.

En este estudio se han utilizado dos bases de datos de batimetría. Por un lado la batimetría global *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) y por otro las cartas náuticas del litoral español disponibles en la base de datos BACO (IH Cantabria).

La batimetría GEBCO es una batimetría global con resolución de 1 minuto disponible en el British Oceanographic Data Centre (BODC). Ha sido realizada a partir de la combinación de datos de calidad contrastada procedentes de sondas de barcos y satélite.

Las batimetrías proporcionadas por las cartas náuticas son de gran utilidad puesto que completan con detalle, para el litoral español, la batimetría global. El ensamblaje de ambas bases de datos se ha llevado a cabo tomando como referencia el 0 de la carta náutica correspondiente. La Figura 5.2 muestra la batimetría utilizada.

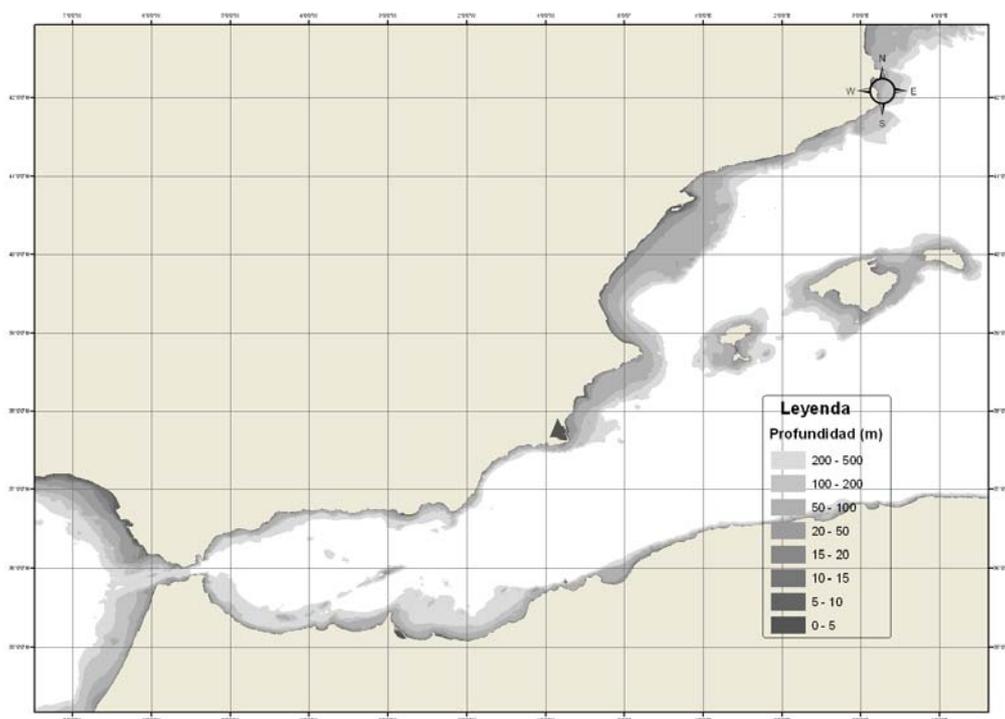


Figura 5.2 Batimetría utilizada

5.2.1.2 Bases de datos instrumentales

Los datos instrumentales pueden clasificarse en instrumentales in situ, en los que el instrumento de medida se encuentra en el mar, y en instrumentales remotos, en los que el aparato de medida se sitúa fuera del agua y cuyo principio básico es recibir las

reflexiones de la superficie del mar de la luz visible, infrarroja o la energía de radar. Las técnicas in situ miden la evolución de la superficie del mar en un punto, en cambio muchos de los instrumentos remotos registran grandes áreas instantáneamente o en un corto periodo de tiempo. A continuación se describen las boyas de medida del oleaje y los mareógrafos para la medida del nivel del mar (técnicas in situ); y los datos de altímetro de satélite (instrumentales remotos).

Boyas de medida de oleaje

Las boyas utilizadas en este estudio han sido las pertenecientes a las redes de aguas profundas (REDEXT) y aguas costeras (REDCOS) del Organismo Público Puertos del Estado (OPPE). Además también se han utilizado el conjunto de datos de la red XIOM (Xarxa d'Instrumentes Oceanogràfics i Meteorològics), propiedad de la Generalitat de Catalunya, una red compuesta por un conjunto de boyas situadas a lo largo de la costa catalana. En la Figura 5.3 se muestra la localización de las boyas utilizadas en el estudio.

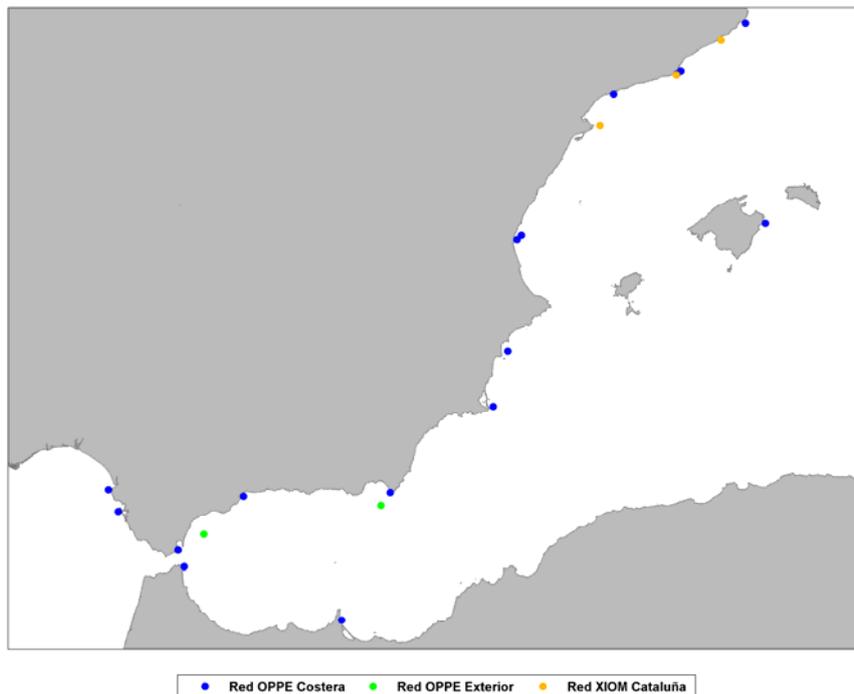


Figura 5.3 Localización de las boyas utilizadas en el estudio

A modo de ejemplo, en la Figura 5.4 se muestran las series temporales de H_s , T_m , T_p y θ_m de la boya de Tordera de la red XIOM.

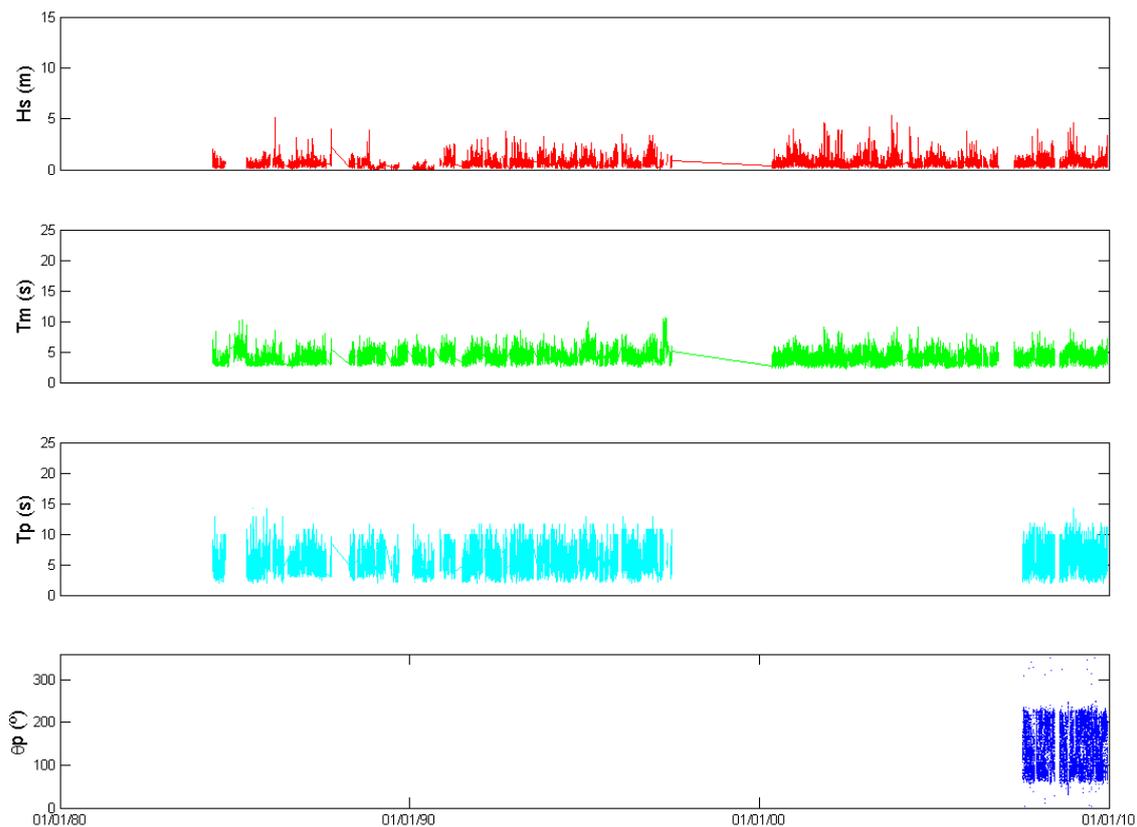


Figura 5.4 Series temporales horarias de altura de ola significativa, periodo medio, periodo de pico y dirección del pico de la boya de Tordera

Datos de altímetro de satélite

Los datos de satélite utilizados en este estudio tienen como función la calibración de los datos de oleaje de reanálisis numérico. Se han utilizado los datos procedentes de las misiones TOPEX, TOPEX 2, Jason, Envisat y Geosat Follow-On (GFO) entre los años 1992 y 2008. En la Figura 5.5 se puede ver la distribución espacial de las bases de datos utilizadas.



Figura 5.5 Distribución espacial de diversas bases de datos de satélites

Mareógrafos

Para determinar el nivel del mar, se dispone de la red de mareógrafos REDMAR del Organismo Público de Puertos del Estado. La Red de Mareógrafos REDMAR está en funcionamiento desde 1992. El objetivo es la monitorización del nivel del mar en tiempo real y la generación de series históricas para su posterior explotación. También se dispone de los datos de la red de mareógrafos XIOM (Xarxa d'Instruments Oceanogràfics i Meteorològics), propiedad de la Generalitat de Catalunya.

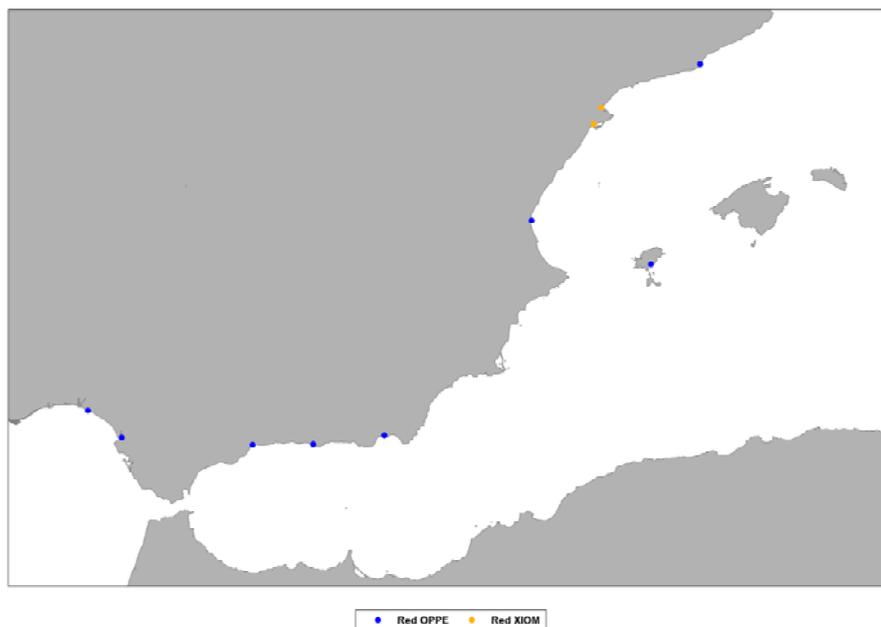


Figura 5.6 Localización de los mareógrafos utilizados en este trabajo

Cada puerto define un nivel de referencia o cero conveniente para la realización de obras, dragados, etc que se conoce con el nombre de “cero del puerto” y que normalmente coincide con la mínima bajamar. En las propagaciones en el Golfo de Cádiz se ha utilizado 3 niveles, referenciados al cero del puerto de Huelva y Cádiz, a partir de los cuales se interpolan los demás. Estos niveles del mar han sido:

- Bajamar: nivel 0 m, coincidente con el Cero del Puerto (C.P.).
- Media marea: correspondiente al nivel medio del mar.
- Pleamar máxima viva equinoccial.

A partir de los datos de los distintos mareógrafos de la red de Puertos del Estado se realiza un análisis armónico de la marea que permite obtener las componentes más relevantes. Con la información de las componentes armónicas, se puede generar la serie temporal que abarca el mismo periodo de tiempo (1989-2008) que los datos de reanálisis de la base de datos GOW.

El nivel de la marea se calcula como la suma de las componentes armónicas a través de la ecuación:

$$\eta = a_0 + \sum_{i=1}^8 a_i \cos(\omega_i t - \phi_i) \quad (5.1)$$

donde:

- η es la cota del nivel del mar
- a_0 es el nivel medio respecto al cero del puerto
- a_i es la amplitud de la i -ésima componente
- ω_i es la frecuencia de la i -ésima componente
- t es el tiempo
- ϕ_i es la fase de la i -ésima componente

En las propagaciones del Mediterráneo no se ha tenido en cuenta la marea (ya que la carrera de marea es despreciable frente al oleaje), por lo que el nivel de referencia ha sido la bajamar.

5.2.1.3 Bases de datos numéricas

Reanálisis atmosférico

El reanálisis atmosférico utilizado en este estudio está constituido por el reanálisis atmosférico regional *SeaWind 2* (IH Cantabria) con salidas de viento medio y máximo a 10 m de superficie y de presión atmosférica a nivel del mar. La resolución temporal es horaria y la resolución espacial de 15 km (malla en proyección cónica Lambert). Cubre el período de tiempo 1989-2009.

Por un lado, estos campos de vientos han sido los forzamientos utilizados en el reanálisis de oleaje en el Mediterráneo y Golfo de Cádiz (GOW 2.1), y además se han utilizado en la transferencia del oleaje de aguas profundas a aguas someras como forzadores de oleaje por viento.

Reanálisis de oleaje

Los datos de reanálisis de oleaje utilizados en este estudio han sido los procedentes de la base GOW 2.1 de IH Cantabria. Las características de este reanálisis son una resolución horaria en el período 1989-2009 y resolución espacial de 0.125°.

El reanálisis GOW está realizado a partir del modelo numérico *Wave Watch III* (descrito en el Capítulo 2), que tiene como limitación su incapacidad para simular los efectos de propagación del oleaje en profundidades reducidas tan eficazmente como otros modelos. Por este motivo, los resultados de las simulaciones realizadas con el WW III han sido utilizados como condiciones iniciales de las simulaciones con el modelo de propagación de oleaje SWAN. El modelo SWAN está también basado en la conservación de acción de onda, pero ha demostrado resolver más eficazmente los fenómenos que afectan al oleaje en profundidades reducidas.

5.2.2 Definición de las mallas

Con el objetivo de realizar una transferencia del oleaje de aguas profundas a aguas someras más fidedigna, se ha hecho uso de los espectros direccionales de la energía del oleaje. Estos espectros se han obtenido en una serie de puntos localizados en aguas profundas a lo largo del litoral español, en la generación de base de datos GOW. Por tanto, se transfiere el oleaje hasta la costa partiendo de unas condiciones de contorno del oleaje definidas por estos espectros direccionales y mediante el anidamiento de un modelo de propagación del oleaje. La aplicación de un modelo de propagación requiere la definición de una malla de computación que se extiende desde la posición de los datos del oleaje en aguas profundas hasta la costa, en este caso en los puntos en los que se dispone de los espectros de la base de datos GOW. En este estudio, se han considerado una serie de mallas para poder abarcar todo el litoral español. En cada una de las mallas mostradas en la Figura 5.7 se aplica la metodología de propagación propuesta, que conlleva la calibración de los datos en aguas profundas, la selección de una serie de casos representativos, la propagación de estos casos y la reconstrucción de la serie temporal para la caracterización posteriormente del régimen extremal.

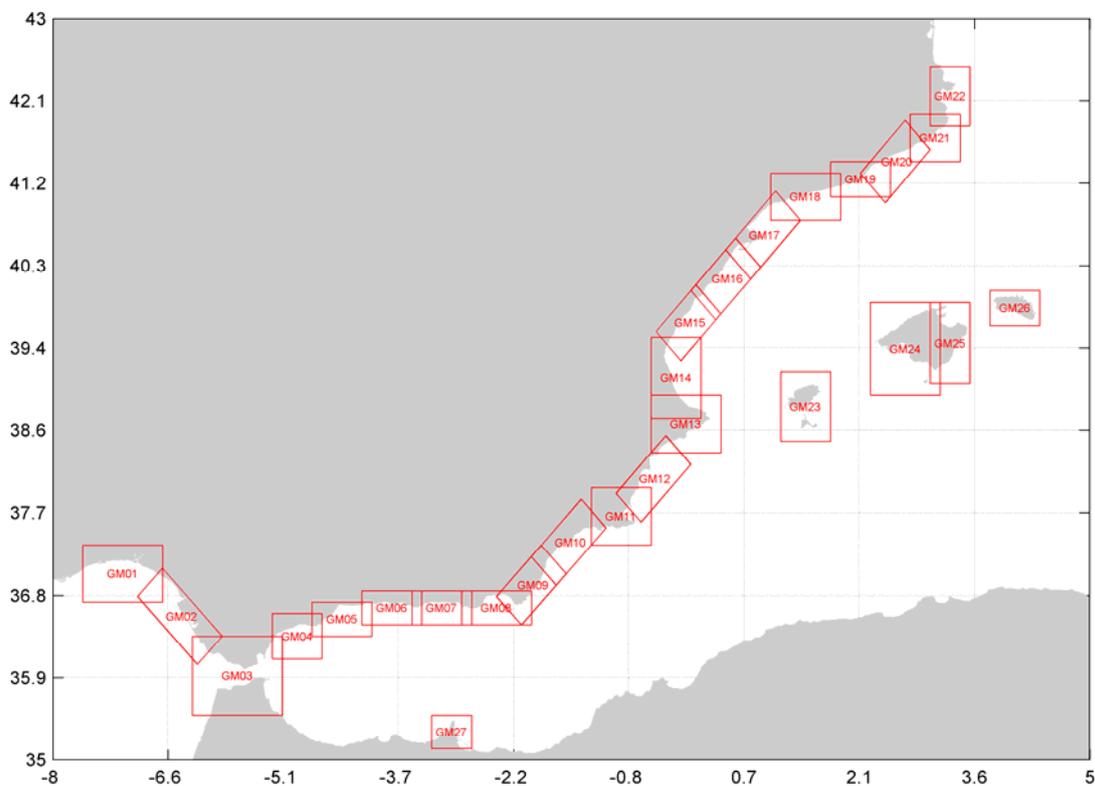


Figura 5.7 Mallas de propagación

La propagación del oleaje desde aguas profundas a aguas someras se realiza mediante el modelo numérico de propagación SWAN (*Simulating WAaves Nearshore*) desarrollado por Delft University of Technology. Cada una de las situaciones de oleaje a propagar está definida por unas condiciones de contorno, que vienen dadas por los datos de oleaje de la base de datos GOW, y forzadas por unos campos de viento procedentes de la base de datos de reanálisis atmosférico.

La zona de estudio (Golfo de Cádiz y Mar Mediterráneo), debido a su configuración de mar local, cuenta con unas condiciones de oleaje formados en su mayor parte por vientos más locales (componente *sea*), y en menor medida por oleajes de tipo *swell* que, en la mayoría de los casos, no llegan a estar completamente desarrollados. Esta característica del oleaje en el mar Mediterráneo supone una mayor variabilidad espacial. Por tanto, estas características del clima marítimo han condicionado la selección de mallas de cálculo del modelo de propagación. Se ha considerado un único tamaño de malla para transferir el oleaje desde aguas profundas a aguas someras (Mallas GM) con una resolución espacial de $0.0025^\circ \times 0.0025^\circ$ ($0.28 \text{ km} \times 0.28 \text{ km}$), ver Figura 5.7.

5.2.3 Calibración de la base de datos de oleaje

Como ya se ha explicado, las bases de datos obtenidas numéricamente presentan ciertas desviaciones con respecto a los datos instrumentales, por lo que se hace imprescindible su calibración antes de su utilización. A continuación, se describe el proceso metodológico seguido para la calibración, basado en Tomás (2009), para lo que se utiliza la información de datos instrumentales de diferentes misiones de satélites.

La calibración se ha llevado a cabo para cada punto del contorno en el cual se introduce el espectro de oleaje para la propagación. En la Figura 5.8 se muestra la totalidad de los puntos a los cuales se les ha aplicado la corrección.

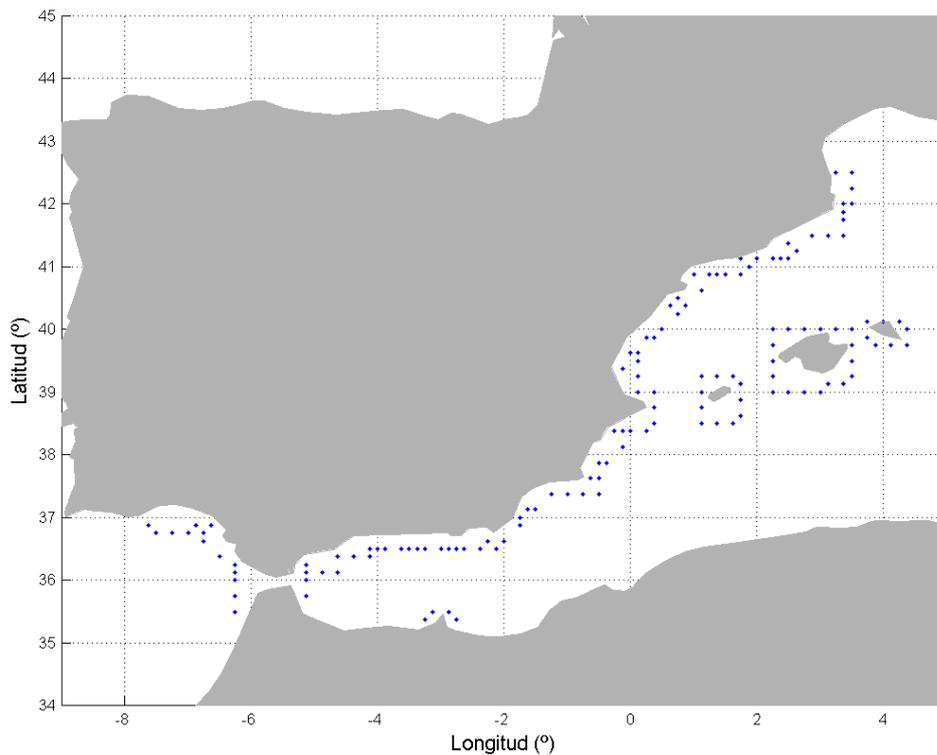


Figura 5.8 Puntos calibrados

Antes de calibrar el punto es necesario decidir con qué datos instrumentales se va a llevar a cabo la corrección. Los datos de satélite elegidos para cada punto son los que se encuentran en un área delimitada alrededor del punto. Este área se define según un criterio de rayos lanzados a partir del punto objeto de calibración, de forma que elimina los datos de satélite que puedan estar apantallados por tierra. Debido a la variabilidad espacial del oleaje en la zona de estudio, el radio seleccionado es de 1º. En la Figura 5.9 se muestran los puntos de satélite escogidos para la calibración de un punto señalado en Ibiza.

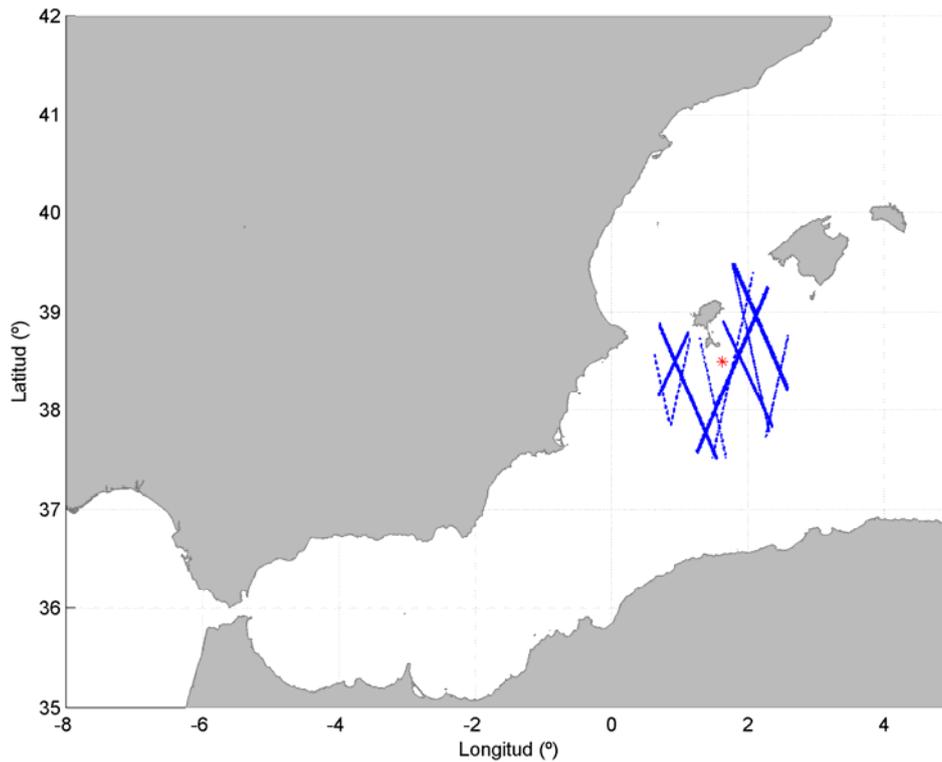


Figura 5.9 Datos de satélite (puntos azules) utilizados para la calibración de un punto de Ibiza (punto rojo)

Una vez seleccionada la zona de datos de satélite, el siguiente paso consiste en extraer de la base de datos GOW los parámetros (H_s, θ_m) correspondientes a cada dato de satélite (definido por su posición e instante). De esta manera se obtiene un conjunto de N datos, definidos como $\{H_{s,sat(i)}, H_{s,GOW(i)}, \theta_{m,GOW(i)}\}$.

A partir de los pares de datos temporales GOW/satélite se lleva a cabo una calibración direccional de las alturas de ola. Esto es debido a que al discretizar un registro de oleaje de reanálisis según sectores de procedencia del oleaje, y comparar en cada sector el registro instrumental con el registro simulado, es fácil apreciar que el modelo simula más acertadamente unas direcciones que otras. A su vez, dentro de un mismo sector direccional, los errores que comete el modelo dependen en gran medida de la altura de ola, H_s .

Una vez obtenidos los pares de datos de H_s junto con las direcciones, se han agrupado por direcciones según sectores direccionales de 22.5° de amplitud. Para cada subconjunto de pares de datos se ha procedido a realizar un ajuste cuantil-cuantil en base a 20 cuantiles equiespaciados en la escala de Gumbel de máximos. Esta

discretización se emplea para tratar de dar el mismo peso a los datos en todo el rango de variación de la altura de ola, de forma que los regímenes medio-bajo, mucho más frecuentes, no enmascaren los temporales. La ecuación seleccionada para el ajuste es la siguiente:

$$H_{s,c} = \begin{cases} a(\theta)d(\theta)^{b(\theta)-1} H_{s,GOW} & \text{si } H_{s,GOW} \leq d(\theta) \\ a(\theta)H_{s,GOW}^{b(\theta)} & \text{si } H_{s,GOW} > d(\theta) \end{cases} \quad (5.2)$$

donde $H_{s,c}$ es la altura de ola significativa corregida, $H_{s,GOW}$ es la altura de ola significativa de reanálisis, $a(\theta)$ y $b(\theta)$ son los coeficientes que dependen de la dirección de procedencia del oleaje y $d(\theta)$ es la altura de ola límite, por debajo de la cual la calibración es lineal. Nótese que la calibración es lineal para el régimen medio-bajo, y potencial a partir del umbral definido por el parámetro $d(\theta)$ pero hay una continuidad en la calibración. Esto da más flexibilidad al modelo para calibrar mejor en todas las ramas del régimen de altura de ola.

La selección de los cuantiles en sectores de 22.5° se hace desplazando éstos grado a grado, de forma que se obtiene una variación suave de los cuantiles a lo largo de la circunferencia. En la Figura 5.10 se puede ver la representación de los cuantiles seleccionados por direcciones para las alturas de ola GOW (panel izquierdo) y para las alturas de ola satélite (panel derecho) en el punto de Ibiza.

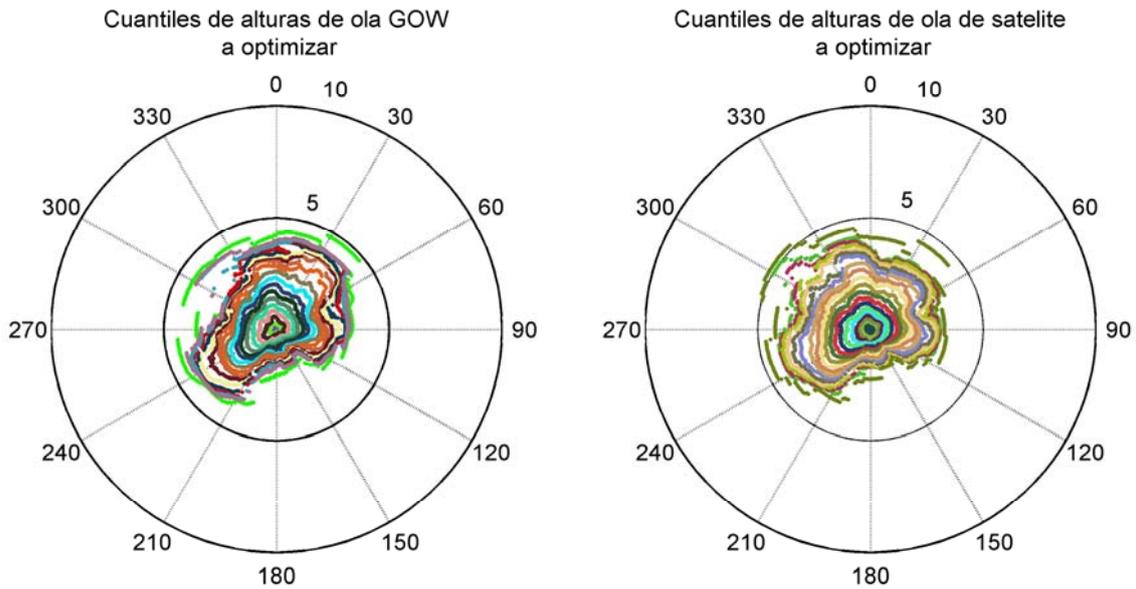


Figura 5.10 Cuantiles de altura de ola seleccionados para la calibración en el punto de Ibiza

Ambos gráficos aportan información sobre los principales cuantiles de altura de ola a calibrar con base en la dirección de procedencia del oleaje. Así se puede ver que los oleajes a calibrar en Ibiza son muy variados, con direcciones más energéticas del suroeste y el nordeste.

Las variaciones en los valores que van adoptando los coeficientes a , b y d a lo largo de la rosa de direcciones posibles, se obtienen suponiendo que se produce una variación suave mediante un *spline*, de forma que una vez evaluados los coeficientes y alturas de ola límites del tramo lineal cada 22.5 grados, los valores correspondientes asociados a cualquier otra orientación se obtienen interpolando mediante una expresión cúbica. De esta forma se puede expresar cada coeficiente como:

$$\begin{aligned}
 a(\theta_i) &= a_j + x_j^a(\theta_i - \theta_j) + y_j^a(\theta_i - \theta_j)^2 + z_j^a(\theta_i - \theta_j)^3 \\
 b(\theta_i) &= b_j + x_j^b(\theta_i - \theta_j) + y_j^b(\theta_i - \theta_j)^2 + z_j^b(\theta_i - \theta_j)^3 \\
 d(\theta_i) &= d_j + x_j^d(\theta_i - \theta_j) + y_j^d(\theta_i - \theta_j)^2 + z_j^d(\theta_i - \theta_j)^3
 \end{aligned}
 \tag{5.3}$$

donde θ_i es el ángulo de procedencia del oleaje $0 \leq \theta_i \leq 360$, y θ_j es la dirección en la que se conocen los parámetros a_j , b_j y d_j del *spline*, y los demás parámetros son los necesarios para que la variación sea suave a lo largo de toda la circunferencia.

De este modo conociendo la dirección media de propagación de un estado de mar resultan conocidos los coeficientes a , b y d que hay que aplicar a $H_{s,GOW}$ para obtener $H_{s,C}$.

Al llevar a cabo esta metodología con los puntos mostrados en la Figura 5.8, con un total de 24750 para el punto de Ibiza, se obtienen los valores de los coeficientes de calibración mostrados en la Figura 5.11.

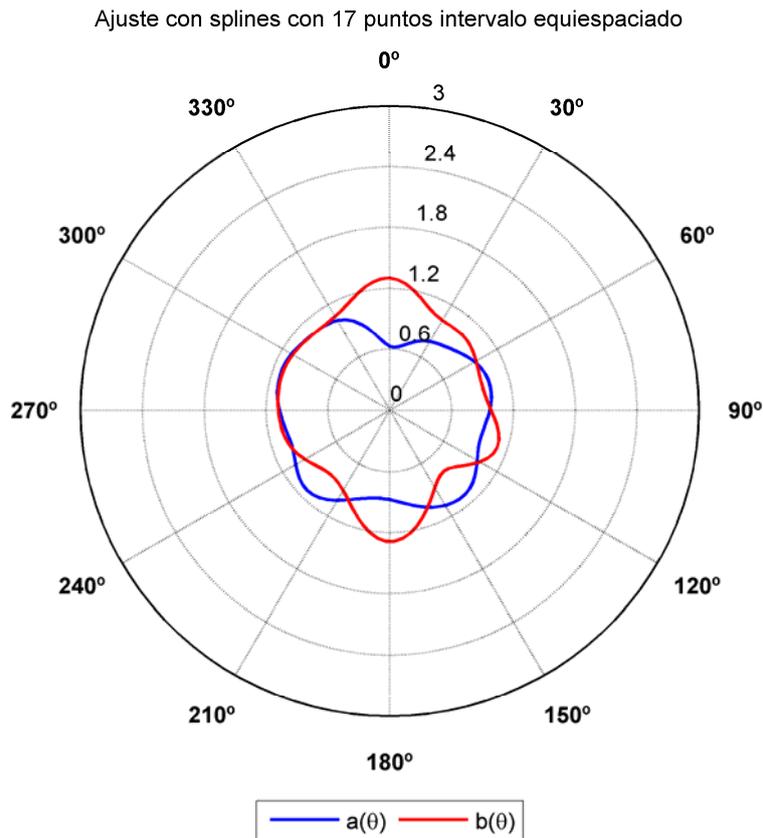


Figura 5.11 Rosa de calibración de H_s obtenida para GOW en el punto seleccionado de Ibiza

Como puede verse en la Figura 5.11, los coeficientes a y b calculados van adoptando valores comprendidos entre distintos rangos en función de la dirección. Las líneas se corresponden con los splines interpolados. La variación resulta ser suave, lo que indica

que las desviaciones (o errores) de la base de datos GOW varían en función de la dirección de procedencia del oleaje. Este error está asociado principalmente a errores sistemáticos en la definición del forzamiento de viento (Tomás et al., 2008).

A continuación, se muestran los gráficos cuantil-cuantil de altura de ola significativa, H_s , de los datos de la serie GOW original y calibrada (Figura 5.12). Como se puede apreciar las mejoras con la calibración son evidentes ya que los puntos calibrados están mucho más próximos a la bisectriz que los datos de reanálisis. Se puede ver como el modelo sobreestima los valores de altura de ola por encima de los 2.5 m. Mediante la calibración esta tendencia se corrige, obteniendo valores próximos a la diagonal, es decir, de acuerdo con la información instrumental.

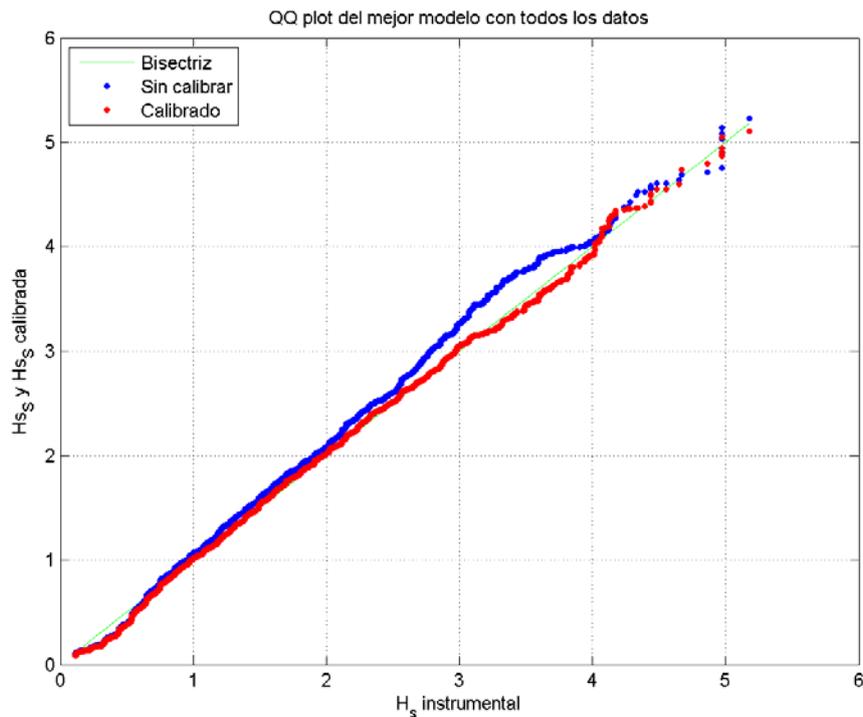


Figura 5.12 Diagramas QQplot con las alturas de ola instrumentales (satélite) versus GOW calibrado y sin calibrar. Punto de Ibiza

La gran ventaja de calibrar direccionalmente la altura de ola significativa radica en el hecho de que no todos los estados de mar del reanálisis necesitan la misma corrección, de esta manera se consigue homogeneizar la calidad del reanálisis del oleaje.

Por último, en la Figura 5.13 se muestra el valor medio del coeficiente de corrección ($k = \frac{H_{s,c}}{H_{s,GOW}}$) por direcciones e intervalos de altura de ola de 0.25 m. Se puede ver como todas las direcciones muestran una corrección suave y en torno a 1. Los oleajes procedentes del norte y nordeste están ligeramente sobreestimados, teniendo que reducirlos multiplicándolos por un coeficiente próximo a 0.8. Sin embargo, los oleajes procedentes del sector oeste son multiplicados por valores en torno a 1.1, aumentando de esta manera los datos obtenidos por el GOW.

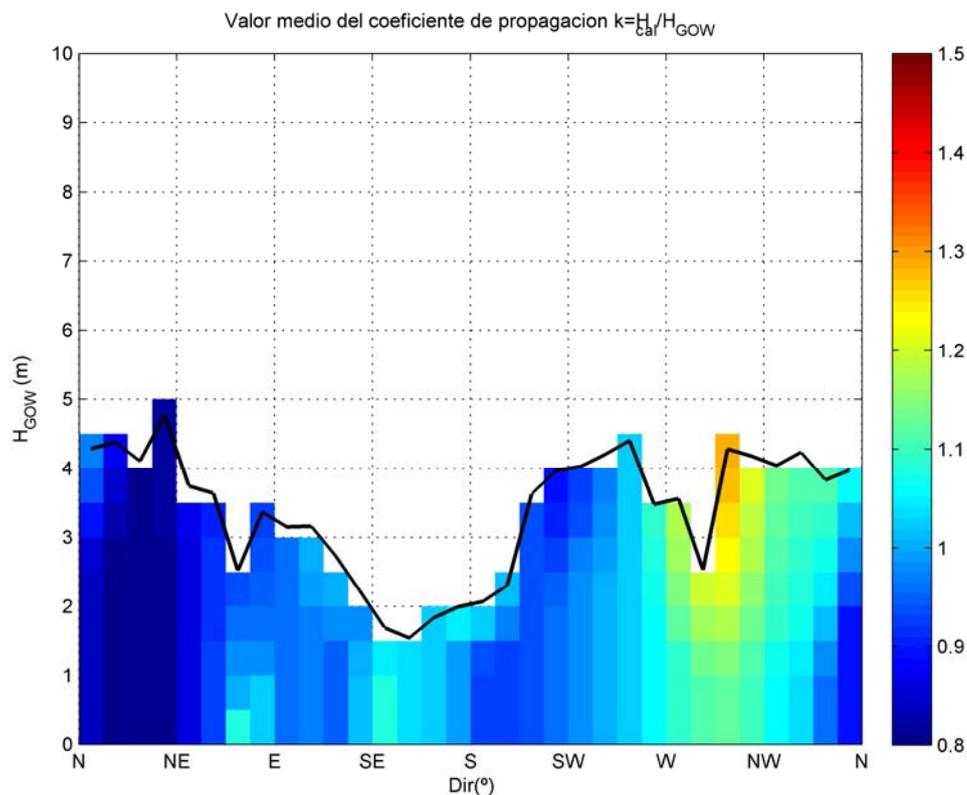


Figura 5.13 Valor medio del coeficiente de corrección y valor máximo de altura de ola (línea negra) por direcciones. Punto de Ibiza

5.2.4 Clasificación y selección

5.2.4.1 Clasificación de los estados de mar

Esta etapa de la metodología general de propagación del clima marítimo consiste en la selección de una serie reducida de casos representativos del oleaje en profundidades indefinidas. La selección de los estados de mar a propagar se realiza mediante el algoritmo de máxima disimilitud (MaxDiss) que permite la identificación de aquel

subconjunto M con la mayor diversidad posible del total de la base de N datos (Camus et al, 2010). Este algoritmo comienza con la inicialización del subconjunto mediante la elección de un dato de la base origen. Los siguientes elementos del subconjunto seleccionados se corresponden con los datos aún pertenecientes a la base de datos de partida que presenta la mayor disimilitud con respecto al subconjunto seleccionado.

Este proceso de clasificación de los estados de mar en aguas profundas se realiza para cada una de las mallas generales planteadas a lo largo del litoral español. El oleaje a clasificar está definido por las series horarias de los parámetros espectrales en los nodos de la base de datos de reanálisis GOW. Se dispone de los espectros direccionales que, a su vez, definen las condiciones de contorno de las mallas de propagación.

Algoritmos de Máxima Disimilitud (MaxDiss)

Los algoritmos de máxima disimilitud consisten en la selección de un subconjunto de datos representativo de la muestra de datos de partida. Por tanto, si se dispone de una muestra de datos $\mathcal{X} = \{x_1, x_2, \dots, x_N\}$ compuesta por N vectores n -dimensionales, el objetivo de este algoritmo consiste en obtener un número M de vectores $\{v_1, \dots, v_M\}$ de los datos de partida que representen la diversidad de estos datos. El algoritmo comienza con la inicialización del subconjunto $\{v_1\}$ mediante la transferencia de un dato de la base de partida. La selección del resto de elementos se realiza iterativamente, y en cada ciclo se transfiere al subconjunto aquel dato perteneciente a la base de datos de partida con la mayor disimilitud respecto al subconjunto seleccionado.

Este algoritmo fue descrito por Kennard y Stone (1969) y admite distintas versiones dependiendo del criterio considerado en la inicialización del subconjunto y en el criterio de selección del resto de datos del subconjunto. En este trabajo el elemento inicial del subconjunto $\{v_1\}$ es el estado de mar con la mayor altura de ola significativa.

Una vez seleccionado el primer elemento del subconjunto, la selección del resto de elementos se realiza en dos fases. En primer lugar, para cada dato aún perteneciente a la base de datos de partida, se calcula la distancia o disimilitud con todos los elementos del subconjunto y se define una única distancia entre este dato y el subconjunto, según

distintos criterios. En segundo lugar, una vez que se dispone de la distancia entre cada dato de la muestra de partida y el subconjunto, se elige aquel dato con el máximo valor de esta distancia.

Por ejemplo, si en el subconjunto ya existen R ($R < M$) datos seleccionados, primero se calcula la disimilitud entre el dato i de la muestra de datos $N \cdot R$ y los j elementos pertenecientes al subconjunto R :

$$d_{ij} = \|x_i - v_j\|; i = 1, \dots, N - R; j = 1, \dots, R \quad (5.4)$$

Posteriormente se calcula la disimilitud $d_{i, \text{subconjunto}}$ entre el dato i y el subconjunto R , esta definición admite varios criterios (Willet et al., 1996). Después de diversas pruebas, el subconjunto de casos seleccionados más representativo de los datos de partida se consigue definiendo la distancia $d_{i, \text{subconjunto}}$ como:

$$d_{i, \text{subconjunto}} = \min \left\{ \|x_i - v_j\|; i = 1, \dots, N - R; j = 1, \dots, R \right\} \quad (5.5)$$

En segundo lugar, una vez calculadas las $N \cdot R$ disimilitudes según el criterio elegido, el dato con la máxima disimilitud es seleccionado para ser incluido en el subconjunto.

En este trabajo se ha aplicado una versión simplificada (Polinsky et al, 1996) que permite reducir el tiempo de computación en los algoritmos de máxima disimilitud.

En esta versión, el cálculo de la distancia $d_{i, \text{subconjunto}}$, definida como el mínimo de las distancias entre el elemento i y los R elementos pertenecientes al subconjunto, no supone determinar cada una de las distancias entre los diferentes elementos, $d_{i,j}$. Por ejemplo, en la selección del elemento r , la definición de la distancia $d_{i, \text{subconjunto}}$ se define como el mínimo de la distancia entre el dato i de la muestra de datos de partida (compuesta en este ciclo del algoritmo por $N \cdot (R-1)$ elementos) y el último dato añadido al subconjunto R , y la distancia mínima entre el dato i y los datos del subconjunto $R-1$ calculada en el paso anterior.

$$d_{i,\text{subconjunto}}^{\min} = \min \left[d_{i,R}, d_{i,\text{subconjunto}(R-1)}^{\min} \right] \quad (5.6)$$

5.2.4.2 Selección de los estados de mar a propagar

En la metodología que se aplica en este estudio se considera la variabilidad espacial del clima marítimo en profundidades indefinidas. Esto significa que cada situación horaria del clima marítimo se define a partir de las condiciones del oleaje en el contorno del área de estudio y el campo de vientos sobre toda el área. A continuación se describe el proceso de selección de los casos representativos del clima marítimo multidimensional.

En primer lugar, es necesario determinar el número de nodos de reanálisis que se van a considerar en la definición del clima marítimo en profundidades indefinidas. En la Figura 5.14 se muestra la malla GM02 y se pueden ver los puntos del contorno donde se disponen espectros. Para la definición de la variabilidad espacial del clima marítimo y la selección de un conjunto de casos representativos del clima en aguas profundas, se han considerado los 4 puntos señalados en esta figura (Oleaje MaxDiss). Se han utilizado los parámetros espectrales H_s , T_m y θ_m de estos puntos. Por otro lado, para definir las características del viento simultáneas al oleaje se han empleado los parámetros W_x y W_y de los 8 puntos indicados (Viento MaxDiss señalados en la Figura 5.14), perteneciente a la malla de vientos *SeaWind*.

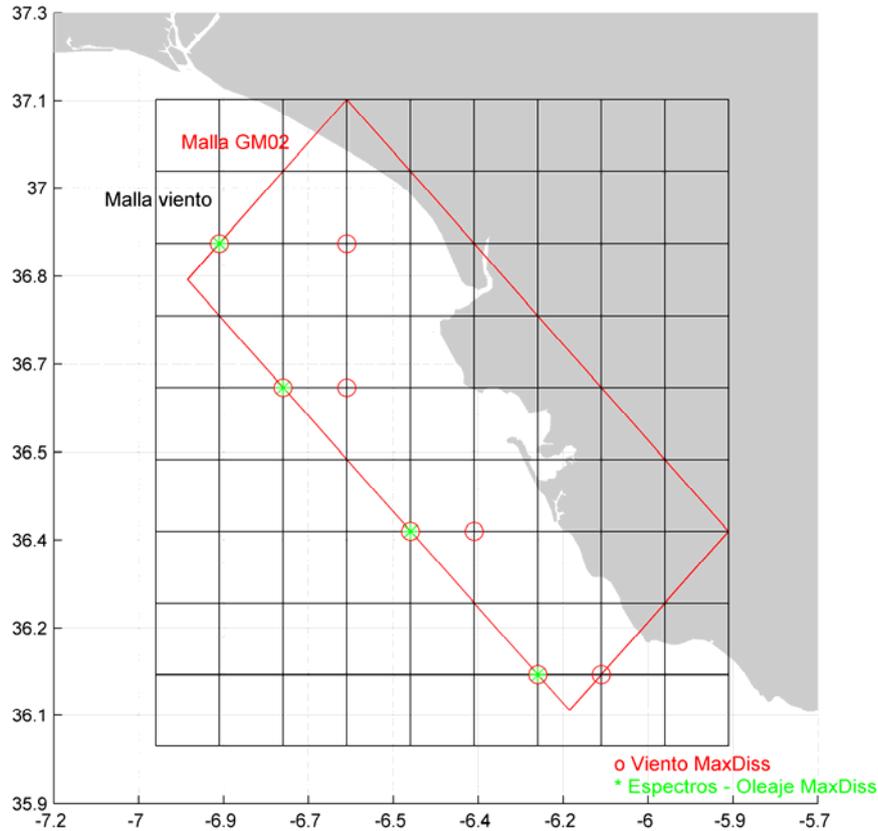


Figura 5.14 Puntos de oleaje y viento utilizados en la selección de los casos representativos del clima marítimo en profundidades indefinidas mediante MaxDiss para el caso de la malla GM02 del GOW 2.1

Por tanto, los datos de oleaje en el contorno se definen como:

$$X_i = \{H_{s,1}, T_{m,1}, \theta_{m,1}, \dots, H_{s,4}, T_{m,4}, \theta_{m,4}, W_{x,1}, W_{y,1}, \dots, W_{x,8}, W_{y,8}\}_i \quad i = 1, \dots, N \quad (5.7)$$

donde N es el número total de datos, $N = 174576$ en el caso de la base de datos GOW 2.1, y n la dimensión de los datos, en este caso $n=28$.

El nivel de marea correspondiente a cada situación de oleaje afecta a la propagación del oleaje. El efecto de la marea se considera importante en la propagación en aquellas zonas en las que la carrera de marea astronómica es significativa (valores superiores a 1.0 m). Las zonas correspondientes a la mallas GM01 y GM02 están sometidas a una carrera de marea media de unos 3 m, y por tanto, es necesario tener en cuenta el nivel asociado a cada estado de mar. Este fenómeno se incluye en la caracterización del clima marítimo en aguas someras mediante la propagación de los casos seleccionados en una

serie de niveles representativos de todas las posibles situaciones (por ejemplo, la bajamar mínima viva equinoccial (BMVE), nivel medio del mar (NMM) y pleamar máxima viva equinoccial (PMVE)), y posterior reconstrucción de cada situación del clima marítimo en indefinidas interpolando al nivel correspondiente.

Generalmente, las distintas componentes de los espacios de alta dimensionalidad suelen estar correlacionadas, lo que supone que existe información redundante. La técnica del análisis de las componentes principales permite reducir la dimensionalidad de una muestra de datos mediante la proyección en un nuevo espacio de menor dimensión conservando el máximo de la varianza de los datos. En el caso del clima marítimo en profundidades indefinidas, la reducción de la dimensionalidad facilita la posterior aplicación de la técnica de selección MaxDiss.

Este método estadístico descompone una determinada variable numérica espacio-temporal $R(x,t)$ en una combinación lineal de modos o funciones ortogonales numéricas (EOFs). Estos modos espaciales definen la nueva base de proyección y representan aquellas direcciones del espacio donde los datos tienen la mayor varianza. Las proyecciones sobre esta nueva base son las componentes principales (PCs). Por tanto, una variable numérica espacio temporal se puede expresar como:

$$R(x,t) = \overline{R(x)} + \sum_{i=1}^n EOF_i(x) \cdot PC_i(t) \quad (5.8)$$

donde $\overline{R(x)}$ es la media de la variable, $EOF_i(x)$ son los modos espaciales o vectores de proyección, $PC_i(t)$ son las componentes temporales y n es la dimensión espacial de los datos de partida. La proyección de los datos sobre cada modo temporal explica una determinada varianza de los mismos. Los EOFs están numerados de mayor a menor en función de la cantidad de varianza. Como el objetivo es proyectar los datos en un espacio de menor dimensión, se suele considerar un número d de EOFs, tal que $d \ll n$.

$$R(x,t) \approx \overline{R(x)} + \sum_{i=1}^d EOF_i(x) \cdot PC_i(t) \quad (5.9)$$

La aplicación de esta técnica requiere, en primer lugar, la descomposición de las direcciones del oleaje y del viento en sus componentes zonal y meridional (x e y), y en segundo lugar, la estandarización de todas las variables para evitar problemas debido a la diferencia de escalas. De tal manera que los datos quedan definidos de la siguiente forma:

$$X'_i = \{H_{s,1}, T_{m,1}, \theta_{mx,1}, \theta_{my,1}, \dots, H_{s,4}, T_{m,4}, \theta_{mx,4}, \theta_{my,4}, W_{x,1}, W_{y,1}, \dots, W_{x,8}, W_{y,8}\}_i \quad i = 1, \dots, N \quad (5.10)$$

y una vez estandarizados:

$$X^*_i = \{H_1, T_1, \theta_{x,1}, \theta_{y,1}, \dots, H_4, T_4, \theta_{x,4}, \theta_{y,4}, W_{x,1}, W_{y,1}, \dots, W_{x,8}, W_{y,8}\}_i \quad i = 1, \dots, N \quad (5.11)$$

Posteriormente, se aplica la técnica de componentes principales a los datos del clima marítimo estandarizados. La media temporal de cada variable es cero debido a la estandarización, por lo que:

$$X^*(x, t) = \sum_{i=1}^d EOF_{x^*_i}(x) \cdot PC_{x^*_i}(t) \quad (5.12)$$

A mayor número de EOFs considerados mayor es la varianza total explicada y mayor la aproximación a los datos espacio-temporales originales.

Una vez definido el clima marítimo multidimensional y reducida su dimensionalidad mediante la proyección en la base formada por los EOFs, se aplica el algoritmo MaxDiss a las componentes principales $PC_{x^*_i}(t)$ del espacio reducido para seleccionar los M casos representativos que se van a propagar mediante un modelo numérico. Se ha considerado un número de componentes principales $d=13$ que explican un 99.0% de la varianza total de los datos originales.

El primer caso seleccionado se corresponde con aquel dato que presenta la mayor altura de ola significativa en el contorno del área considerada. El subconjunto seleccionado con el algoritmo MaxDiss en el espacio de proyección de los EOFs no se reconstruye por medio de los d modos espaciales $EOF_{x^*_i}(x)$ considerados para volver al espacio original.

Los casos seleccionados se buscan en la base de datos de partida, de esta forma se dispone de situaciones reales a propagar.

El subconjunto formado por $M=500$ casos en el espacio de proyección de las EOFs se define como:

$$D_j^{\text{EOF}} = \left\{ PC_{x^*1}^D, \dots, PC_{x^*d}^D \right\}_j \quad j=1, \dots, M \quad (5.13)$$

que en el espacio original de los datos se define como:

$$D_j = \left\{ H_{s,1}^D, T_{m,1}^D, \theta_{m,1}^D, \dots, H_{s,4}^D, T_{m,4}^D, \theta_{m,4}^D, W_{x,1}^D, W_{y,1}^D, \dots, W_{x,8}^D, W_{y,8}^D \right\}_j \quad j=1, \dots, M \quad (5.14)$$

Dada la elevada dimensión de los datos seleccionados, en la Figura 5.16 se muestran los diagramas de dispersión de los casos seleccionados (en verde) sobre los datos de partida (en rojo) para los tres parámetros $\{H_s, T_m, \theta_m\}$ de un punto de oleaje de la malla GM02 y los dos parámetros $\{W_x, W_y\}$ de viento del mismo punto de la malla GM02.

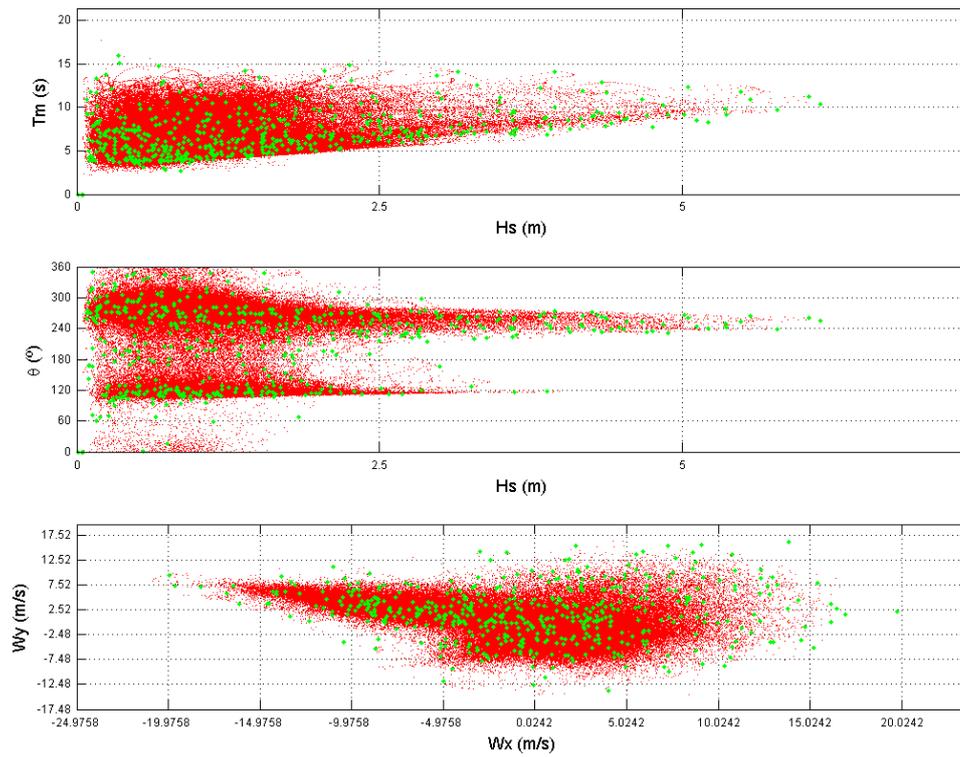


Figura 5.15 Distribución de los casos seleccionados correspondientes a los datos del punto 5 de oleaje y punto 2 de viento de los utilizados en la selección con MaxDiss

Cada uno de los casos seleccionados está definido según se muestra en la Figura 5.16.

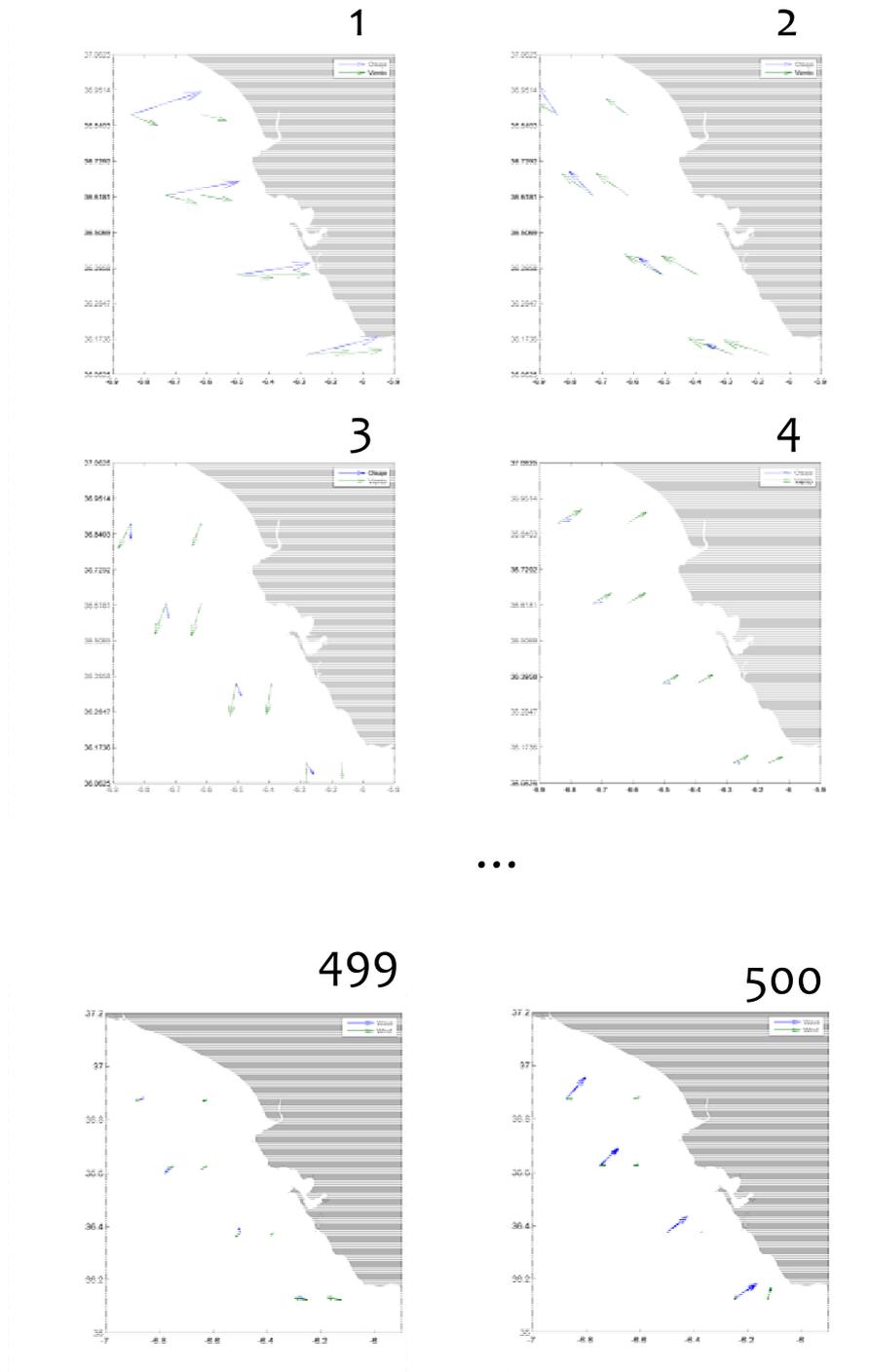


Figura 5.16 Casos seleccionados con el algoritmo MaxDiss en la malla GM02

En el esquema de la Figura 5.17 se resumen los pasos necesarios para la selección de los casos representativos del clima marítimo con variabilidad espacial en profundidades indefinidas.

- En primer lugar, se eligen los n_1 puntos de reanálisis que definen las condiciones de contorno del oleaje y los n_2 puntos que definen los campos de vientos. Se

transforman las variables direccionales en sus componentes x e y , y se estandarizan todas las variables.

- En segundo lugar, se aplica la técnica de las EOFs a los datos estandarizados obteniendo los d primeros modos que expliquen un determinado porcentaje de varianza (por ejemplo 99.0%).
- En tercer lugar, se seleccionan los M casos representativos de las componentes principales de los datos del clima marítimo en el espacio de proyección de las EOFs, y se identifican estos casos seleccionados en el espacio original de los mismos.

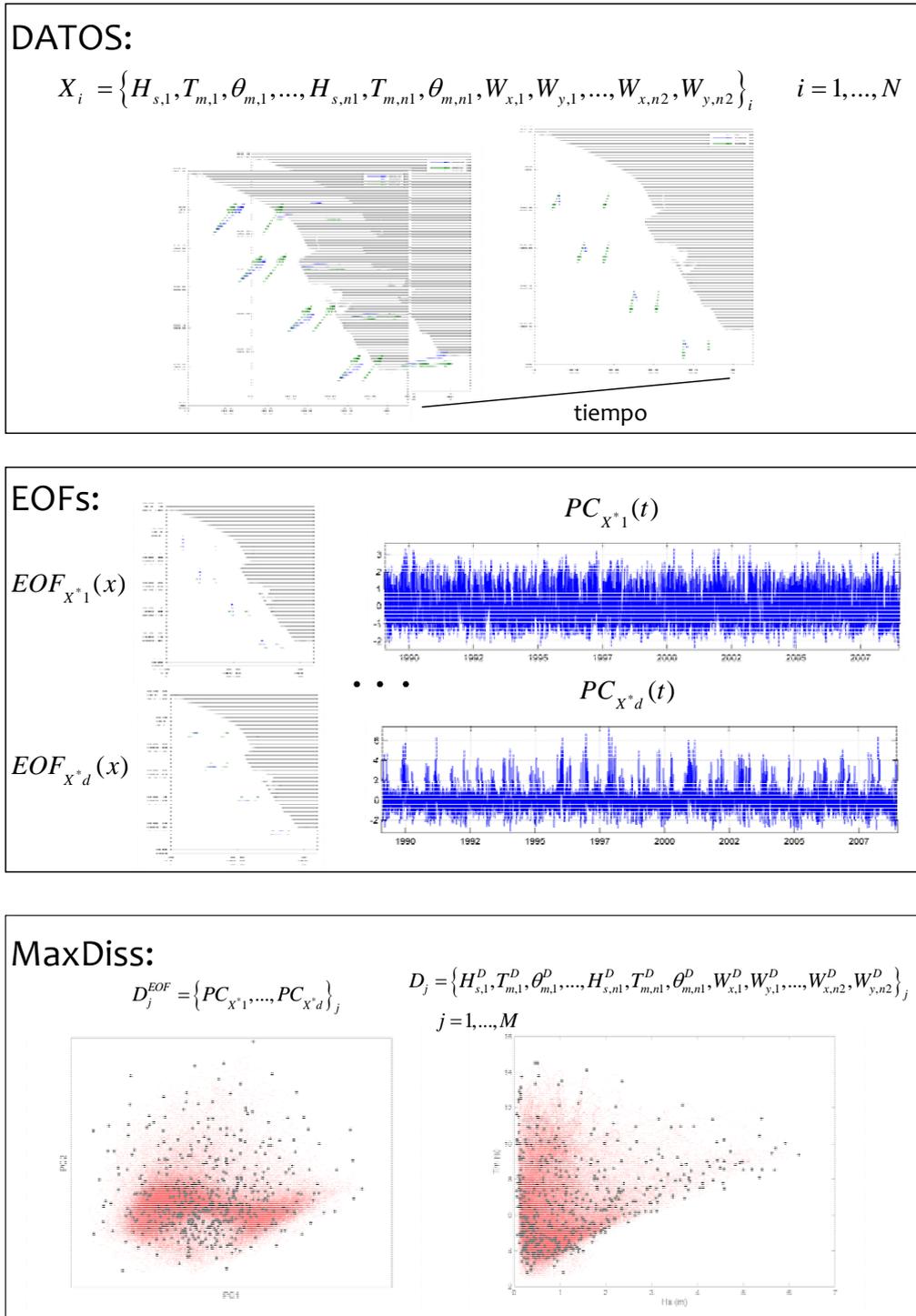


Figura 5.17 Esquema del proceso de selección de los casos representativos del clima marítimo con variabilidad espacial en indefinidas

5.2.5 Propagación del oleaje a aguas someras

A medida que el oleaje se aproxima a la costa el efecto del fondo empieza a hacerse palpable. Como consecuencia de esta interacción de las ondas con el fondo, el oleaje se

transforma. Estos procesos de transformación se traducen fundamentalmente en variaciones de la altura de ola y en la dirección de propagación.

Los fenómenos más importantes que sufre el oleaje cuando se acerca a la costa son: la refracción y el asomeramiento, debido a la batimetría y las corrientes; la difracción, como consecuencia de la presencia de cabos o islas y la pérdida de energía debido a la disipación con el fondo. Además, parte de esta energía se refleja y vuelve a aguas profundas. En aguas más someras, la amplitud de las olas aumenta mientras que la longitud de onda se reduce, generando un peraltamiento del perfil de las olas. En estas profundidades, la celeridad de onda es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad, de manera que la cresta de la ola viaja a mayor velocidad produciendo la rotura del oleaje, que genera una gran pérdida de energía y una gran turbulencia.

El objetivo de la metodología de propagación consiste en aproximar los oleajes desde aguas profundas hasta la costa y poder evaluar estadísticamente la variabilidad del clima marítimo extremal. La batimetría de la zona de estudio y la orientación de la costa respecto a los oleajes incidentes condiciona los fenómenos más relevantes que sufre el oleaje para cada caso particular. Las características de la zona de estudio y los procesos de transformación del oleaje que se requieran resaltar imponen la elección del modelo de propagación.

Los modelos numéricos de propagación de ondas intentan modelar la transformación que sufre el oleaje en su propagación hacia la costa. Los diferentes tipos de modelos numéricos existentes dependen de las ecuaciones que se utilicen para modelar el problema y del esquema numérico empleado, que implica una serie de limitaciones en los fenómenos que son capaces de simular.

Actualmente, los modelos de propagación del oleaje pueden dividirse en dos grandes grupos: modelos que resuelven la fase, basados en las ecuaciones de conservación de masa y de “momentum”, dependientes del tiempo e integrados en vertical; y los modelos de fase promediada, que se basan en la ecuación de balance de energía espectral. Los modelos que resuelven la fase se aplican en áreas pequeñas, del orden de 0-10 km, ya que requieren de 10-100 pasos de tiempo por periodo del oleaje. Por otro lado, los

modelos que promedian la fase se pueden emplear en áreas más extensas porque no necesitan tanta resolución espacial.

Dado los condicionantes que se desean en cuanto a la resolución espacial (-200 m) a lo largo del litoral español, se ha elegido el modelo de propagación energético SWAN, desarrollado por Delft University of Technology, basado en la ecuación de acción de onda que promedia la fase y no reconstruye la superficie del mar en el espacio y el tiempo (Booij, 1999).

Esta base teórica genera uno de los principales atractivos de este modelo, que es la posibilidad de propagar oleaje en todas las direcciones. Además, es posible la aplicación de este tipo de modelos a extensas superficies, ya que no requiere un número mínimo de puntos de cálculo por longitud de onda. Por otro lado, las últimas versiones de este modelo (tercera generación) han incorporado fenómenos exclusivos de profundidades someras, como son la rotura del oleaje y las interacciones no lineales (triadas), que han permitido ampliar el rango de aplicación de estos modelos. Al ser un modelo energético se consigue simular la generación de oleaje por viento.

La ecuación que resuelve el modelo de propagación SWAN es la siguiente:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (5.15)$$

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (5.16)$$

Se trata de una ecuación de transporte de energía, en el que las variaciones locales de la energía espectral en el tiempo y las variaciones del flujo de energía en el espacio se compensan con las salidas y entradas de energía al sistema. En este caso el espacio presenta cuatro dimensiones, dos correspondientes al espacio geográfico x e y , las otras al espacio espectral, siendo la frecuencia y la dirección sus componentes.

Se considera la densidad de acción $N(\sigma, \theta)$ en lugar de la densidad de energía espectral $E(\sigma, \theta)$ porque en presencia de corrientes se conserva la densidad de acción y no la

densidad de energía. Las variables independientes son σ (frecuencia relativa, en el caso de corrientes), y θ (dirección de incidencia del oleaje).

En la ecuación (5.15) el primer término en la parte izquierda de la ecuación, representa la variación local de la densidad de acción en el tiempo, el segundo y el tercer término representan la propagación de la acción en el espacio geográfico (siendo C_x y C_y la velocidad de propagación de la energía del oleaje en la dirección x e y , respectivamente). El cuarto término representa el cambio en la frecuencia relativa debido a variaciones en la profundidad y en las corrientes (C_σ , representa la velocidad de propagación en el espacio frecuencial). El quinto término representa la refracción inducida por la profundidad o las corrientes (siendo C_θ , la velocidad de propagación en el espacio direccional).

El término localizado en la parte derecha de la ecuación, representa las fuentes y sumideros de la energía espectral, contempla la generación de oleaje por viento, la disipación de energía por *whitecapping*, por fricción con el fondo y por rotura del oleaje, y las interacciones no lineales del oleaje (“triadas” y “cuádruplas”).

Las expresiones de las velocidades de propagación de la densidad de energía en las diferentes dimensiones están tomadas de la teoría lineal, presentado las expresiones siguientes (Rogers et al., 1999):

$$\begin{aligned}
 C_x &= \frac{dx}{dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \frac{\sigma k_x}{k^2} + U_x \\
 C_y &= \frac{dy}{dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \frac{\sigma k_y}{k^2} + U_y \\
 C_\sigma &= \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[\frac{\partial d}{\partial t} + \bar{U} \cdot \nabla d \right] - c_g \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial s} \\
 C_\theta &= \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial m} \right]
 \end{aligned}
 \tag{5.17}$$

donde,

- $\bar{k} = (k_x, k_y)$ es el número de onda de magnitud k (relacionado con σ a través de la ecuación de la dispersión de teoría lineal).
- d es la profundidad o calado
- $\bar{U} = (U_x, U_y)$ es la velocidad de la corriente
- s es la coordenada espacial en la dirección de propagación θ
- m es la coordenada espacial en la dirección perpendicular a s .

En las Figuras 5.18 y 5.19 se muestra la propagación de los casos 1 y 2 de la selección MaxDiss correspondiente a la malla GM02 del Golfo de Cádiz. Se han representado los resultados de la altura de ola significativa y la dirección media del oleaje.

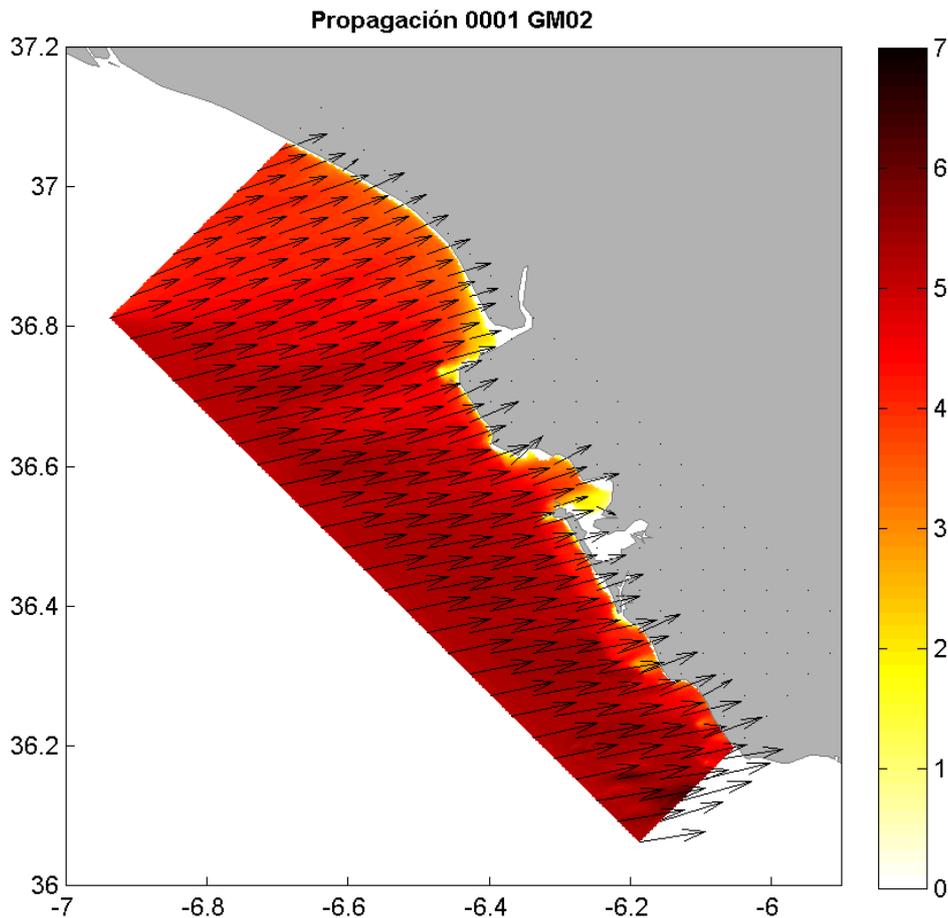


Figura 5.18 Propagación del Caso 1 de la selección MaxDiss de la malla GM02 del Golfo de Cádiz. Resultados de la altura de ola significativa (m) y dirección media del oleaje

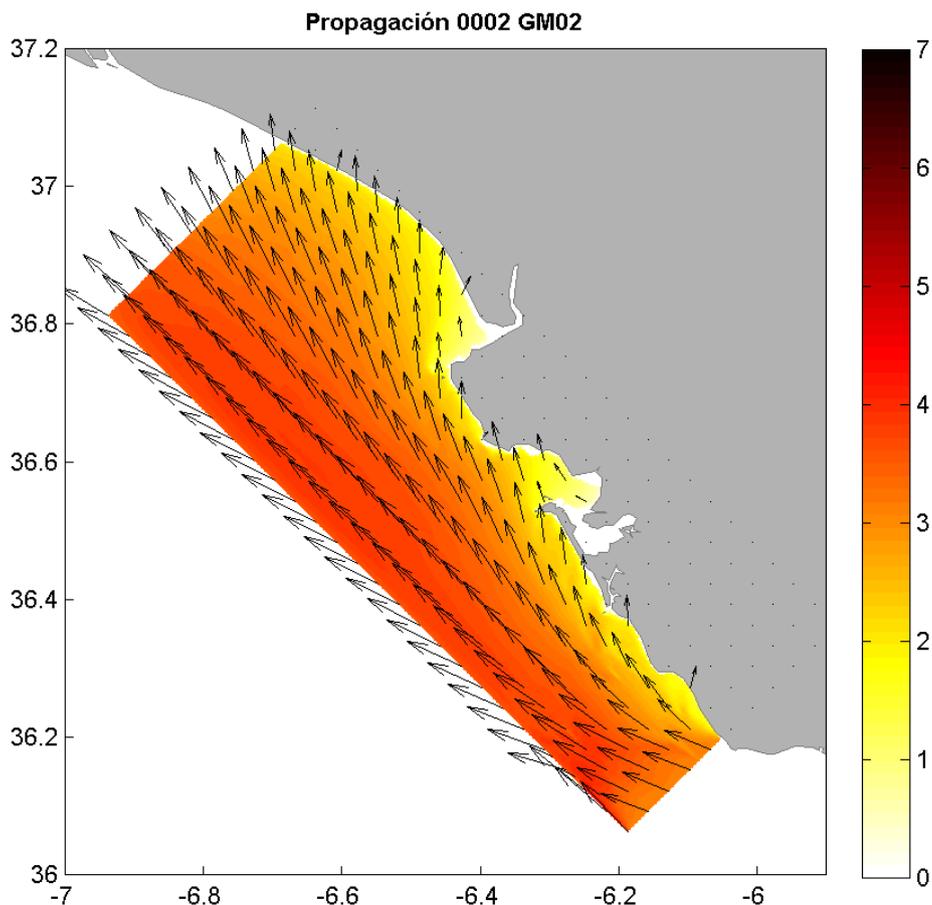


Figura 5.19 Propagación del Caso 2 de la selección MaxDiss de la malla GM02 del Golfo de Cádiz. Resultados de la altura de ola significativa (m) y dirección media del oleaje

Los $M=500$ casos seleccionados para cada malla mediante MaxDiss, representativos del clima marítimo en profundidades indefinidas, se propagan hasta la costa mediante el modelo numérico SWAN (versión 40.72). Cada uno de estos casos está definido por las condiciones de contorno del oleaje en la malla general de computación y el campo de vientos simultáneo. La propagación de cada caso permite obtener los parámetros espectrales en los nodos de cálculo de la malla de computación correspondiente. En este trabajo se han considerado los parámetros altura de ola significativa (H_s), periodo medio (T_m), periodo de pico (T_p), dirección media del oleaje (θ_m), dirección media de energía del oleaje (θ_p) y dispersión direccional (σ).

El conjunto de las $M=500$ propagaciones realizadas en todas las mallas de cálculo establecidas definen una librería de casos. Esta librería está formada por 500 valores horarios de los parámetros espectrales considerados $\{H_s, T_m, T_p, \theta_m, \theta_p, \sigma\}$ en los nodos de

las mallas de computación (mallas GM), correspondientes a unas determinadas condiciones de estado de mar en aguas profundas. Cada uno de los $M=500$ casos propagados representa a un conjunto de datos de oleaje en aguas profundas, es decir, aquellas situaciones del clima marítimo cuyo oleaje en el contorno de la malla de computación y campo de viento asociado presente unas características similares. La reconstrucción del clima marítimo en profundidades reducidas se llevará a cabo a partir de la librería de casos propagados.

5.2.6 Reconstrucción de series temporales horarias

La reconstrucción del clima marítimo en aguas someras se realiza mediante una interpolación a partir de la serie de casos seleccionados y propagados desde profundidades indefinidas. Se ha considerado la técnica de interpolación basada en funciones de base radial (*Radial Basis Functions*, RBF), muy adecuada para datos con una alta dimensionalidad y no distribuidos uniformemente (Franke, 1982). Se dispone de una serie de valores de la función real $f(x_j)$ para $j=1, \dots, M$ en los puntos $\{x_1, \dots, x_M\}$. La técnica de interpolación RBF considera que la función de aproximación $RBF(x)$ está formada por una combinación lineal de funciones radiales simétricas centradas en los puntos dados (Figura 5.20).

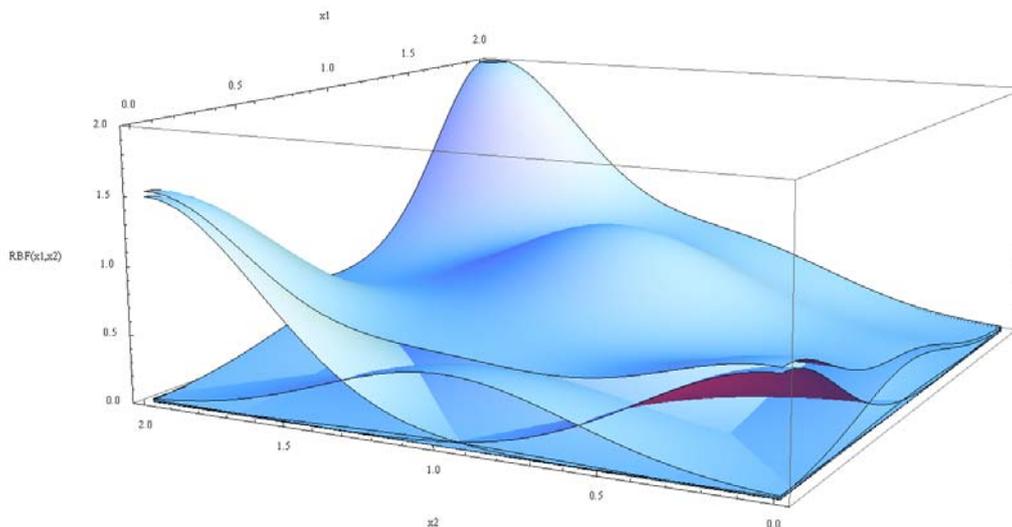


Figura 5.20 Interpolación RBF definida como una combinación de funciones radiales. Ejemplo en dos dimensiones (x_1, x_2) . La superficie superior es la función $RBF(x_1, x_2)$

La función objetivo presenta la siguiente expresión:

$$RBF(x) = p(x) + \sum_{j=1}^M a_j \Phi(\|x - x_j\|) \quad (5.18)$$

e interpola los valores dados de tal manera que:

$$RBF(x_j) = f_j \quad j = 1, \dots, M \quad (5.19)$$

donde:

- RBF es la función de interpolación
- $p(x)$ es el polinomio lineal en todas las variables involucradas en el problema
- a_j son los coeficientes de ajuste RBF
- Φ es la función radial básica, donde $\|\cdot\|$ es la norma euclidiana.
- x_j son los centros de la interpolación RBF

El polinomio $p(x)$ de la expresión de la función de interpolación RBF se define como una base de monomios $\{p_0, p_1, \dots, p_d\}$, formada por una cantidad de monomios de grado uno igual a la dimensionalidad de los datos (en este caso igual al número de componentes principales d considerado) y un monomio de grado cero, siendo $b = \{b_0, b_1, \dots, b_d\}$ los coeficientes de estos monomios.

Las funciones de base radial pueden presentar diferentes expresiones. Algunas de estas funciones radiales contienen un parámetro de forma que juega un papel muy importante en la precisión de la técnica. En la metodología de propagación del clima marítimo se han considerado funciones radiales *gaussianas* que dependen de un parámetro de forma. El valor óptimo de este parámetro se obtiene a partir del algoritmo de propuesto por Rippa (1999).

En la implementación de la técnica de interpolación RBF en la reconstrucción del clima marítimo multidimensional, se dispone de M puntos d -dimensionales

$D_j^{EOF} = \{PC_{x^*_1}^D, \dots, PC_{x^*_d}^D\}; j=1, \dots, M$, que se corresponden con los casos del oleaje multidimensional en profundidades indefinidas, seleccionados mediante el algoritmo MaxDiss en el espacio de proyección de las EOFs, donde d es igual al número de componentes principales consideradas. El valor exacto de la función en esos puntos $f_j(x)$ es igual a los parámetros espectrales obtenidos como resultado de la propagación en un punto objetivo: la altura de ola significativa propagada $\{H_{sp,j}^D\}$, el periodo de pico $\{T_{pp,j}^D\}$ y las componentes x e y de la dirección media propagada $\{\theta x_{mp,j}^D, \theta y_{mp,j}^D\}$ (la dirección media se recompone a partir de las componentes x e y).

Por tanto, el objetivo de la aplicación de esta técnica de interpolación en la reconstrucción del clima marítimo es el cálculo de una función de interpolación RBF_H de la altura de ola propagada H_{sp} , una función de interpolación RBF_T del periodo de pico propagado T_{pp} , una función de interpolación RBF_{θ_x} de la componente x de dirección media propagada θx_{mp} y una función de interpolación RBF_{θ_y} de la componente y de dirección media propagada θy_{mp} . Estas funciones RBF permiten inferir los valores de los parámetros propagados en cualquier otro punto del espacio, es decir, cualquier otra situación de clima marítimo en indefinidas proyectada en el espacio de las EOFs: $X_i^{EOF} = \{PC_{x^*_1}, \dots, PC_{x^*_d}\}_i$, donde $i = 1, \dots, N$.

Por tanto, en primer lugar es necesario determinar estas funciones de interpolación. Las componentes principales que definen cada situación del clima marítimo en indefinidas se normalizan mediante una transformación lineal que escala los valores entre 0 y 1, y se definen como $X_i^{EOF, norm} = \{PC_{x^*_1}^{norm}, \dots, PC_{x^*_d}^{norm}\}_i$. Cada caso seleccionado en el que se dispone del valor de los parámetros propagados se expresa como $D_j^{EOF, norm} = \{PC_{x^*_1}^{D, norm}, \dots, PC_{x^*_d}^{D, norm}\}_j$.

La función de interpolación RBF se calcula mediante la siguiente expresión:

$$RBF(\mathcal{X}^{EOF, norm}) = p(\mathcal{X}^{EOF, norm}) + \sum_{j=1}^M a_j \Phi(\|\mathcal{X}^{EOF, norm} - D_j^{EOF, norm}\|) \quad (5.20)$$

donde

$$p(\mathcal{X}^{EOF, norm}) = b_0 + b_1 PC_{x^*1}^{norm} + b_2 PC_{x^*2}^{norm} + \dots + b_d PC_{x^*d}^{norm} \quad (5.21)$$

y Φ representa la función *gaussiana* con un parámetro de forma, c :

$$\Phi(\|\mathcal{X}^{EOF, norm} - D_j^{EOF, norm}\|) = \exp\left(-\frac{\|\mathcal{X}^{EOF, norm} - D_j^{EOF, norm}\|^2}{2c^2}\right) \quad (5.22)$$

El parámetro de forma c más adecuado se estima mediante el algoritmo de Ripppa basado en el método *Leave-One-Out-Cross Validation* (LOOCV). Los coeficientes $b_l = [b_0, b_1, \dots, b_d]^T$ de los polinomios y $a_j = [a_1, \dots, a_M]^T$ de las funciones radiales se determinan a partir de las condiciones de interpolación:

$$RBF(D_j^{EOF, norm}) = f_j(D_j^{EOF, norm}) = D_{p,j}; \quad j = 1, \dots, M \quad (5.23)$$

donde el vector de datos f_j está definido por los parámetros espectrales propagados $\{H_{sp}\}_j$, $\{T_{pp}\}_j$, $\{\theta x_{mp}\}_j$ y $\{\theta y_{mp}\}_j$ correspondientes a los estados de mar D_j seleccionados mediante el algoritmo MaxDiss.

Por tanto, las funciones RBF de cada uno de los parámetros espectrales propagados en el punto objetivo permiten transferir el clima marítimo multidimensional definido por $\mathcal{X}^{EOF, norm} = \{PC_{x^*1}^{norm}, \dots, PC_{x^*d}^{norm}\}$ desde aguas profundas hasta aguas someras. Estas funciones RBF se definen como:

$$H_{sp,i} = RBF_H\left(\left\{D_j^{EOF, norm}, H_{sp,j}(j=1, \dots, M)\right\}, \mathcal{X}_i^{EOF, norm}\right); i = 1, \dots, N \quad (5.24)$$

$$T_{pp,i} = \text{RBF}_H \left(\left\{ D_j^{\text{EOF},norm}, T_{pp,j} (j=1, \dots, M) \right\}, \mathcal{X}_i^{\text{EOF},norm} \right); i=1, \dots, N \quad (5.25)$$

$$\theta x_{mp,i} = \text{RBF}_{\theta_x} \left(\left\{ D_j^{\text{EOF},norm}, \theta x_{mp,j} (j=1, \dots, M) \right\}, \mathcal{X}_i^{\text{EOF},norm} \right); i=1, \dots, N \quad (5.26)$$

Y de manera análoga para $\theta y_{mp,i}$.

La función de transferencia general de cada estado de mar en indefinidas proyectado en el espacio de las EOFs, se expresa como:

$$\mathcal{X}_{p,i} = \text{RBF} \left(\left\{ D_j^{\text{EOF},norm}, D_{p,j}^* (j=1, \dots, M) \right\}, \mathcal{X}_i^{\text{EOF},norm} \right); \quad i=1, \dots, N \quad (5.27)$$

El resultado final es la serie de reanálisis transferida a aguas someras:

$$\mathcal{X}_{p,i} = \left\{ H_{sp,i}, T_{mp,i}, \theta_{mp,i} \right\} (i=1, \dots, N) \quad (5.28)$$

En el caso de la existencia de marea astronómica significativa, es necesario propagar los casos seleccionados en \mathcal{Q} diferentes niveles ($z_q; q=1, \dots, \mathcal{Q}$):

$D_{p,j}(z_q) = \left\{ H_{sp,j}^D, T_{mp,j}^D, \theta_{mp,j}^D, P_{wp,j}^D, \theta_{pp,j}^D, z_q \right\} (j=1, \dots, M; q=1, \dots, \mathcal{Q})$, calculando una función RBF para cada parámetro propagado de interés y para cada nivel de propagación. La transferencia de una condición de oleaje con variabilidad espacial desde aguas profundas al punto objetivo se obtiene a partir de las correspondientes funciones RBF para los q niveles y posteriormente, se realiza una interpolación lineal al nivel correspondiente a la situación de oleaje en indefinidas, z_i . La función de transferencia generalizada para un nivel del mar determinado se expresa como:

$$\mathcal{X}_{p,i}^*(z_i) = \text{INTERP} \left[\text{RBF} \left(\left\{ D_j^{\text{EOF},norm}, D_{p,j}^* (z_q), (j=1, \dots, M) \right\}, \mathcal{X}_i^{\text{EOF},norm}, z_i \{q=1, \dots, \mathcal{Q}\} \right) \right]_i, \text{ donde } i=1, \dots, N \quad (5.29)$$

En la caracterización del clima marítimo en aguas someras en el Golfo de Cádiz, las propagaciones se realizaron en 3 niveles del mar ($\mathcal{Q}=3$) que caracterizan la bajamar máxima viva equinoccial (BMVE), el nivel medio y la pleamar (PMVE): $z_1=0.0$ m;

$z_2 = 1.5$ m; $z_3 = 3$ m. En el caso del Mediterráneo, las propagaciones sólo se han realizado en un nivel de marea, correspondiente a la BMVE.

5.2.7 Validación de las series temporales horarias

La transferencia del oleaje hasta la costa se ha validado mediante la reconstrucción de la serie de reanálisis GOW en la posición de distintas boyas localizadas a lo largo de la zona de estudio.

Las series temporales reconstruidas de los parámetros altura de ola significativa (H_s), el periodo de pico (T_p), la dirección media del oleaje (θ_m) se han comparado con los registros instrumentales de la boya correspondiente.

En la Figura 5.21 se muestran la serie temporal de la base de datos GOW (rojo), reconstruida en la posición de la boya Costera de Cádiz, a partir de la metodología propuesta, y la serie temporal registrada por dicha boya (azul) correspondiente al año 2007 para los parámetros H_s , T_p y θ_m . Se puede observar como la metodología de propagación es capaz de reproducir la estructura de la serie temporal de los distintos parámetros considerados, incluso la magnitud de eventos más energéticos. Junto a cada serie temporal se muestra el gráfico de dispersión y cuantiles correspondiente a cada parámetro.

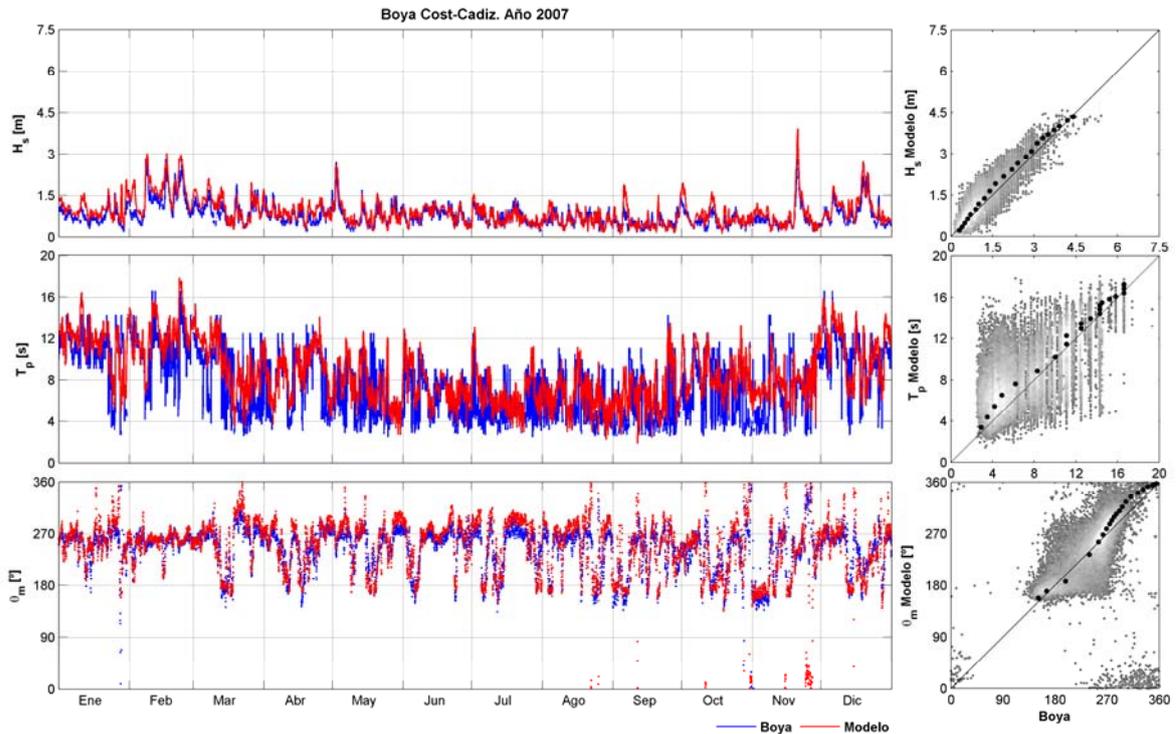


Figura 5.21 Validación de las series temporales de los parámetros H_s , T_p y θ_m en la posición de la boya de Cádiz correspondientes al año 2007 y gráficos de dispersión y cuantiles de H_s , T_p y θ_m

En las Figuras 5.22 y 5.23 se muestran las validaciones de la propagación a las posiciones de las boyas de Cabo de Gata (Figura 5.22) y Cap de Pera (Figura 5.23). Estas dos boyas no miden dirección del oleaje, por lo que se ha representado la validación para la altura de ola significativa y para el período de pico (serie temporal y gráficos de dispersión y cuantiles).

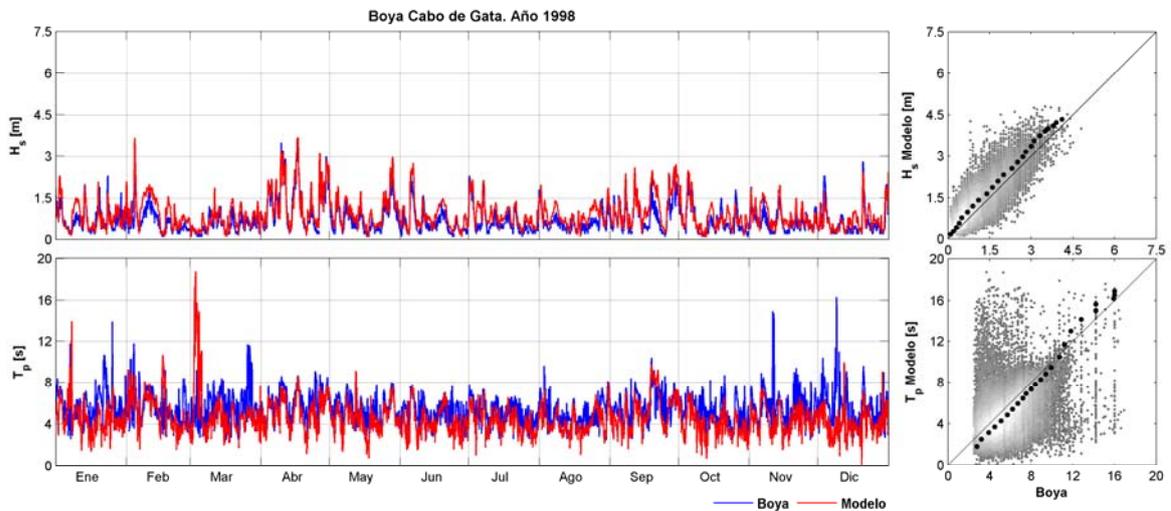


Figura 5.22 Validación de las series temporales de los parámetros H_s y T_p en la posición de la boya de Cabo de Gata correspondientes al año 1998. Serie GOW reconstruida (rojo) y registro boya (azul)

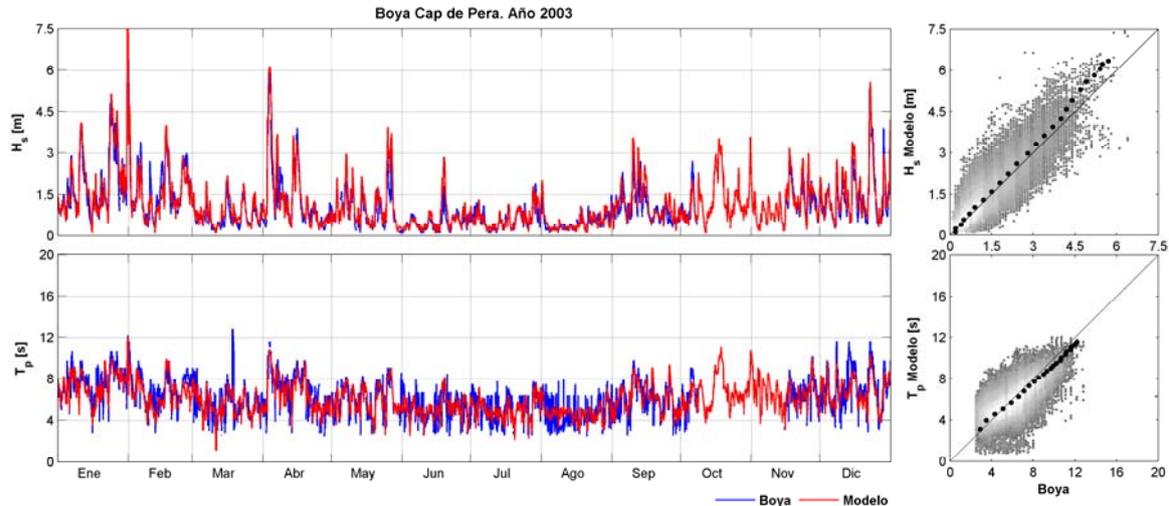


Figura 5.23 Validación de las series temporales de los parámetros H_s y T_p en la posición de la boya de Cap de Pera correspondientes al año 2003. Serie GOW reconstruida (rojo) y registro boya (azul)

5.3 Caracterización del clima marítimo extremal

Una vez transferidas y validadas las dinámicas de oleaje desde aguas profundas a aguas someras se va a caracterizar el clima marítimo extremal de la zona de estudio. El objetivo principal es conocer la variabilidad espacial del régimen extremal a dos niveles. En primer lugar, la variación de profundidades indefinidas a profundidades reducidas y, en segundo lugar, la variación a lo largo del Golfo de Cádiz y el litoral mediterráneo español. Además, también se plantea como objetivo el estudio de la variabilidad temporal del clima marítimo extremal en cuanto a variación intra anual y tendencia de largo plazo.

Se han elegido, dentro de las mallas de propagación, una serie de puntos a dos niveles de profundidad. En la Figura 5.24 se muestran con color naranja los puntos en profundidades reducidas (20 m de profundidad) y en color verde los elegidos lejos de la costa. Para la elección de los puntos lejos de la costa se ha considerado que estén o en profundidades indefinidas (200 m) o lo más alejados posible de la costa dentro de la malla de propagación. Por esta razón se puede ver que los puntos verdes de las mallas del Mar de Alborán se encuentran en indefinidas y muy próximos a los puntos de reducidas, debido a la proximidad del talud continental a la costa, mientras que los puntos verdes de las mallas del Golfo de Cádiz y Delta del Ebro están en la parte más

exterior de las mallas a profundidades en torno a los 50 m, debido a la extensión de la plataforma continental en las desembocaduras de los ríos Ebro y Guadalquivir.

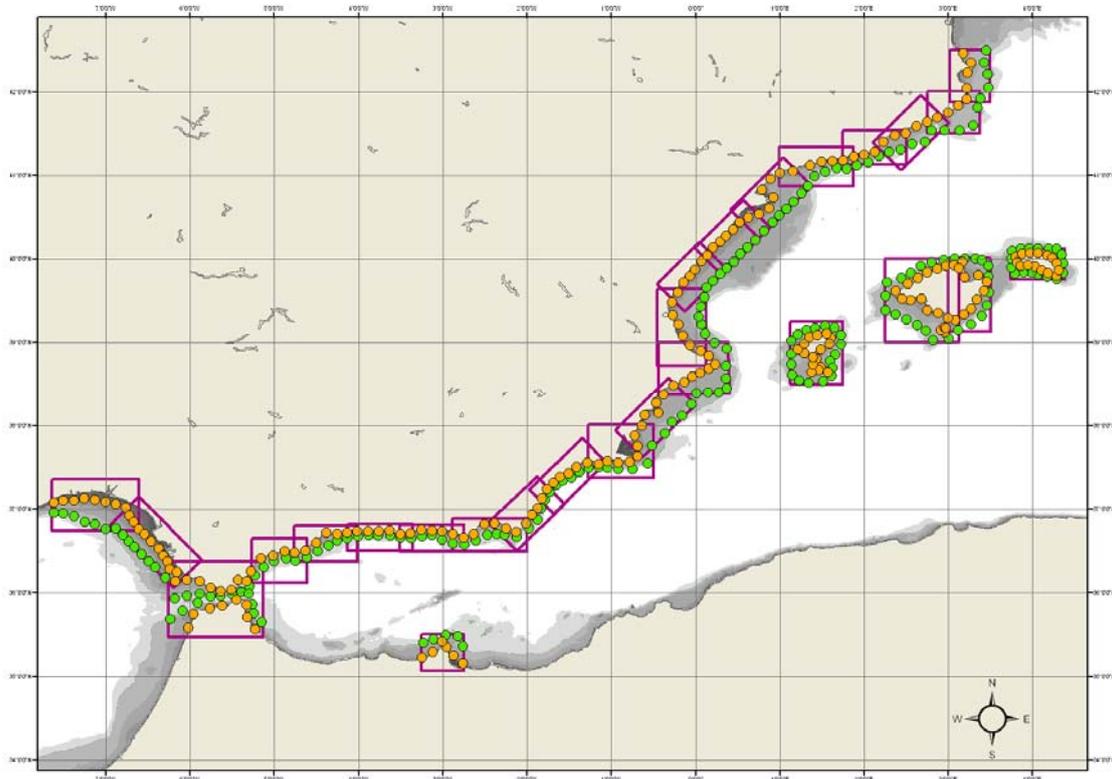


Figura 5.24 Localización de los puntos de estudio (naranja=puntos en reducidas y verdes=puntos alejados de la costa) y las mallas de propagación

A continuación se describe el modelo estadístico elegido para el análisis y los resultados.

5.3.1 Modelo estadístico

El primer paso en el análisis del clima marítimo extremal es la elección del modelo estadístico a utilizar, teniendo en cuenta que dependiendo del tipo de análisis que se quiera hacer unos modelos serán más adecuados que otros (ver apartado 3.5 del Capítulo 3 de esta tesis). El estudio de la variabilidad espacial no condiciona el tipo de modelo, puesto que cada punto de estudio es considerado como independiente. Sin embargo, sí será decisivo el tipo de análisis temporal que se quiera hacer. En este caso el estudio de la variabilidad temporal se quiere centrar, principalmente, en la tendencia media de largo plazo y en las variaciones intra anuales de los valores extremos.

El modelo estadístico elegido en este estudio ha sido el de Pareto-Poisson (Méndez et al., 2006) basado en el método de excedencias sobre un umbral.

El método de excedencias sobre un umbral permite seleccionar una población de máximos por encima de un umbral (u) determinado, que puede ser constante o variable a lo largo del tiempo. En este caso, como se quiere estudiar la tendencia media de los valores más extremos dentro del año se ha elegido un valor del umbral constante igual al percentil del 99 % de altura de ola significativa. Además de este parámetro, para la selección de las excedencias hay que fijar un valor de independencia entre temporales, que asegure que los máximos elegidos pertenecen a eventos de temporal independientes. En este caso se ha fijado 3 días de independencia entre temporales (Méndez et al., 2006).

El modelo estadístico Pareto-Poisson permite analizar conjuntamente la intensidad y la frecuencia de los eventos extremos. Las excedencias sobre el umbral u se modelan mediante la distribución generalizada de Pareto y la frecuencia, es decir, el número de excedencias en un año dado se asume que sigue una distribución de Poisson con media anual νT , donde ν es la tasa de ocurrencia (años^{-1}) y $T=1$ año.

La combinación del modelo de frecuencias de Poisson e intensidades de Pareto se puede expresar en una forma compatible con la distribución GEV para máximos anuales, a través de la relación entre sus parámetros (ver apartado 1.2.1.2 del Capítulo 1 de esta tesis). El modelado de la variabilidad temporal a través de la dependencia temporal de los parámetros de Pareto-Poisson hace que los parámetros de la GEV hereden también esa dependencia del tiempo y, por lo tanto, estimar directamente los parámetros de esta última distribución.

5.3.1.1 Modelo de regresión para la variación intra anual

La variación intra anual se va a modelar mediante el uso de funciones armónicas en los parámetro de localización y escala (Méndez et al., 2006; Menéndez et al., 2009). El parámetro de forma adoptará un valor constante cuando sea significativo al 95 % ó nulo en caso contrario.

Se han elegido tres puntos de la zona de estudio para hacer un primer análisis basado en la estadística descriptiva de sus series de oleaje. Los puntos elegidos se muestran en la Figura 5.25.



Figura 5.25 Localización de 3 puntos de la zona de estudio sobre los que se va a hacer un primer análisis descriptivo (negro=puntos en reducidas, rojo=puntos alejados de costa)

En la Figura 5.26 se muestra la serie temporal de altura de ola significativa de Cádiz, Carboneras y Delta del Ebro en profundidades indefinidas. Con una cruz se representan las excedencias sobre el umbral (línea negra discontinua). En general, la severidad del clima marítimo es similar en los tres puntos, pero hay que destacar los temporales excepcionales producidos en Octubre de 1997 y Noviembre de 2001 (representados con un círculo rojo) en la parte occidental del Mediterráneo que afectaron a la zona del Delta del Ebro y por lo tanto han condicionado el régimen extremal de esta zona.

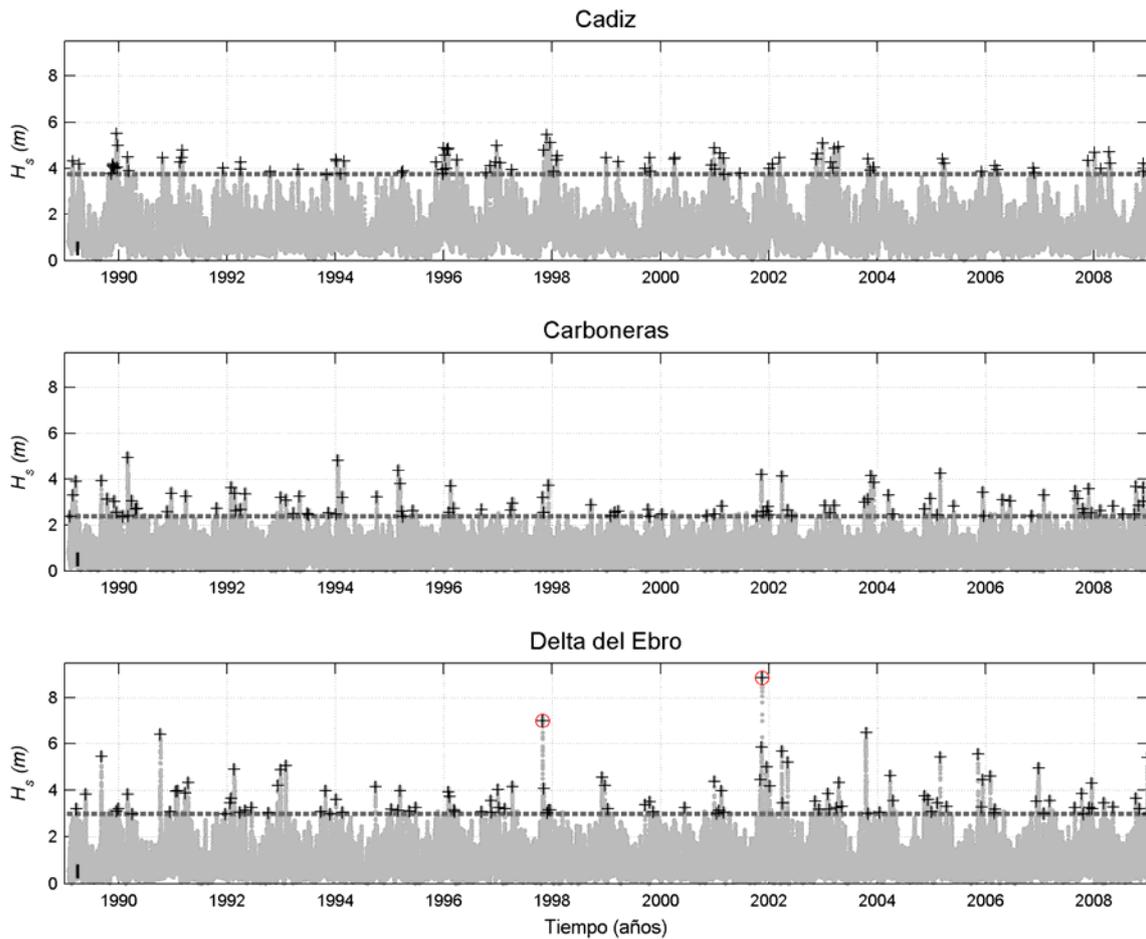


Figura 5.26 Series temporales de altura de ola significativa en profundidades indefinidas en los puntos de Cádiz, Carboneras y Delta del Ebro

En la Figura 5.27 se muestran la población de datos de altura de ola significativa (puntos grises), el umbral elegido (línea discontinua) y las excedencias (cruces negras) en las aguas someras y alejadas de la costa de tres puntos de la zona de estudio. La estación de invierno se ha situado en el centro de la figura para tener una mejor visualización de los eventos extremos.

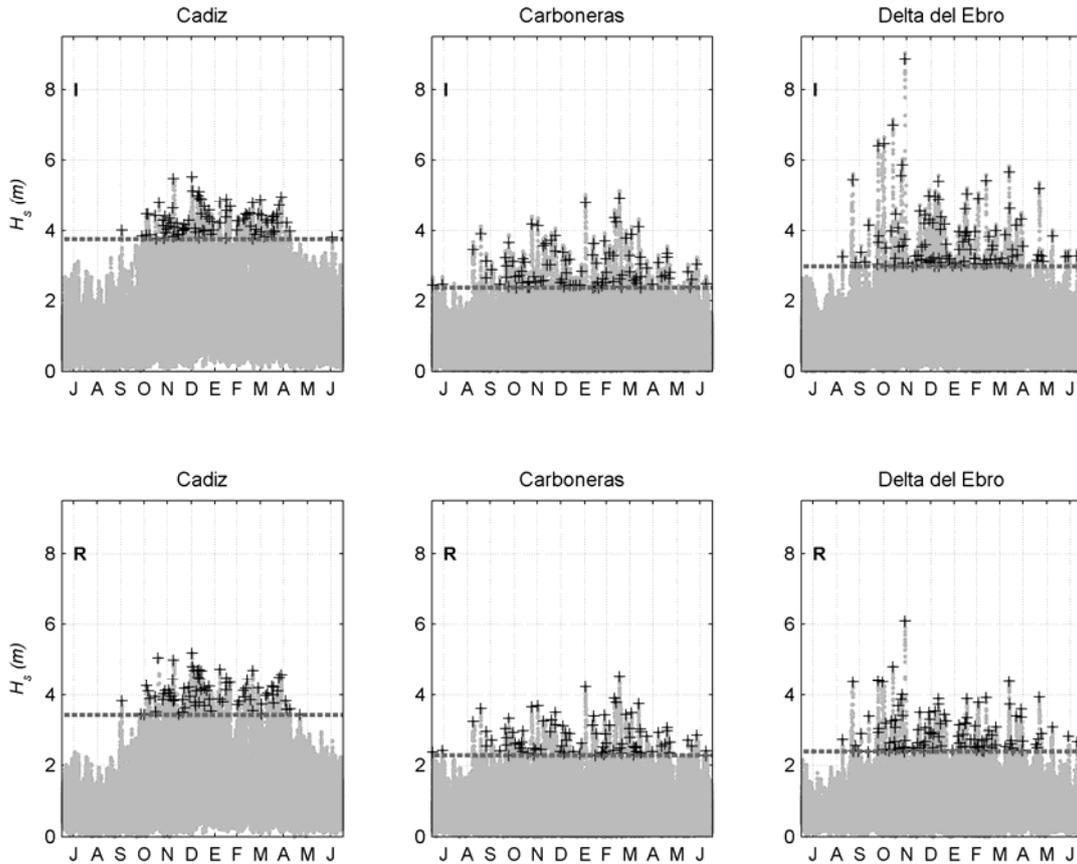


Figura 5.27 Población de datos de H_s (puntos grises), umbral (línea discontinua) y excedencias independientes (cruces negras) en las aguas alejadas de la costa (I) y aguas someras (R) y de tres puntos de la zona de estudio

De un primer análisis visual de las figuras, se desprende que el ciclo semianual se manifiesta en las tres localizaciones. En el caso de Cádiz, la variación intra anual está marcada por el ciclo anual (en los meses de verano no hay eventos extremos) y el ciclo semianual que concentra las mayores alturas de ola en los meses del otoño y primavera. Sin embargo, en Carboneras y el Delta del Ebro se producen eventos extremos durante prácticamente todos los meses del año, siendo especialmente relevante el ciclo semianual, reflejado en fenómenos como la “gota fría”.

Debido a la importancia del ciclo semianual en la zona de estudio y a los resultados obtenidos por Menéndez et al., (2009) en las boyas de Cádiz y Valencia la variación intra anual se va a modelar introduciendo 2 ondas en el parámetro de localización y 2 ondas en el parámetro de escala:

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + \beta_3 \cos(2\omega t) + \beta_4 \sin(2\omega t)$$

$$\psi(t) = \alpha_0 + \alpha_1 \cos(\omega t) + \alpha_2 \sin(\omega t) + \alpha_3 \cos(2\omega t) + \alpha_4 \sin(2\omega t) \quad (5.30)$$

donde $\omega = 2\pi \text{ años}^{-1}$ y t se expresa en años.

5.3.1.2 Modelo de regresión para la tendencia de largo plazo

La selección de la población de extremos mediante el método POT garantiza que únicamente sean seleccionados los temporales que excedan una determinada magnitud. El objetivo es determinar si los mayores temporales han sufrido, a lo largo de los últimos 20 años, algún tipo de variación en su intensidad. Para ello, se incluye en el parámetro de localización un término lineal que permite modelar la tendencia de largo plazo.

$$\mu(t) = \beta_0 + \beta_1 \cos(\omega t) + \beta_2 \sin(\omega t) + \beta_{LT} \cdot t \quad (5.31)$$

donde el parámetro β_{LT} representa la tasa de variación anual en cm/año.

5.3.2 Variación intra anual de los extremos de oleaje

El ajuste del modelo estacional a los dos niveles de puntos en el área de estudio permite, en primer lugar, determinar en que puntos es significativo al 95 % el parámetro de forma. La Figura 5.28 muestra la variación espacial del parámetro de forma, solo representado para un nivel de confianza mayor al 95 %.

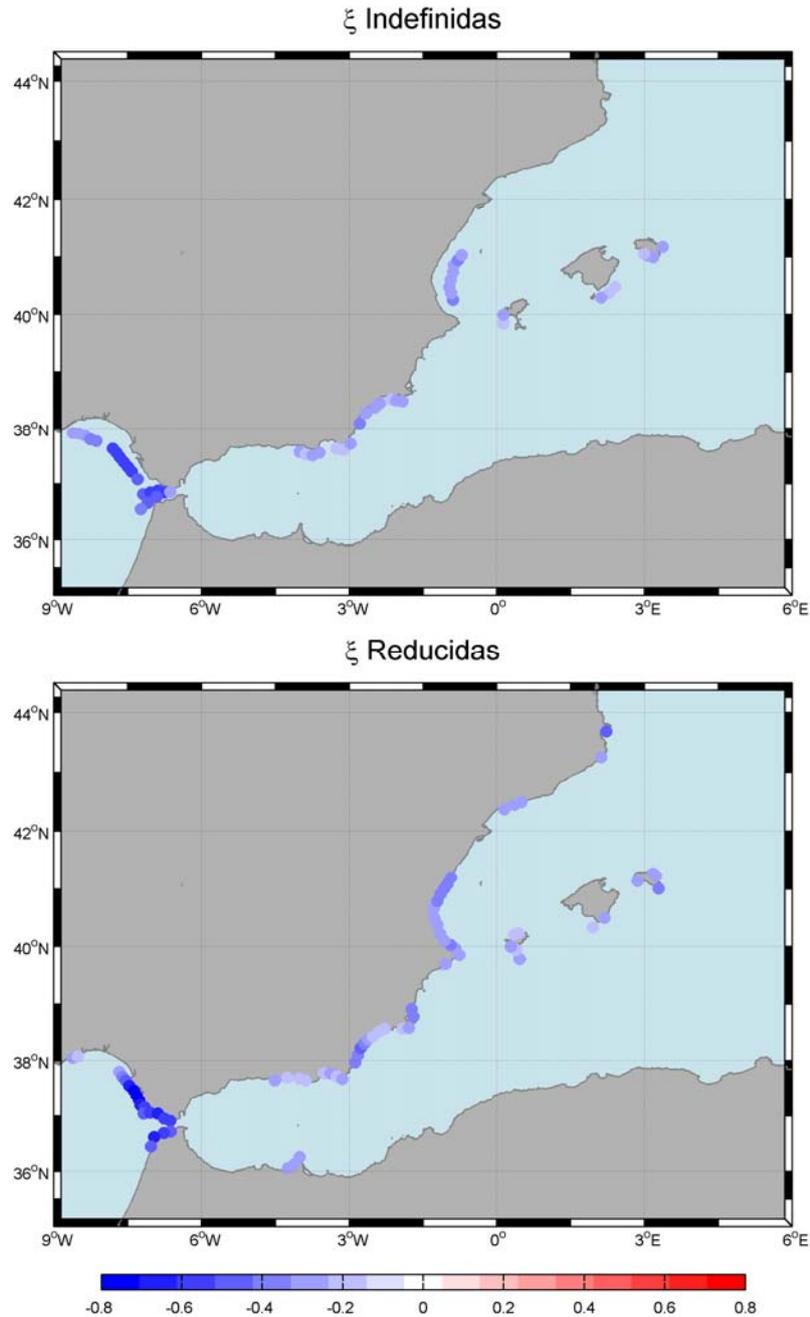


Figura 5.28 Variación espacial del parámetro de forma en profundidades indefinidas y reducidas. Sólo están representados los valores significativos al 95 %

El parámetro de forma adopta valores negativos o nulos en todos los puntos del dominio, lo que indica un clima marítimo extremal con cola de la distribución de Weibull de máximos o Gumbel de máximos. En aguas someras, el número de puntos con cola acotada ($\xi < 0$) aumenta, debido al efecto de filtro que supone la batimetría para determinadas condiciones de oleaje.

La costa atlántica de Cádiz presenta valores de ξ en torno a -0.5 en profundidades indefinidas y -0.8 en reducidas, lo que refleja un comportamiento Weibull de máximos y, por lo tanto, una cola de la distribución acotada. En esta zona los temporales más grandes (que son los que aquí se están considerando) provienen, principalmente, de las borrascas noratlánticas. Cuando el oleaje llega al Golfo de Cádiz ha sufrido, durante su propagación, los fenómenos de dispersión frecuencial y direccional (este último es especialmente importante en el Cabo San Vicente) de forma que el oleaje llega ordenado y la altura de ola extrema acotada. En cuanto a la propagación a profundidades reducidas, la batimetría del fondo (plataforma continental extensa y laja de roca en muchas zonas) condiciona el oleaje que llega a la costa con alturas de ola bastante acotadas.

La zona de Almería, Murcia y Valencia también presenta parámetros de forma negativos, pero algo más suaves que en el caso de Cádiz.

El modelado de la intensidad puede verse a través de los parámetros de localización y escala de la GEV, en los que se han introducido las funciones armónicas. En la Figura 5.29 se muestra la evolución a lo largo del año del parámetro de localización, así como la suma del parámetro de localización más el de escala, y la población de temporales para los tres puntos elegidos anteriormente, en aguas someras y aguas profundas.

Se puede ver como, en profundidades indefinidas, Cádiz tiene el umbral de corte más elevado ($u_{icádiz} = 3.7$ m), mientras que no es el punto con eventos más extremos. Aquí se puede ver la situación acotada del clima marítimo extremal y, por lo tanto, el comportamiento Weibull antes explicado.

En todos los casos, el modelado mediante las dos ondas en ambos parámetros es muy bueno, adaptándose a la población de extremos. En las tres localizaciones el modelo es capaz de reproducir el ciclo semianual, siendo especialmente relevante en el Delta del Ebro, con dos picos claros en la altura de ola máxima, el de otoño y el de primavera.

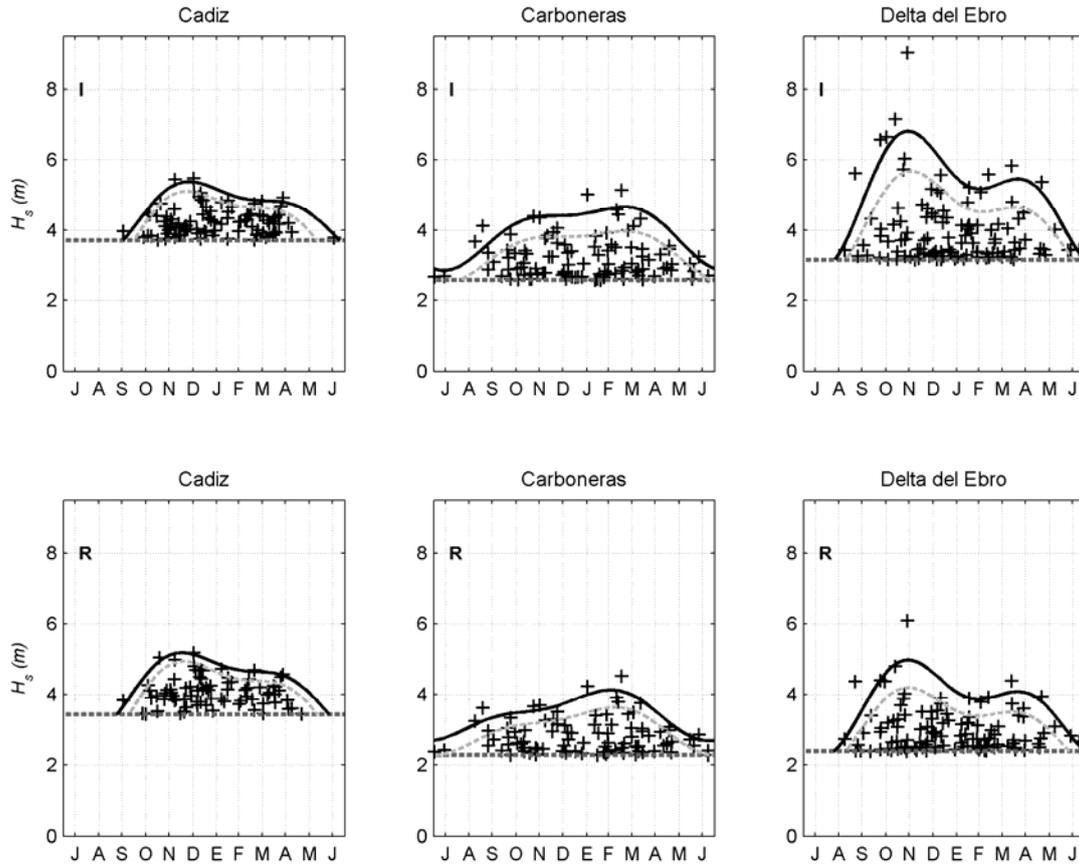


Figura 5.29 Evolución anual del parámetro de localización (línea discontinua gris), parámetros de localización+escala (línea negra), umbral (línea negra discontinua) y excedencias sobre el umbral (cruces negras) en las aguas alejadas de la costa (I) y someras (R) de tres puntos de la zona de estudio

El modelado de la frecuencia se puede comprobar a través de la comparación entre la tasa de eventos extremos a lo largo del año y la tasa obtenida empíricamente para los puntos de Cádiz, Carboneras y el Delta del Ebro (ver Figura 5.30).

En este gráfico se puede ver como la tasa de eventos varía de profundidades indefinidas a reducidas en todos los puntos. La diferencia es más acusada en el punto de Cádiz. En aguas profundas en el mes de Junio se registran eventos extremos que no se propagan a aguas someras, lo cual es debido a que son eventos extremos producidos por los vientos de levante, típicos de esta época del año. Por otro lado, el hecho de que estos temporales no lleguen a la costa hace que disminuya el valor del umbral elegido en reducidas, $u_{rCádiz} = 3.42$ m frente a los $u_{iCádiz} = 3.7$ m de indefinidas. Esto hace que algunos eventos de temporal no considerados en indefinidas se propaguen hacia la costa y, debido a su dirección, período y el efecto de la batimetría, alcancen una altura de ola

que, en reducidas, supera el umbral y los convierte en eventos extremos. Por esta razón la tasa de eventos extremos en reducidas en los meses de Diciembre y Mayo es mayor que en indefinidas. Una situación similar ocurre en el punto del Delta del Ebro en los meses de Octubre, Noviembre y Febrero.

El modelo de frecuencias es capaz de reproducir adecuadamente la tasa de eventos extremos en profundidades indefinidas y reducidas en todos los puntos. En Cádiz, el ciclo semianual en profundidades indefinidas, con dos picos correspondientes a los temporales del noroeste en invierno y levante en primavera, es captado perfectamente por el modelo. En profundidades reducidas, el ciclo semianual se ve atenuado, al llegar a la costa los extremos más grandes de los oleajes de invierno.

Al contrario que en Cádiz, en los puntos de Carboneras y Delta del Ebro el ciclo semianual en los extremos del oleaje es más visible en profundidades reducidas. En el Delta del Ebro, la diferencia entre el umbral en indefinidas y reducidas es de casi 0.8 m, lo cual es debido a que las condiciones del fondo hacen que los oleajes lleguen muy disipados al punto elegido en reducidas y siempre con una altura de ola más o menos similar. Por esta razón temporales que en profundidades indefinidas no eran considerados se convierten en excedencias sobre el umbral en profundidades reducidas y aparecen de esta manera los dos picos en la tasa de eventos a lo largo del año que antes no eran modelados.

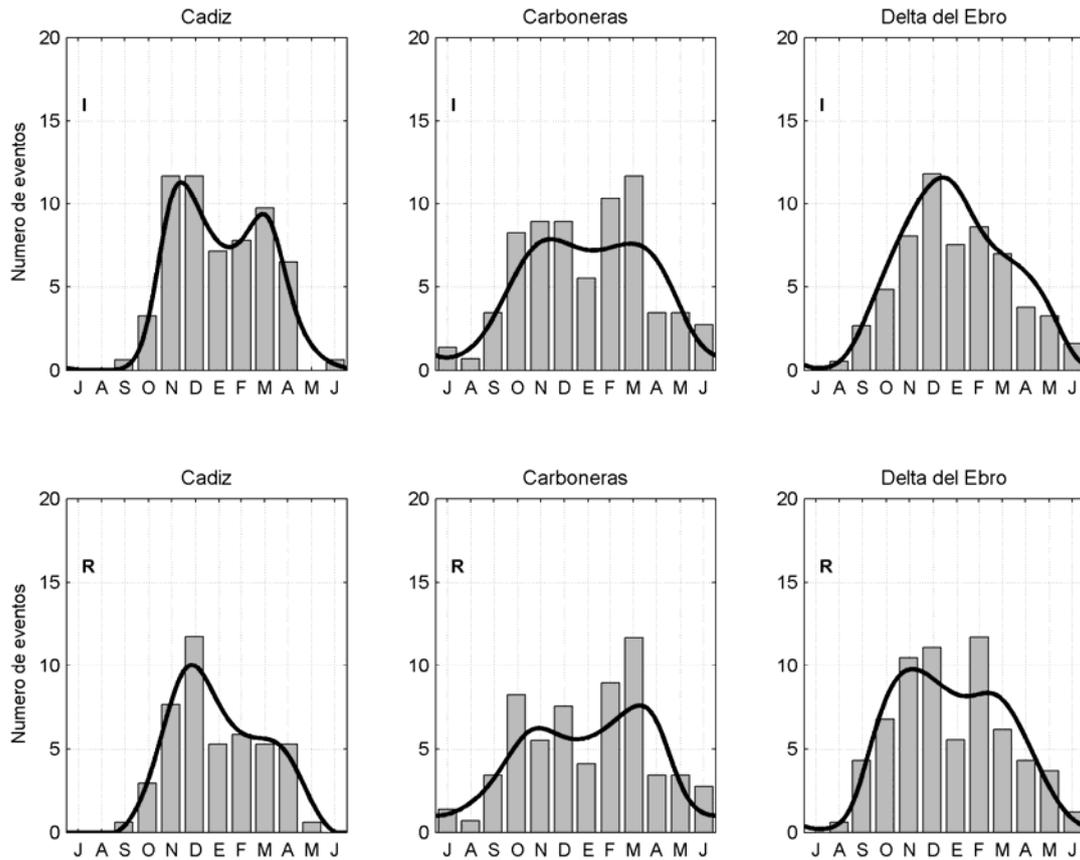


Figura 5.30 Tasa de eventos empírica (histograma) y del modelo (línea negra) en las aguas alejadas de la costa (I) y someras (R) de tres puntos de la zona de estudio (se representa la totalidad de los eventos)

Mediante el modelo estacional ajustado en cada punto, de profundidades reducidas e indefinidas, de la zona de estudio se han calculado los cuantiles de altura de ola extremal asociados a tres períodos de retorno: 20, 50 y 100 años. La representación de estos cuantiles permite ver, por un lado, la evolución espacial del clima marítimo extremal en la zona de estudio y, por otro, la variación a medida que el oleaje se aproxima a la costa (Figura 5.31).

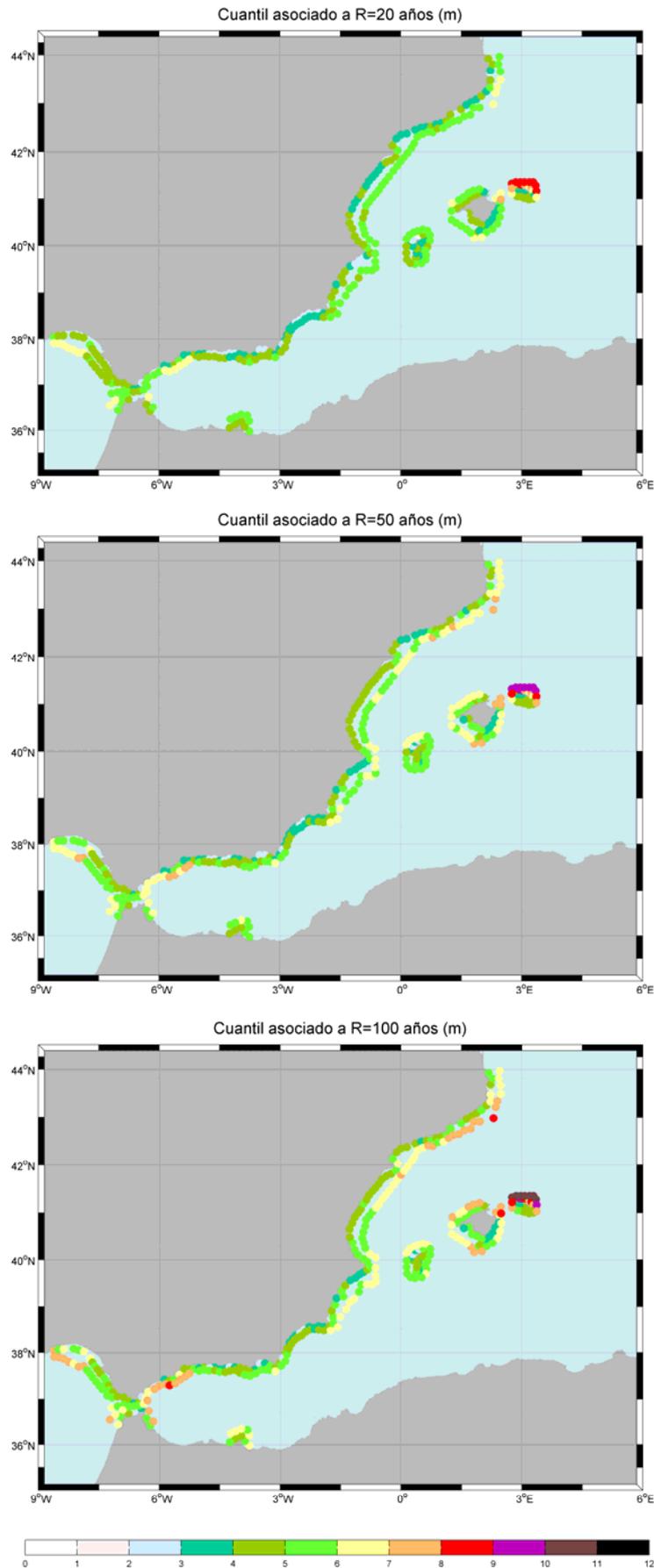


Figura 5.31 Variación espacial de los cuantiles (m) asociados a 20, 50 y 100 años de periodo de retorno

El primer resultado que se puede extraer de la Figura 5.31 es la disminución de la intensidad de H_s del cuantil de altura de ola de profundidades indefinidas a profundidades reducidas. En todos los puntos de estudio la variación es evidente, siendo esta variación del orden de 3 m en las costas de Málaga, Bahía de Almería y cota sureste de Mallorca y de apenas 1.5 m en las costas de Huelva y la Costa Brava. Estas variaciones se deben sin duda a la dirección de los temporales en relación a la orientación de la batimetría.

Por otro lado, se aprecia una variación suave del cuantil a lo largo de la zona de estudio, informando de la severidad del régimen extremal en cada una de las zonas del dominio. Se puede ver que la cara norte de la isla de Menorca presenta las condiciones más severas de toda la zona, alcanzando los 9 m de altura para el período de retorno de 20 años y hasta 12 m para los 100 años de período de retorno. Esto es debido a la exposición de esta costa a los temporales del nordeste (comúnmente conocidos como “levantades”) como los ocurridos en Noviembre de 2001 ó Diciembre de 2006.

El tramo de costa que cubre Cataluña, la Comunidad Valenciana y Mallorca es similar en cuanto a severidad del clima marítimo extremal en profundidades indefinidas, con alturas de ola significante en torno a los 7 m para el cuantil de 20 años de período de retorno. En las costas de Murcia y Almería las condiciones de oleaje se vuelven más suaves con alturas de ola de 4 m para el período de retorno de 20 años. En las proximidades del Estrecho de Gibraltar, costa mediterránea de Cádiz y Málaga, la altura de ola extremal vuelve a aumentar debido a los oleajes que vienen propagados por el Mar de Alborán y quedan retenidos por el Estrecho. De la misma manera, ocurre una situación similar en la parte Atlántica, con los temporales provenientes de las borrascas noratlánticas.

Respecto a las profundidades reducidas, las zonas con clima marítimo extremal más severo son la costa norte de Cataluña, Mallorca y Menorca, costa de Valencia y norte de Alicante y las costas de Cádiz y Huelva. Por el contrario, la costa al norte del Delta del Ebro, costas sur de Mallorca y oeste de Ibiza, Murcia, Almería, Granada y Ceuta cuentan con el clima marítimo extremal más suave, debido a su orientación protegida de los temporales más energéticos y las condiciones del fondo.

Por último, se presenta un diagnóstico gráfico del modelo ajustado basado en los gráficos cuantil-cuantil (*QQ plot*) y probabilidad-probabilidad (*PP plot*). Dado que cada ajuste del modelo cuenta con cuatro gráficos de diagnóstico sólo se presentan los gráficos correspondientes al ajuste del punto de Carboneras en aguas indefinidas (Figura 5.32) y aguas reducidas (Figura 5.33).

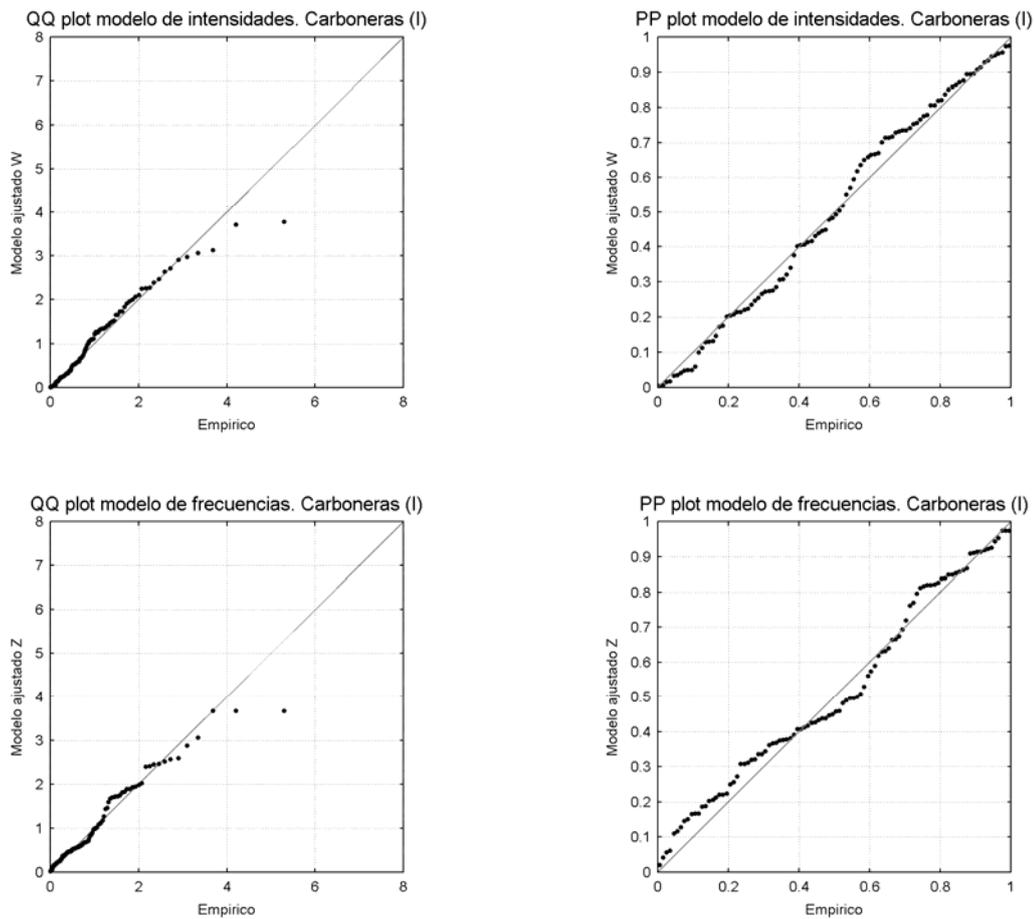


Figura 5.32 Diagnóstico gráfico del ajuste del modelo Pareto-Poisson en el punto de Carboneras en aguas indefinidas

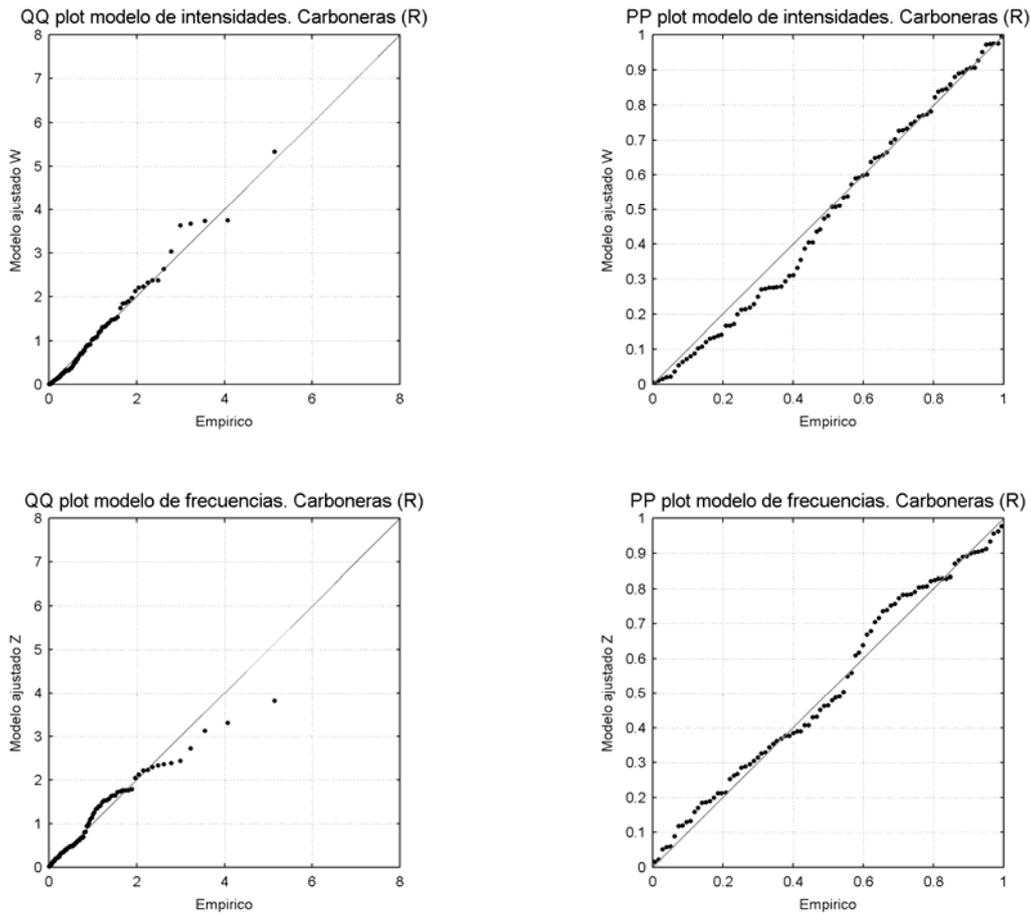


Figura 5.33 Diagnóstico gráfico del ajuste del modelo Pareto-Poisson en el punto de Carboneras en aguas reducidas

Se puede ver que en ambos casos el ajuste es bastante bueno, aproximándose a los puntos de la bisectriz.

5.3.3 Tendencia de largo plazo de los extremos de oleaje

La tendencia media de largo plazo se ha modelado a través de un término lineal en el parámetro de localización. En la Figura 5.34 se muestran los resultados de la tendencia de largo plazo (cm/año) para todos los puntos del dominio, en aguas indefinidas y reducidas en el período 1989-2008. Los resultados están representados con tres tamaños de círculo. El mayor representa los puntos significativos al 95%, el intermedio los significativos al 90% y el resto mediante el círculo más pequeño,

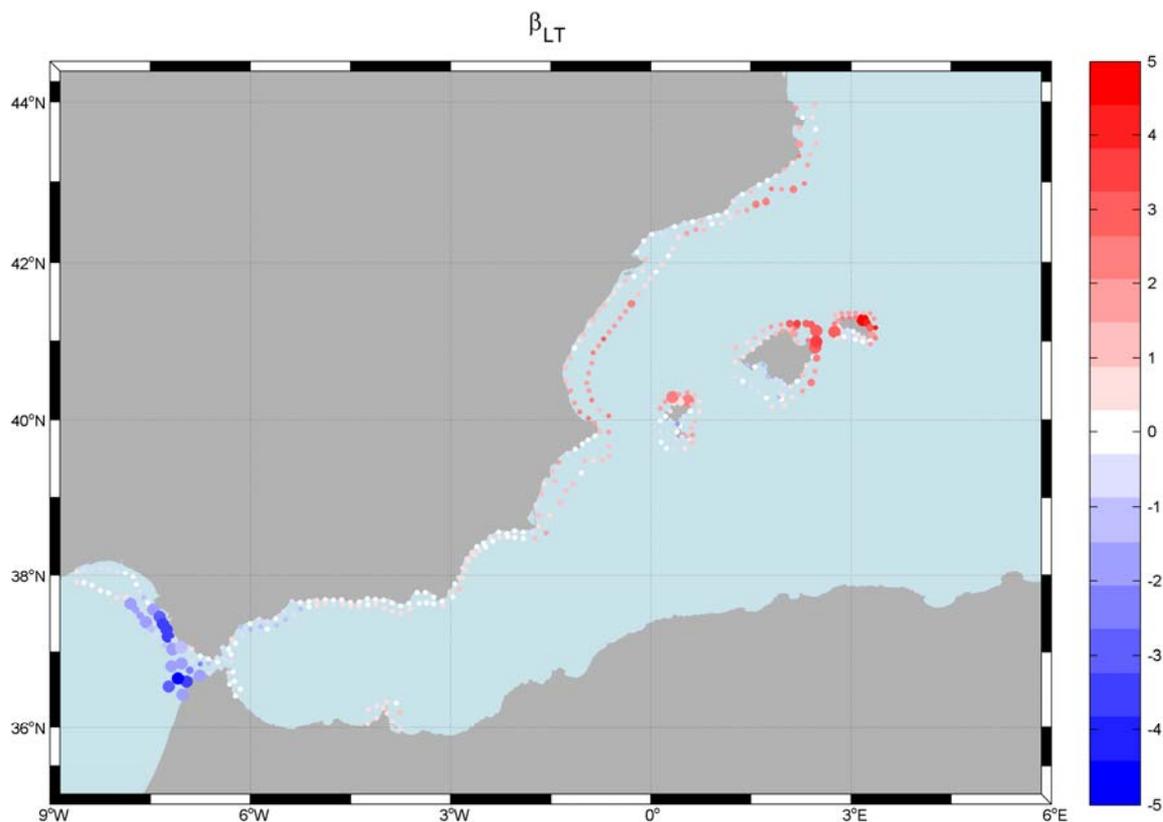


Figura 5.34 Variación espacial de la tendencia de largo plazo (cm/año) en el período 1989-2008. La escala de colores está acotada a ± 5 cm/año

Solo se detectan dos zonas con importantes tendencias significativas al 95 % en los últimos 20 años. La costa de Cádiz muestra una tendencia negativa en torno a los -4 cm/año, lo que supone una disminución de 80 cm de altura de ola significativa máxima en el período estudiado (con variaciones máximas de tendencia de -4.87 cm/año en indefinidas y -3.38 cm/año en reducidas). Por el contrario, la costa noroeste del archipiélago Balear presenta una tendencia positiva del orden de 4.5 cm/año (90 cm de altura de ola significativa máxima en los 20 años). En esta zona la tendencia positiva es mayor en profundidades reducidas (5.13 cm/año de tendencia máxima de largo plazo en reducidas frente a 4.06 cm/año en indefinidas). En el resto del dominio no ha habido una tendencia clara de cambio, apareciendo algunos puntos dispersos en profundidades indefinidas en la costa catalana con tendencia positiva (en torno a los 2 cm/año) significativa al 90 %.

Respecto a los puntos de Cádiz, Carboneras y Delta del Ebro, sólo el punto de Cádiz presenta una tendencia negativa significativa al 95 %. En la Figura 5.35 se muestra la

evolución del parámetro de localización en el que se ha introducido la tendencia (línea negra), la población de extremos utilizada (cruces negras) y el umbral (línea discontinua gris).

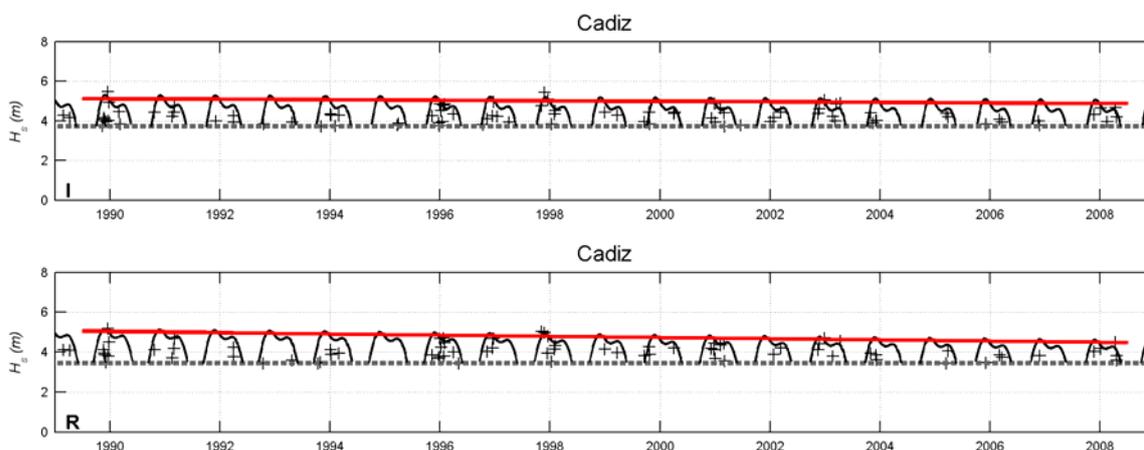


Figura 5.35 Evolución del parámetro de localización (línea negra), la población de extremos utilizada (cruces negras), el umbral (línea discontinua gris) y el cuantil de 20 años de período de retorno (línea roja) en las profundidades indefinidas (I) y profundidades reducidas (R) del punto de Cádiz

La tendencia obtenida en este punto en aguas indefinidas es de -1.3 cm/año mientras que en reducidas es de -3.11 cm/año. En el panel superior de la Figura 5.35, profundidades indefinidas, el efecto de la tendencia negativa apenas se aprecia. Sin embargo, en el panel inferior, profundidades reducidas, se puede ver como los extremos de los últimos años han sido menores, como el parámetro de localización se va amortiguando con el tiempo para adaptarse a esta variación y como el cuantil asociado a 20 años de período de retorno va disminuyendo.

5.4 Conclusiones

En este capítulo se ha desarrollado una metodología integral para evaluar la variabilidad espacial y temporal del clima marítimo extremal en profundidades reducidas.

La metodología ha sido aplicada y validada en el litoral mediterráneo español y Golfo de Cádiz, donde se ha estudiado la variabilidad intraanual y de largo plazo y su variación espacial de profundidades indefinidas a profundidades reducidas. Los resultados muestran una variación en el régimen extremal a lo largo de la zona de estudio, con un

clima marítimo más severo en la cara norte de la isla de Menorca y la Costa Brava en Cataluña. También se puede ver una disminución en la severidad del régimen extremal de aguas profundas a aguas someras.

En el estudio de la variabilidad intraanual, se ha detectado una variación en la tasa de eventos extremos producida en profundidades indefinidas y profundidades reducidas. A través de tres ejemplos, se puede ver que en el Golfo de Cádiz el ciclo semianual está más marcado en profundidades indefinidas, mientras que en el Mediterráneo se hace algo más notable en profundidades reducidas.

El análisis de la tendencia de largo plazo en los últimos 20 años muestra únicamente dos zonas estadísticamente significativas con tendencia de cambio. El Golfo de Cádiz presenta una tendencia negativa en torno a los -4 cm/año, mientras que las Islas Baleares muestran una tendencia de aumento de los extremos del oleaje de 4.5 cm/año (como término medio).

El atlas obtenido a partir de la metodología presentada es una herramienta con información muy útil para el prediseño de obras marítimas, gestión costera o actuaciones en la costa.

