

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2024, Todos los Derechos Reservados, CICESE

# Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



---

## Maestría en Ciencias en Oceanografía Física

---

### Estimación de la potencia del oleaje y su variabilidad espacial y temporal en mares mexicanos

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Germán Barrera Martínez**

Ensenada, Baja California, México

2024

Tesis defendida por

**Germán Barrera Martínez**

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Pedro Osuna Cañedo

Codirector de tesis

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Codirector de tesis

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

Dr. Ernesto García Mendoza



Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Ana Denise Re Araujo  
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Germán Barrera Martínez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física .

## **Estimación de la potencia del oleaje y su variabilidad espacial y temporal en mares mexicanos**

Resumen aprobado por:

Dr. José Pedro Osuna Cañedo

Codirector de tesis

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Codirector de tesis

El presente trabajo aborda el estudio sobre la variabilidad espacio-temporal de la potencia del oleaje ( $P_w$ ) mediante el uso de resultados numéricos generados con el modelo espectral de oleaje WaveWatch III v6.07 para el período 1980-2022. Los resultados del modelo se validaron con datos de parámetros integrales del oleaje, específicamente de altura significativa ( $H_s$ ) en estaciones del NDBC, de la NOAA. El proceso de validación ha mostrado que los resultados numéricos poseen una correlación alta (mayor a 0.9), sesgos típicamente negativos de aproximadamente 20 cm y errores del orden de 50 cm, con respecto a las mediciones de boyas. En la caracterización del clima de  $P_w$  en mares mexicanos, se encontraron regiones con valores de entre 15 a 25 kW/m en la costa occidental de Baja California, mientras que estacionalmente durante invierno se observaron valores máximos en esta región. Estos valores se reducen en un 40 % en la región sur del Pacífico mexicano. A nivel local, se presentaron tres casos de estudio; dos en el Pacífico (Ensenada y Manzanillo) y uno en el Caribe mexicano (Cozumel). El clima en la localidad de Ensenada se caracterizó como la zona más energética. A partir del análisis de tendencia lineal de la serie total de datos, se encontró que las regiones del Pacífico mexicano poseen, en general, una tendencias anuales positivas (aumento) en  $P_w$ , con valores entre 40 a 60 Watts/m. En la región del Golfo de México y el Caribe mexicano, los valores de tendencia anual son mayormente positivos, aunque menores a 10 Watts/m. Las series de parámetros dinámicos presentan oscilaciones de largo plazo (mayores a 5 años), las cuales pueden producir variaciones de los valores de tendencia cuando se utilizan para su cálculo series relativamente cortas (menores a 30 años). A través de un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) se encontraron los patrones dominantes de la variabilidad del campo de olas y se correlacionaron con distintos índices climáticos. En el Pacífico se encontraron correlaciones mayores entre el ENSO y los primeros dos modos de  $H_s$  y  $P_w$  y se presentan como la oscilación climática con mayor influencia en el campo de olas. Esto por ende tiene fuerte influencia en el oleaje presente en costas mexicanas. En el Mar Caribe, el segundo modo de los campos de  $P_w$  y  $H_s$  explica el 33.2 % y 31.5 % de la variabilidad observada, respectivamente, y se encuentra una correlación significativa con el índice del CLLJ. Por lo tanto, se cree que la migración estacional del CLLJ junto a la integración con los vientos alisios, se presentan como los principales forzantes climáticos y moduladores de  $P_w$  en esa región.

**Palabras clave: Potencia del oleaje, Mares mexicanos, Tendencias oleaje, Variabilidad temporal largo plazo, Energías renovables marinas, Índices climáticos**



Abstract of the thesis presented by Germán Barrera Martínez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography .

### **Wave power variability in Mexican Seas.**

Abstract approved by:

PhD José Pedro Osuna Cañedo

Thesis Co-Director

PhD Francisco Javier Ocampo Torres

Thesis Co-Director

This thesis address the study of the spatio-temporal variability of wave power ( $P_w$ ) using wave data from the spectral model WaveWatch III v6.07 for the period 1980-2022. Model results were validated with wave parameter data, specifically significant height ( $H_s$ ) from NDBC buoy stations. The validation process has shown that the numerical results have a high correlation (greater than 0.9), typically negative biases of approximately 20 cm and errors in the order of 50 cm, with respect to buoy measurements. In the climate characterization of  $P_w$  in Mexican seas, regions with values between 15 to 25 kW/m were found on the west coast of Baja California, while seasonally during winter maximum values were observed in this region. These values are reduced by 40 % in the southern Mexican Pacific region. At the local level, three case studies were presented; two in the Pacific (Ensenada and Manzanillo) and one in the Mexican Caribbean (Cozumel). The climate in the locality of Ensenada presented the most energetic values. From the linear trend analysis of the total data series, it was found that the Mexican Pacific regions have, in general, a positive annual trend (increase) in  $P_w$ , with values between 40 and 60 Watts/m. In the Gulf of Mexico and the Mexican Caribbean region, the annual trend values are mostly positive, although less than 10 Watts/m. The series of dynamic parameters present long-term oscillations (greater than 5 years), which can produce variations in the trend values when relatively short series (less than 30 years) are used for their calculation. Through an analysis of Empirical Orthogonal Functions (EOF), the dominant patterns of wave field variability were found and correlated with different climatic indices. In the Pacific, higher correlations were found between ENSO and the first two modes of variability of  $H_s$  and  $P_w$  and they are presented as the climatic oscillation with the greatest influence on the wave field. In the Caribbean Sea, the second mode of the  $P_w$  and  $H_s$  fields explains 33.2 % and 31.5 % of the observed variability, respectively, and a significant correlation is found with the CLLJ index. Therefore, it is believed that the seasonal migration of the CLLJ together with the integration with the trade winds, are presented as the main climatic forcing and modulators of  $P_w$  in that region.

**Keywords: Wave power, Mexican Seas, Wave trends, Long-term variability, Marine renewable energies, Climate index**

## **Dedicatoria**

**A mamá. Con todo cariño.**

## Agradecimientos

Quiero agradecer al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California por permitirme estudiar un posgrado, así como al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por permitirme acceder a una beca. CVU de becario 1137593.

Al Posgrado en Oceanografía Física por la formación académica, el espacio, el equipo de cómputo y todo el apoyo brindado durante mis estudios de maestría.

A el Dr. Pedro Osuna por la orientación, consejos, y toda la paciencia. Gracias por el tiempo invertido para mejorar este trabajo.

A el Dr. Francisco Ocampo, por compartir de su conocimiento sobre el oleaje y las precisas sugerencias.

A la coordinadora del posgrado y sinodal Dra. Tereza Cavazos por siempre estar dispuesta a escuchar y apoyar a los estudiantes con un trato amable. Así como los valiosos comentarios sobre este trabajo. De igual manera a el Dr. Ernesto García por aceptar ser sinodal, por el apoyo y disponibilidad.

Al personal administrativo e informático del departamento de Oceanografía Física: Lupita Pacheco, Amaranta Ruíz y Alina Morales, por siempre brindarnos respaldo.

A los compañeros de posgrado por los buenos momentos, amistad y cualquier gesto de apoyo. En especial a mis compañeros de generación: Ernesto Ramos y Rodrigo Barrientos por ser excelentes compitas. Al grupo de oleaje, por los valiosos comentarios y sugerencias durante las reuniones de los jueves.

A Ale, por ser una compañera atenta, comprender mis conflictos y aún así apoyarme.

Agradezco profundamente a mi familia, que me acompañaron durante este camino, siempre unidos. A mi madre: Elvira, por la ternura y cariño de siempre, por representar siempre la generosidad y el hogar. A veces siento todo un sueño y me imagino que no estamos pasando por estos momentos amargos. A mi padre: Nicolás, por siempre impulsarme a salir adelante. A mi hermana: Ari, por compartir el inmenso amor por nuestros padres y porque has sido mi mayor apoyo cuidando de la ñañi cuando no he estado.

# Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	viii
Lista de tablas .....	xiv
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. Antecedentes .....	2
1.2. Motivación .....	3
1.3. Objetivos .....	4
1.3.1. Objetivo general .....	4
1.3.2. Objetivos específicos .....	4
<b>Capítulo 2. Base de datos</b>	
2.1. Área de estudio .....	5
2.2. Modelo numérico de oleaje .....	6
2.2.1. Implementación y configuración .....	8
2.2.2. Forzamiento .....	9
2.2.3. Parámetros del oleaje relevantes .....	10
<b>Capítulo 3. Clima de la potencia del oleaje</b>	
3.1. Metodología del análisis .....	12
3.1.1. Parámetros estadísticos usados en la validación .....	12
3.1.2. Clima de parámetros del oleaje .....	13
3.2. Validación de resultados numéricos .....	14
3.3. Clima global de la potencia del oleaje .....	19
3.4. Clima regional de la potencia del oleaje .....	22
3.5. Clima local de la potencia del oleaje .....	26
<b>Capítulo 4. Tendencias y variabilidad de largo plazo</b>	
4.1. Cálculo de tendencias .....	33
4.1.1. Tendencias en viento .....	34
4.1.2. Tendencias en oleaje .....	36
4.2. Variabilidad de largo plazo .....	40
4.2.1. Variabilidad de largo plazo del viento .....	40
4.2.2. Variabilidad de largo plazo del oleaje .....	44
<b>Capítulo 5. Asociación con oscilaciones climáticas de gran escala</b>	
5.1. Metodología del análisis .....	47

5.1.1. Análisis de funciones empíricas ortogonales . . . . .	47
5.1.2. Índices climáticos . . . . .	51
5.2. Asociación con oscilaciones climáticas en el Pacífico . . . . .	52
5.3. Asociación con oscilaciones climáticas en el Caribe . . . . .	59

## **Capítulo 6. Conclusiones**

<b>Literatura citada</b> . . . . .	66
<b>Apéndices</b> . . . . .	70

# Lista de figuras

Figura	Página
1. Dominio geográfico en donde se enfoca el estudio. En la figura, la batimetría se encuentran codificados en color y los niveles de profundidad están indicados en metros. . . . .	5
2. Dominio espacial utilizados en este estudio. En los paneles superiores, de izquierda a derecha, se muestran los dominios global y regional. Los pequeños resuadros azules en el dominio regional señalan la posición geográfica de los dominios denominados como locales. En los paneles inferiores se muestran los tres dominios locales, incluida la batimetría en metros. . . . .	9
3. Ubicación de boyas de NDBC utilizadas para validar los resultados numéricos. Ubicación de boyas en mares mexicanos. . . . .	14
4. Diagramas de Taylor normalizados con información de la validación del modelo a partir de series de tiempo de $H_s$ . En el triangulo de color negro se muestra la leyenda correspondiente a la estación meteo-oceanográfica. El eje cartesiano con líneas solidas azules muestran la desviación estándar, los semicírculos concentricos con línea puntuada rosa el $RMSE$ , mientras que el eje radial con líneas negras discontinuas el coeficiente de correlación ( $R$ ). Finalmente la barra de colores muestra el $bias$ . Las estaciones corresponden a aquellas en la cuenca del Pacífico. . . . .	15
5. Igual que en la figura 4 pero para las estaciones 46047 y 42056 de la malla regional. . .	17
6. Desempeño de datos con alta resolución en zonas costeras. . . . .	18
7. Clima de $H_s$ calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . . . .	20
8. Clima de $P_w$ calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . . . .	21
9. Clima estacionl de $P_w$ calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . . . .	23
10. Clima de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla regional. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . .	24
11. Clima estacional de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla regional. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . . . .	25
12. Clima de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local BTS. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020. . . . .	27
13. Clima estacional de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local BTS. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020. . . . .	28
14. Clima de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local MNZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020. . . . .	29
15. Clima estacional de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local MNZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020. . . . .	30

16.	Clima de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local COZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.	31
17.	Clima estacional de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local COZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020. . . . .	31
18.	Tendencia global de la magnitud del viento, $U_{10}$ . La tendencia es calculada a partir de la información de la base de datos de ERA5 correspondiente a los años 1980-2022. Los valores están dados en cm/s por año. . . . .	35
19.	Tendencia anual de $H_s$ (mm/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022). Los puntos representan las regiones donde el calculo de tendencias es estadísticamente significativa al 95 %. . . . .	36
20.	Tendencia estacional de $H_s$ (mm/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022). .	37
21.	Tendencia anual de $P_w$ (W/m/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022). Los puntos representan las regiones donde el calculo de tendencias es estadísticamente significativa al 95 %. . . . .	38
22.	Tendencia estacional de $P_w$ (W/m/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022).	39
23.	Serie de tiempo de $U_{10}$ y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S01. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial. . . . .	41
24.	Serie de tiempo de $U_{10}$ y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S04. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial. . . . .	42
25.	Serie de tiempo de $U_{10}$ y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S08. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial. . . . .	43
26.	Serie de tiempo de $H_s$ y su tendencia de largo plazo correspondinte al punto de control S01. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial. . . . .	45

27.	Serie de tiempo de $H_s$ y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S04. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial. . . . .	46
28.	Serie de tiempo de $H_s$ y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S08. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial. . . . .	46
29.	Diagrama Hovmuller de anomalías históricas del campo de $H_s$ en el Pacífico, entre los 60°S-60°N y 100°E-70°W. La región entre las líneas punteadas marcan la latitud de costas mexicanas. . . . .	52
30.	Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $H_s$ en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	54
31.	Componentes principales de los 3 primeros modos del campo de $H_s$ en la región MEI del Pacífico (líneas azules) calculados con los resultados del modelo WW3 y la serie de valores del índice MEI (líneas anaranjadas). Los valores calculados de correlación cruzada entre las componentes principales de los modos 1-3 y los valores del índice MEI son 0.24, 0.27 y 0.11, respectivamente (ver Tabla 3). . . . .	55
32.	Correlación cruzada entre las componentes principales del campo mensual de $H_s$ en la región MEI del Pacífico (35°N-30°S, 100°E 70°W) durante el periodo 1980-2022 y el índice MEI. . . . .	56
33.	Correlación entre los campos mensuales de $H_s$ y los valores del índice MEI. En el panel superior se muestran los resultados para la región delimitada entre 35°N-30°S, 100°E 70°W. En el panel inferior se muestran los resultados para la malla regional del modelo. . . . .	57
34.	Correlación del campo promedio mensual de $H_s$ en el periodo 1980-2022 con los índices SOI y PDO en la cuenca del Océano Pacífico. . . . .	58
35.	Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $H_s$ en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	59
36.	Componentes principales de los 3 primeros modos del campo de $H_s$ en la región del Caribe (líneas anaranjadas) calculados con los resultados del modelo WW3 y la serie de valores del índice CLLJ (líneas negra). Los valores calculados de correlación cruzada entre las componentes principales de los modos 1-3 y los valores del índice CLLJ son 0.09, 0.34 y 0.09, respectivamente (ver Tabla 3). . . . .	60
37.	Correlación entre los campos mensuales de $H_s$ y los valores del índice CLLJ. Los valores son calculados para el periodo 1980-2022 en el área que cubre el dominio regional del modelo. . . . .	61



Figura	Página
38. Patrón espacial y componentes principales asociadas al segundo modo del análisis de FEO en el Caribe. Del lado izquierdo se presenta el campo de $U_{10}$ mientras que del lado derecho $P_w$ . Las líneas delgadas muestran la componente principal, mientras que la línea gruesa la variabilidad suavizada mediante un promedio corrido de 5 años. . . . .	62
39. Patrón espacial y componentes principales asociadas al segundo modo del análisis de FEO en el Caribe. Del lado izquierdo se presenta el campo de $U_{10}$ mientras que del lado derecho $H_s$ . Las líneas delgadas muestran la componente principal, mientras que la línea gruesa la variabilidad suavizada mediante un promedio corrido de 5 años. . . . .	63
40. Cobertura temporal de estaciones utilizadas para validar los resultados numéricos. Los paneles corresponden a estaciones en el Pacífico Norte, Pacífico Central y frente a la costa oeste de EUA. . . . .	71
41. Cobertura temporal de estaciones utilizadas para validar los resultados numéricos. Los paneles corresponden a estaciones cercanas al mar territorial mexicano en el Pacífico, Golfo de México y Caribe. . . . .	72
42. Diagramas de Taylor normalizados con información de la validación del modelo a partir de series de tiempo de $H_s$ . En el triángulo de color negro se muestra la leyenda correspondiente a la estación meteo-oceanográfica. El eje cartesiano con líneas sólidas azules muestran la desviación estándar, los semicírculos concéntricos con línea punteada rosa el $RMSE$ , mientras que el eje radial con líneas negras discontinuas el coeficiente de correlación ( $R$ ). Finalmente la barra de colores muestra el $Bias$ . Las estaciones corresponden a aquellas en la cuenca del Pacífico. . . . .	73
43. Diagramas de Taylor normalizados con información de la validación del modelo a partir de series de tiempo de $H_s$ . En el triángulo de color negro se muestra la leyenda correspondiente a la estación meteo-oceanográfica. El eje cartesiano con líneas sólidas azules muestran la desviación estándar, los semicírculos concéntricos con línea punteada rosa el $RMSE$ , mientras que el eje radial con líneas negras discontinuas el coeficiente de correlación ( $R$ ). Finalmente la barra de colores muestra el $Bias$ . Excepto la estación 51101, las estaciones corresponden a aquellas en el Pacífico Mexicano, Golfo de México y Caribe. . . . .	74
44. Clima mensual de la potencia del oleaje, $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla regional. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . . . .	75
45. Clima estacional de $H_s$ calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022. . . . .	76
46. Clima mensual de $H_s$ en mares mexicanos. Campo de oleaje generado a partir de simulación numérica. . . . .	77
47. Clima estacional de $H_s$ en mares mexicanos. Campo de oleaje generado a partir de simulación numérica . . . . .	77
48. Clima estacional de $U_{10}$ en dominio mares mexicanos. Datos de reanálisis ERA-5. Periodo de 1980 a 2022. . . . .	78
49. Localización geográfica de los puntos de control para el análisis del efecto de las variaciones de largo plazo en el cálculo de tendencias. . . . .	79

Figura	Página
50. Igual que en la figura 23 pero para las estaciones en el Pacífico mexicano. A partir del panel superior: st01, st02, st03 y st04. . . . .	80
51. Igual que en la figura 23 pero para las estaciones en el Golfo de México y Mar Caribe. A partir del panel superior: st05, st06, st07 y st08. . . . .	81
52. Igual que en la figura 26 pero para las estaciones en el Pacífico mexicano. A partir del panel superior: st01, st02, st03 y st04. . . . .	82
53. Igual que en la figura 26 pero para las estaciones en el Golfo de México y Mar Caribe. A partir del panel superior: st05, st06, st07 y st08. . . . .	83
54. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $U_{10}$ en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	84
55. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $U_{10}$ en toda la cuenca del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	85
56. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $H_s$ en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. Note que esta figura es idéntica a la figura 30, pero se agrega aquí con el fin de completar la información en este anexo. . . .	86
57. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $H_s$ en toda la cuenca del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	87
58. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $P_w$ en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	88
59. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $P_w$ en toda la cuenca del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	89
60. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $U_{10}$ en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio movil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	90

Figura	Página
61. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $H_s$ en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años. Note que esta figura es idéntica a la figura 35, pero se agrega aquí con el fin de completar la información en este anexo. . . . .	91
62. Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de $P_w$ en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años. . . . .	92

# Lista de tablas

Tabla	Página
1. Puntos de control para el análisis de la variabilidad de largo plazo en el cálculo de la tendencia de viento y oleaje. . . . .	40
2. Descripción de índices climáticos. Los acrónimos en la descripción se refieren a: presión a nivel del mar (SLP), temperatura superficial del mar (SST) y radiación saliente de onda larga (OLR). . . . .	51
3. Correlación cruzada entre componentes principales e índices climáticos. En la tabla, $\tau$ representa el desfase en meses. Los valores de variabilidad explicada para cada CP, dados en porcentaje, son: $VE_{H_s}^{1,2,3} = 48.5, 29.3, 22.1$ y $VE_{P_w}^{1,2,3} = 51.8, 30, 18$ en el Pacífico tropical (región MEI); $VE_{H_s}^{1,2,3} = 48.5, 29.3, 22.1$ y $VE_{P_w}^{1,2,3} = 51.8, 30, 18$ en la cuenca del Pacífico; $VE_{H_s}^{1,2,3} = 55.6, 31.5, 12.8$ y $VE_{P_w}^{1,2,3} = 56.7, 33.2, 9.9$ en el Caribe. Mientras que del campo de viento para el Pacífico trópicos, cuenca del Pacífico y Caribe son: $VE_{U_{10}}^{1,2,3} = 47.8, 28.6, 23.7$ , $VE_{U_{10}}^{1,2,3} = 40.7, 31.6, 27.7$ y $VE_{U_{10}}^{1,2,3} = 59.3, 24.5, 16.2$ respectivamente. . . . .	62
4. Estaciones de NDBC utilizadas para validar el modelo . . . . .	70

# Capítulo 1. Introducción

---

Las olas son perturbaciones en la superficie de un fluido que se forman debido a la transferencia de momentum de la atmósfera al océano. El viento actúa como fuerza generadora mientras que la gravedad actúa restaurando la superficie del fluido, es por esto que se le conocen como ondas superficiales de gravedad. Una de sus características intrínsecas es que, en aguas profundas las olas son dispersivas. Es por esto que en el océano, en un momento dado, el campo de olas está conformado por oleaje generado en zonas remotas (*swell*) y de oleaje generado localmente (*sea*) (Holthuijsen, 2007). La escala espacial de las olas es bastante amplia, con longitudes de onda que van desde los pocos centímetros hasta un par de cientos de metros, mientras que sus periodos típicos son menores a 30 segundos.

Las olas transportan parte de la energía que la atmósfera transfiere al océano. La potencia del oleaje, una medida del transporte de la energía contenida en el campo de olas, depende principalmente de la altura de ola y de su periodo. Esta puede ser transportada grandes distancias; desde las zonas de generación hasta las costas, en donde es disipada por el rompimiento de las olas. Dada su persistencia, se puede considerar al oleaje como una fuente de energía renovable abundante, con gran potencial y mínimo impacto ambiental (Ahn et al., 2020). De acuerdo a Alonso et al. (2015), la disponibilidad del recurso energético que proviene del campo de olas es más abundante sobre las costas occidentales de los continentes, en latitudes medias, entre los 30º y 60º en ambos hemisferios.

Un componente esencial en su estudio es la estructura espacial y temporal del clima del oleaje. El campo de olas es una respuesta al forzamiento del viento en superficie, el cual es producido por eventos con escalas temporales que tienen características interanuales e interdecadales, por lo tanto la ocurrencia de estos eventos climáticos modulan la variabilidad de la energía de las olas (Bromirski et al., 2005). Además del enfoque energético, la variabilidad temporal y el cálculo de tendencias son utilizados para estudiar escenarios futuros y problemáticas como la erosión costera, inundaciones por incremento del nivel del mar, el diseño de obras de protección costera y el cambio climático (Takbash & Young, 2020). La factibilidad técnica y económica para la explotación del recurso energético asociado al oleaje en algún punto específico requiere evaluar de manera correcta no solo la disponibilidad del recurso sino también su variabilidad espacial y temporal. Para lograr esto, una opción viable es el uso de modelos numéricos para generar el campo de oleaje ya que estos proporcionan información con cobertura espacial amplia y a intervalos regulares de tiempo. Principalmente en zonas costeras es necesaria una mayor resolución de los datos, por lo que se utilizan modelos con resoluciones espaciales finas, de algunos metros, para así cuantificar detalladamente la energía disponible en algunos sitios específicos (Rusu & Onea, 2016; Vannucchi & Cappietti, 2016).

## 1.1. Antecedentes

Una forma eficiente para evaluar la variabilidad espacial y temporal del recurso energético asociado al oleaje es a través del uso de modelos numéricos de oleaje. Bromirski et al. (2013) estudiaron la tendencia y la variabilidad de largo plazo de la potencia del oleaje en el Pacífico Norte a partir de una implementación del modelo espectral de tercera generación WaveWatch III, obtuvieron resultados correspondientes a un periodo de 60 años (1948-2008) que indican un incremento de energía del oleaje a partir de la mitad de la década de 1970, producto de una mayor intensificación de tormentas asociadas a la fase cálida de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés). Observaron que a finales de la década de 1990 la energía de las olas, disminuye principalmente con la entrada de la fase fría de la ODP, lo cual sugiere una correlación positiva de la PDO con la energía del oleaje.

El estudio de la potencia del oleaje a escala global en distintas escalas temporales (mensual, estacional, interanual y de largo plazo) ha sido estudiado por Reguero et al. (2015). En tal estudio, encontraron una estimación global de la potencia del oleaje costa afuera de 16,0000 TW/año, además de distintos niveles de correlación entre índices climáticos y la variabilidad natural de la potencia del oleaje. Especialmente importantes para la costa occidental de América identificaron a el Modo Anular Austral (SAM, por sus siglas en inglés), el patrón del Pacífico Norte-América (PNA, por sus siglas en inglés) y la Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés), mientras que en el Atlántico, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés) y la Oscilación del Ártico (AO, por sus siglas en inglés). Otro estudio enfocado en las oscilaciones climáticas de baja frecuencia es el de Odériz et al. (2020), donde se estudia el impacto del ENSO en la potencia del oleaje y su efecto en las costas, de tal manera que las costas son clasificadas por el potencial riesgo de erosión costera.

Existen algunos trabajos sobre la estimación de la energía del oleaje para su aprovechamiento como fuente de energía en las costas mexicanas. Uno de ellos es el de Felix et al. (2018), en el que analizaron eventos extremos de una serie de 60 años de datos para el litoral mexicano; los valores máximos de densidad de energía los obtuvieron para la costa occidental de Baja California y la costa de Jalisco, con valores entre 10 y 20 kW/m.

Ocampo-Torres et al. (2013) evaluaron el recurso energético y la tendencia de la altura significativa de ola en la costa occidental de Baja California. Obtuvieron resultados numéricos a partir del anidamiento de los modelos de oleaje WAM y SWAN para un periodo de 40 años. El dominio del modelo WAM generó campos de oleaje para la cuenca del Pacífico, mientras que para regiones costeras en la Península de

Baja California se utilizó el modelo SWAN. A partir de los resultados del modelo WAM encontraron que en latitudes altas, en el hemisferio sur, encontraron una tendencia al aumento de altura de ola de alrededor de 2.5 cm/año, mientras que en latitudes altas del hemisferio norte encontraron aumentos de alrededor de 1 cm/año. Así mismo estimaron valores de potencia del oleaje de 10 kW/m para la costa en la localidad de Rosarito, Baja California.

Un estudio local, enfocado en la Bahía de Todos Santos (Ensenada, Baja California), es el de Gorr-Pozzi et al. (2021). A partir de resultados obtenidos con el modelo SWAN para un periodo de 11 años, y en donde se usó una alta resolución espacial (aproximadamente 280 m), se sugieren dos sitios destacables para el aprovechamiento de la energía del oleaje. Los valores de potencia calculados para esos puntos fueron de entre 17 y 25 kW/m.

## 1.2. Motivación

De acuerdo con la Agencia Internacional de Energías Renovables (IRENA, 2019), se tiene contemplado que en 2050 la energía proveniente de fuentes renovables debe satisfacer el 86 % de la demanda de energía mundial. Hasta 2011, en México la generación de energía eléctrica fue de 54.7 TWh/año, de los cuales 81.24 % provenían de fuentes fósiles (Ramos-Gutiérrez & Montenegro-Fragoso, 2012).

Para avanzar en el proceso de una transición energética hacia fuentes de energía limpias es importante tener estimaciones correctas de los recursos energéticos disponibles, que nos ayuden a sentar las bases para diversificar o complementar otras fuentes de energía renovables y así contribuir a la matriz energética del país. A pesar de que se han hecho estimaciones robustas de la energía del oleaje en algunas regiones del litoral mexicano, se requiere de una mayor resolución espacial en zonas costeras donde los desarrollos de energía marina son viables.

Comunmente, el potencial energético es determinado a partir del cálculo del clima de la potencia del oleaje y su variabilidad temporal es restringida a la estimación del clima mensual y el clima estacional. Este trabajo se enfoca en el estudio sobre la tendencia del oleaje y el análisis de la variabilidad espacial y temporal del fenómeno, así como los mecanismos climáticos globales que lo afectan. Se espera que los resultados obtenidos nos puedan ayudar a determinar criterios importantes para la toma de decisiones sobre la construcción e implementación de tecnología que aproveche de manera eficiente la energía del oleaje.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo general**

- Estimar la distribución espacial y la variabilidad temporal de la potencia del oleaje en mares mexicanos.

### **1.3.2. Objetivos específicos**

- Validar resultados numéricos y estimar la potencia promedio del oleaje, así como su variabilidad temporal, mediante datos generados con el modelo WaveWatch III utilizando alta resolución espacial en sitios costeros de interés.
- Analizar la tendencia y variabilidad de largo plazo del viento y su efecto en el campo de olas.
- Analizar la posible asociación de oscilaciones del clima de gran escala con la variabilidad de la potencia del oleaje a largo plazo.

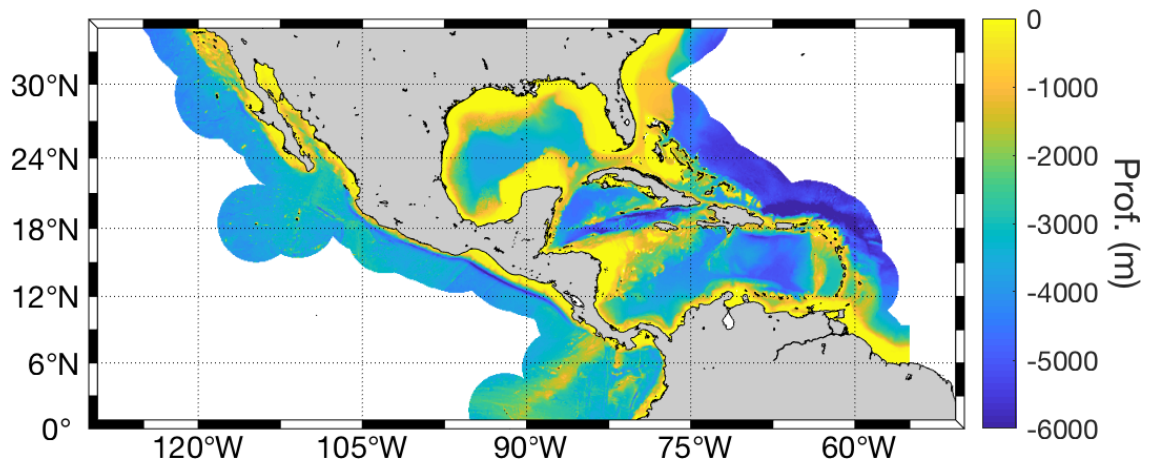


## Capítulo 2. Base de datos

En este capítulo se describe la región de estudio y la configuración de los dominios geográficos (regionales y locales) que son utilizados por el modelo numérico para generar la base de datos a analizar. Se describen también las características del modelo numérico de oleaje, se ofrecen detalles sobre el forzamiento atmosféricos y se describe la base de datos observacionales utilizada para la calibración de los resultados numéricos.

### 2.1. Área de estudio

México es un país con una posición geográfica privilegiada al contar con acceso al Océano Pacífico y al Océano Atlántico por medio del Golfo de México. Posee un litoral de 11,222 km y su posición geográfica es tal que incluso el territorio abarcado por su mar patrimonial o Zona Económica Exclusiva (ZEE) es mayor a su superficie continental (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), 2018). En este trabajo, el estudio está centrado en las regiones costeras mexicanas en el Pacífico, Golfo de México y Mar Caribe (ver figura 1).



**Figura 1.** Dominio geográfico en donde se enfoca el estudio. En la figura, la batimetría se encuentran codificados en color y los niveles de profundidad están indicados en metros.

Como se verá más adelante, por razones fundamentadas en las características espaciales de los forzamientos que generan las condiciones del oleaje en mares mexicanos, se analizan la información de olas y viento en regiones que se extienden más allá de las costas mexicanas.

## 2.2. Modelo numérico de oleaje

En el presente trabajo se utilizaron datos producto de resultados de simulación numérica calculados con el modelo de olas WAVEWATCH III v6.07 (WAVEWATCH III<sup>®</sup> Development Group (WW3DG), 2019). Se trata de un modelo espectral de tercera generación (Komen et al., 1994), con un desarrollo continuo por parte de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) a través del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) y por la comunidad científica internacional. En el modelo WAVEWATCH III (de aquí en adelante nos referiremos a este modelo como WW3), la ecuación gobernante está expresada como:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot \dot{\mathbf{x}}N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k}N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}N = \frac{S}{\sigma}, \quad (1)$$

donde

$$\dot{\mathbf{x}} = \mathbf{C}_g + \mathbf{U}, \quad (2)$$

$$\dot{k} = -\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s}, \quad (3)$$

$$\dot{\theta} = -\frac{1}{k} \left[ \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} \right], \quad (4)$$

y

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd). \quad (5)$$

En este conjunto de ecuaciones,  $N(k, \theta; \mathbf{x}, t)$  representa la forma espectral de la densidad de acción de las olas,  $k$  es el número de onda,  $\theta$  la dirección de la ola,  $\mathbf{x}$  la posición espacial  $(x, y)$  y  $t$  el tiempo. En la ecuación (2),  $\mathbf{C}_g$  es la velocidad de grupo de las olas, mientras que  $\mathbf{U}$  es la velocidad de corriente horizontal. En las expresiones (3) y (4)  $d$  es la altura total de la columna de agua,  $s$  la coordenada en dirección de  $\theta$ ,  $\mathbf{k}$  el vector número de onda y  $m$  la coordenada perpendicular a  $s$ . La ecuación (5)

representa la relación de dispersión, la cual indica la relación entre el número de onda,  $k$  y la frecuencia intrínseca de las olas,  $\sigma$ . También en (5),  $g$  representa la aceleración de la gravedad.

Una forma común de representar la evolución del campo de oleaje es a través de la descripción del espectro direccional,  $F(k, \theta; \mathbf{x}, t)$ . La relación entre la densidad de acción y la densidad de energía está dada por la expresión:

$$N(k, \theta; \mathbf{x}, t) = \frac{F(k, \theta; \mathbf{x}, t)}{\sigma}. \quad (6)$$

En el caso en que el oleaje se propaga de manera libre (es decir, sin forzamiento y disipación) pero en presencia de un medio inhomogéneo (corrientes y fondo variable), la acción es conservada mientras que la energía de las olas no lo es. En estas circunstancias, la ecuación (6) implica que la frecuencia intrínseca del oleaje puede verse modificada por la propagación de las olas sobre un campo inhomogéneo de corrientes y fondo con pendiente. Una restricción importante en la aplicabilidad de la teoría detrás de la formulación del modelo WW3 es que la escala espacial de variabilidad de los campos de batimetría y corrientes debe de ser grande en comparación con la longitud de las olas (Bretherton & Garrett, 1968).

En el lado izquierdo de la ecuación (1) se describe la evolución temporal de  $N$ : el primer término indica el cambio local de la densidad de acción, el segundo término representa el transporte de  $N$  en el espacio geográfico  $(x, y)$ , incluyendo el efecto de un campo inhomogéneo de corrientes,  $\mathbf{U}$ , mientras que el tercer y el cuarto término representan la propagación de  $N$  en el espacio espectral  $(k, \theta)$ . En el lado derecho de la ecuación (1),  $S$  incluye los términos fuentes y sumideros de energía en  $N$ . En aguas profundas,  $S$  consta de tres términos principales, los cuales especifican los distintos procesos físicos que determina la evolución local del oleaje:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds}, \quad (7)$$

donde  $S_{in}$ ,  $S_{nl}$  y  $S_{ds}$  describen la transferencia de energía entre el viento y el oleaje, la transferencia no-lineal de energía entre cuádrupletas (cuatro componentes espectrales) y la disipación de energía por el rompimiento de olas en aguas profundas, respectivamente. Detalles sobre los fundamentos teóricos en que están basados estos términos son descritos en Komen et al. (1994) y en el manual del usuario del modelo (WAVEWATCH III<sup>®</sup> Development Group (WW3DG), 2019).

### 2.2.1. Implementación y configuración

Como se mencionó en previamente, las condiciones del oleaje en mares mexicanos están determinadas por el forzamiento asociado al viento local y al arribo de oleaje generado regiones lejanas. Este hecho, así como la necesidad de utilizar alta resolución espacial en costas mexicanas para ejecutar de manera efectiva el primer objetivo particular de este trabajo, exige el uso de mallas anidadas en el modelo en la implementación del modelo.

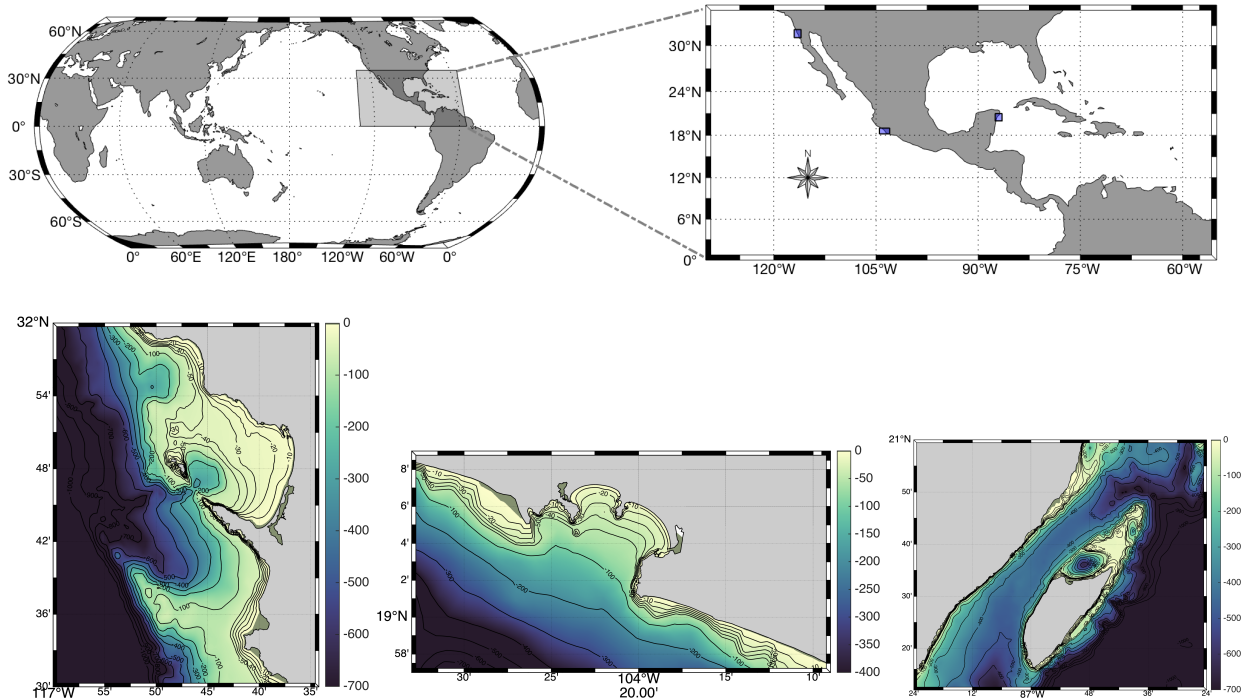
En la figura 2 se pueden observar los dominios geográficos que abarcan las mallas numéricas utilizadas en este trabajo. La malla global posee una resolución espacial regular de 15 minutos de arco ( $1/4$  de grado) y se encuentra anidada a una malla regional, con resolución espacial regular de 5 minutos de arco ( $1/12$  de grado). Para estas dos mallas se utiliza un anidamiento en dos sentidos, es decir que ambas mallas intercambian información. La batimetría utilizada para esta malla proviene de la base de datos batimétricos de GEBCO<sup>1</sup>.

Las tres mallas locales, correspondientes a las regiones que cubren la bahía de Todos Santos, la bahía de Manzanillo y los alrededores de la isla de Cozumel (de izquierda a derecha en el renglón inferior de la figura 2, respectivamente), son discretizadas en mallas no-estructuradas cuya resolución espacial máxima es de aproximadamente 50 metros. Estas mallas locales están anidadas a la malla regional en una sola vía, es decir que reciben información de la malla regional una vez que los resultados de esta última han sido obtenidos y preprocesados. Es importante mencionar que los datos batimétricos con que fueron generadas las batimetrías de las regiones de Manzanillo y Cozumel provienen de la base de GEBCO, mientras que la batimetría correspondiente a la región de la bahía de Todos Santos fue generada utilizando datos de la base de GEBCO (zona externa de la bahía) y datos de alta resolución muestreados recientemente con ecosonda dentro de la bahía.

El experimento numérico es configurado utilizando los términos físicos para  $S_{in}$  y  $S_{ds}$  correspondientes a la opción ST6 del modelo WW3. El término de interacción no lineal entre cuádrupletas,  $S_{nl}$ , es calculado con la versión estándar del esquema DIA. Los detalles de estas formulaciones pueden ser encontrados en el manual del usuario del modelo (WAVEWATCH III<sup>®</sup> Development Group (WW3DG), 2019).

---

<sup>1</sup>[https://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/#global](https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/#global).



**Figura 2.** Dominio espacial utilizados en este estudio. En los paneles superiores, de izquierda a derecha, se muestran los dominios global y regional. Los pequeños resuadros azules en el dominio regional señalan la posición geográfica de los dominios denominados como locales. En los paneles inferiores se muestran los tres dominios locales, incluida la batimetría en metros.

### 2.2.2. Forzamiento

El modelo es forzado utilizando datos provenientes del reanálisis ERA-5, del Centro Europeo para Previsiones Meteorológicas de Mediano Alcance (ECMWF). ERA-5 es la quinta generación de reanálisis atmosférico generado por ECMWF. Los datos utilizados corresponden a componentes del vector de viento a 10 metros de altura y cobertura de hielo. La resolución espacial de estos datos es de 15 minutos de arco y la resolución temporal es horaria.

En la presente implementación, las componentes de viento zonal y meridional ( $U_{10}$  y  $V_{10}$ , respectivamente), así como la cobertura de hielo, son interpolados bi-linealmente a la resolución espacial de cada una de las mallas. Los datos de cobertura de hielo son usados únicamente durante la ejecución de la malla global del modelo, mientras que los datos de viento son usados en todas las mallas. En cada uno de los niveles de malla (global, regional y local), la integración temporal de los términos fuente se lleva a cabo utilizando un paso de tiempo ( $\Delta t$ ) distinto, por lo tanto los forzamientos son interpolados de manera lineal al tiempo de integración correspondiente.

### 2.2.3. Parámetros del oleaje relevantes

Las características del estado de mar en un tiempo y espacio determinado, pueden ser descritas a través del espectro direccional del oleaje. El espectro direccional,  $F(f, \theta)$ , esencialmente describe cómo se distribuye la densidad de energía en el rango de frecuencias,  $f$ , y direcciones,  $\theta$ . En el caso del modelo WW3, cuya ecuación gobernante es (1), el espectro direccional es calculado a partir de la ecuación (5) utilizando la relación:

$$\omega^2 = \sigma^2 + \mathbf{k} \cdot \mathbf{U}, \quad (8)$$

donde  $\omega = 2\pi f$  es la frecuencia absoluta, es decir la registrada por un observador en un marco de referencia fijo, bajo la influencia de un corrimiento en frecuencia (Doppler),  $\mathbf{k} \cdot \mathbf{U}$ , inducido por la corriente.

En estudios enfocados en la caracterización del oleaje generalmente se utilizan parámetros integrales del espectro direccional, tales como la altura significativa,  $H_s$ , la dirección promedio,  $\bar{\theta}$  y, en los casos en que se pretende calcular la potencia, el periodo energético  $T_e$ . Estos parámetros se pueden obtener a partir de los momentos espectrales,

$$m_n = \int_f \int_\theta f^n F(f, \theta) d\theta df, \quad (9)$$

donde  $n$  es el índice del momento espectral. La altura significativa del oleaje,  $H_s$ , se puede obtener a partir de la energía total en el espectro direccional (es decir,  $m_0$ ),

$$H_s = H_{m_0} = 4\sqrt{m_0}, \quad (10)$$

y el periodo energético,  $T_e$ , se calcula con los momentos  $m_0$  y  $m_{-1}$ , de la siguiente manera:

$$T_e = \frac{m_{-1}}{m_0} = \frac{\int_f \int_\theta f^{-1} F(f, \theta) d\theta df}{\int_f \int_\theta f^n F(f, \theta) d\theta df}. \quad (11)$$

Una práctica común en los estudios sobre el cálculo de la potencia en aguas abiertas es suponer que la potencia del oleaje (flujo de energía),  $P_w = C_g F$ , puede ser aproximado como:

$$P_w = C_g F = \frac{1}{2} C_p F, \quad (12)$$

donde  $C_p$  representa la celeridad de fase de las olas. Esta aproximación es fundamentada en la teoría lineal del oleaje para aguas profundas. Dadas estas condiciones, es posible encontrar una expresión para la potencia del oleaje en términos de  $H_s$  y  $T_e$ , de tal manera que (12) puede ser expresada como (Sheng & Li, 2017)

$$P_w = \frac{1}{32\pi} \rho_w g^2 H_s^2 T_e, \quad (13)$$

donde  $\rho_w$  es la densidad del agua. A requerimiento del usuario, el modelo WW3 calcula internamente los flujos de energía a partir del espectro direccional sin la restricción de la profundidad, es decir como:

$$P_w = \rho_w g \int_f \int_\theta C_g(f, d) F(f, \theta) df d\theta, \quad (14)$$

y proporciona los campos de potencia del oleaje como función del tiempo. En el presente trabajo, los análisis sobre la variabilidad espacial y temporal de la potencia en las áreas de estudio se realizan con los resultados de la expresión (14).

## Capítulo 3. Clima de la potencia del oleaje

---

En este capítulo se presentan los resultados más relevantes con respecto a la validación de la simulación numérica y el cálculo del clima de la potencia del oleaje en distintas escalas espaciales. En la sección 3.1 se describe la metodología del análisis, donde se especifican las métricas utilizadas para validar los resultados del modelo y se indica la fuente de la base de datos utilizada como referencia. También en esta sección se presentan algunos detalles sobre el cálculo de los parámetros del clima del oleaje y la potencia del mismo en las regiones de estudio. En la sección 3.2 se presentan los resultados de la validación. Posteriormente, en la sección 3.3 se presenta el análisis de resultados y discusiones relativas al primer objetivo de este trabajo.

### 3.1. Metodología del análisis

#### 3.1.1. Parámetros estadísticos usados en la validación

Los principales parámetros estadísticos que se utilizaron para evaluar el desempeño de los datos de simulación numérica fueron el coeficiente de correlación de Pearson ( $R$ ),

$$R = \frac{Cov(X, Y)}{\sigma_X \sigma_Y}, \quad (15)$$

definida como la razón entre la covarianza de la serie observada ( $X$ ) y la del modelo ( $Y$ ) y el producto de las desviaciones estándar respectivas,  $\sigma_X$  y  $\sigma_Y$ . También se utiliza el parámetro conocido como raíz del error cuadrático medio (RMSE), un indicador ampliamente utilizado para cuantificar la precisión de los resultados,

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}. \quad (16)$$

donde  $n$  es el número de datos o elementos. También se calcula el sesgo (*bias*), un parámetro de utilidad que nos ayuda a determinar la desviación sistemática de los resultados del modelo con respecto a los valores observados:



$$bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i). \quad (17)$$

### 3.1.2. Clima de parámetros del oleaje

En la siguiente sección se detalla la metodología utilizada para estimar el clima de la potencia y la altura del oleaje a partir de resultados de simulación numérica. Una vez que los resultados de la simulación numérica son validados con observaciones, muestran buena robustez y se ajustan estadísticamente a los valores de referencia observados, se puede proceder a estimar la climatología de los parámetros integrales del oleaje en la región de estudio. Para evaluar la posibilidad del oleaje como una fuente de energía, el parámetro directo más utilizado es el transporte de energía o potencia del oleaje, aunque en este trabajo también se analizó la altura significativa,  $H_s$ . El cálculo del clima del oleaje nos permite determinar el régimen dominante en una región.

El clima de las variables analizadas son calculadas como,

$$\Gamma = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \gamma_i, \quad (18)$$

donde  $\gamma$  representa la variable en cuestión ( $H_s$  o  $P_w$ ),  $\Gamma$  representa el clima de dicha variable y  $n$  indica el número total de tiempos sobre los que se evalúa el promedio. Es importante recordar que la potencia,  $P_w$ , es calculado por el modelo numérico como en (14). El clima estacional se calcula como,

$$\Gamma^j = \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} \gamma_i, \quad (19)$$

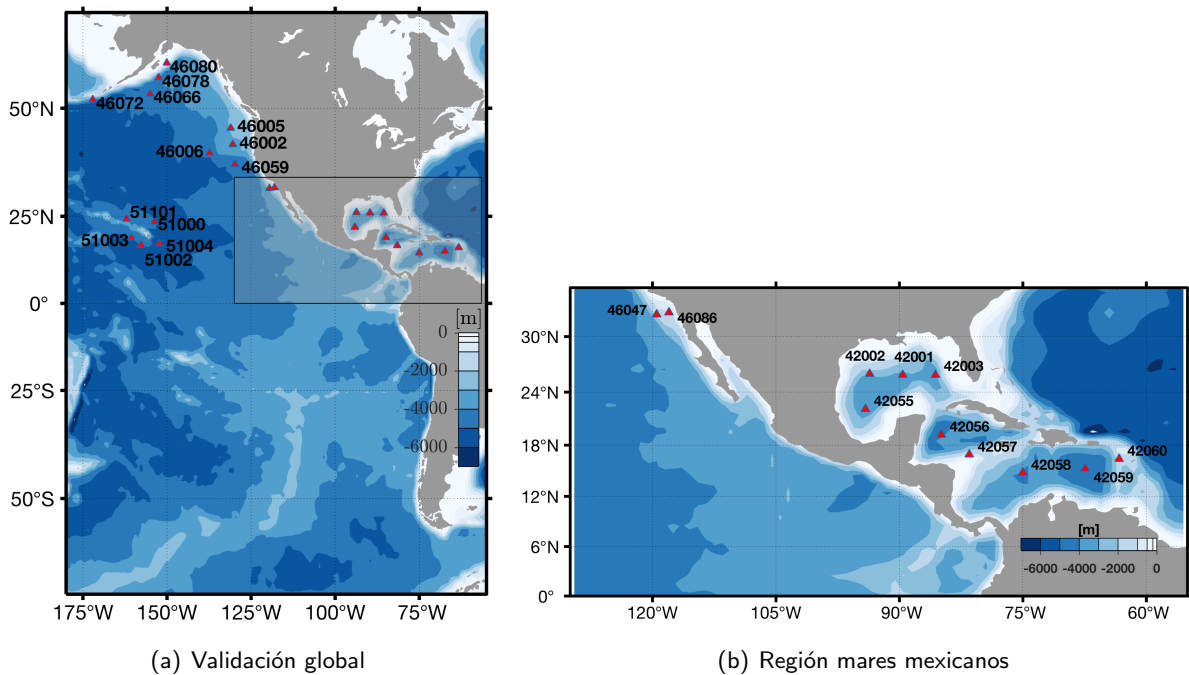
donde el índice  $j$  indica la estación sobre la cual se calcula el clima, esto es  $j$  comprende las estaciones: invierno, primavera, verano y otoño. La variable  $n_j$  representa el número de tiempos sobre los que se evalúa el promedio estacional. La distribución de los meses por estación están dados como: (dic.-feb.)  $\subseteq$  invierno; (mar.-may.)  $\subseteq$  primavera; (jun.-ago.)  $\subseteq$  verano; (sep.-nov.)  $\subseteq$  otoño. De la misma manera, el clima mensual es calculado de la siguiente manera:

$$\Gamma^k = \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} \gamma_i, \quad (20)$$

donde el índice  $k$  indica el mes del año sobre la cual se calcula el clima y  $n_k$  indica el número de tiempos sobre los que se evalúa el promedio mensual.

### 3.2. Validación de resultados numéricos

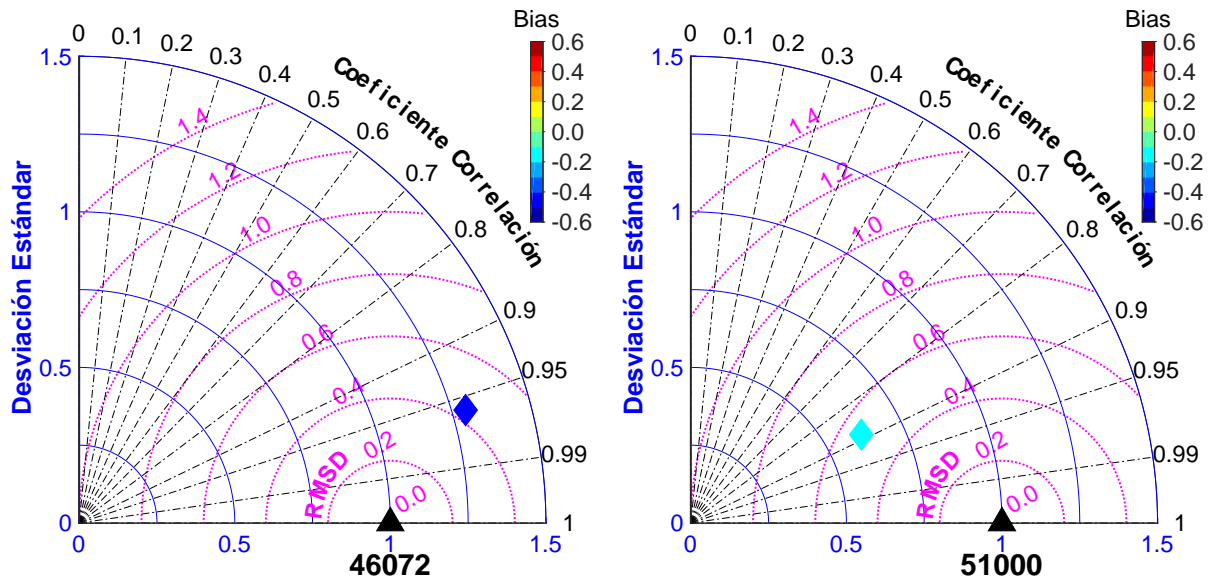
Para la validación de los resultados numéricos se hace uso de observaciones de oleaje del Centro Nacional de Datos de Boya (NDBC por sus siglas en inglés) de la NOAA. Se utilizaron como referencia los datos de estaciones en las regiones dentro y aledañas a las zonas de estudio y que contienen una buena cantidad de datos históricos durante el periodo de análisis. En la figura 3 se señala la ubicación en mapa de las estaciones utilizadas, mientras que la posición geográfica y otros datos se indican en la tabla 4 en la sección de Apéndices. En las figuras 41 y ?? se muestra la cobertura temporal de los datos de  $H_s$  (en metros) observados por las boyas meteoceánicas.



**Figura 3.** Ubicación de boyas de NDBC utilizadas para validar los resultados numéricos. Ubicación de boyas en mares mexicanos.

Los datos procedente de boyas meteoceánicas es un tipos de información confiable que nos permiten cuantificar la fiabilidad de los resultados generados con modelos numéricos. Comunmente, el parámetro del oleaje que se utiliza para realizar la validación es la altura significativa de ola,  $H_s$ , haciendo uso de las métricas estadísticas indicadas con anterioridad (ver por ejemplo: Van Nieuwkoop et al., 2013; Babanin et al., 2019; Wu et al., 2020). La selección completa de estaciones utilizadas en la validación se indica en la tabla 4, en la sección de anexos.

En la figura 4 se presentan los indicadores estadísticos de la validación de datos de  $H_s$  para dos estaciones en el Pacífico; la estación 46072, en Alaska, y la estación 51000, en Hawái. Los resultados de la validación correspondiente a la estación 46072, presentados en diagramas de Taylor (Taylor, 2001), indican un valor alto de  $R$ , mayor a 0.95, un valor de  $RMSE$  de poco más de 40 cm, una desviación estándar normalizada de poco más de 1.5 y un  $bias$  que indica una subestimación aproximada de 60 cm. En las estación 51000, los valores calculados para las métricas indican un  $R$  ligeramente menor a 0.9, un valor de  $RMSE$  de aproximadamente 50 cm, una desviación estándar normalizado de 0.6 y un  $bias$  que indica una subestimación relativamente pequeña ( $\sim 10$  cm).



**Figura 4.** Diagramas de Taylor normalizados con información de la validación del modelo a partir de series de tiempo de  $H_s$ . En el triángulo de color negro se muestra la leyenda correspondiente a la estación meteo-oceanográfica. El eje cartesiano con líneas solidas azules muestran la desviación estándar, los semicírculos concéntricos con línea puntuada rosa el  $RMSE$ , mientras que el eje radial con líneas negras discontinuas el coeficiente de correlación ( $R$ ). Finalmente la barra de colores muestra el  $bias$ . Las estaciones corresponden a aquellas en la cuenca del Pacífico.

En ambas estaciones se pueden observar valores negativos de  $bias$ , aunque estos son especialmente grandes en la estación de Alaska. En esta misma estación, el valor de la desviación estándar normalizada

calculada a partir de los datos del modelo ( $\sim 1.8$ ) indica una mayor variabilidad que la observada, mientras que este mismo parámetro calculado para los resultados en la estación de Hawái ( $\sim 0.6$ ) indica una menor variabilidad que los datos observados, aunque los valores de *RMSE* en ambas estaciones son similares. Como se puede ver en los diagramas de Taylor presentados en el sección de anexos (figura 42), los valores de *R* en todas las estaciones es alto, pero es posible notar un patrón en las métricas calculadas para las dos regiones analizadas en la figura 4. Las diferencias pueden ser asociadas a las condiciones atmosféricas típicas de la región de Alaska y las condiciones en la zona de océano abierto en que se encuentran las estaciones alrededor de Hawái. Las observaciones de oleaje en las zonas del Golfo de Alaska, las Aleutianas, así como la costa oeste de Canadá y Estados Unidos, indican una señal clara de oleaje muy vigoroso durante el invierno boreal debido a la ocurrencia de tormentas durante esa parte del año. En cambio, el oleaje en la parte central del Pacífico norte, donde se encuentran las islas hawaianas, está caracterizado por la presencia de oleaje largo, con relativamente poca energía, proveniente de latitudes altas. Valores altos de desviación estándar normalizada (mayores que 1) y los valores negativos grandes de *bias* en la región noroeste del Pacífico sugieren una subestimación del oleaje de tormenta calculado por el modelo. En el centro del Pacífico norte, la aparente mejora en el cálculo del oleaje podría estar asociada a la combinación de subestimación del oleaje extremo (incluida la falta de variabilidad temporal) y a la sobrestimación de la altura del oleaje largo (*swell*), una aparente deficiencia en la versión estándar de la formulación ST6 del modelo (Liu et al., 2018).

En la figura 5 se presentan los diagramas de Taylor correspondientes a la validación de resultados correspondientes a la malla regional, en particular para dos estaciones: una ubicada en el Pacífico Mexicano (46047) y la otra en el Caribe mexicano (42056). Los valores de las métricas calculados para la localidad 46047 parecen indicar que las características del oleaje calculado por el modelo, aunque más energético, posee características similares al oleaje calculado en la región central del Pacífico norte.

Como se puede ver en los diagramas de Taylor presentados en los anexos (figura 43), los valores de correlación (*R*) calculados para las estaciones en la malla regional del Pacífico mexicano, Golfo de México y Mar Caribe son muy altos (mayores a 0.9), lo cual indica que el modelo logra reproducir de manera adecuada el comportamiento característico de la altura del oleaje. Los valores de las métricas calculados para las estaciones del Pacífico mexicano, correspondientes a la malla regional, son bastante similares a los calculados en la región central del Pacífico norte con la malla global. Este tipo de resultados es de esperarse, dada la cercanía de las estaciones 46047 y 46086 con la frontera entre la malla regional y la malla global, en el Pacífico mexicano.

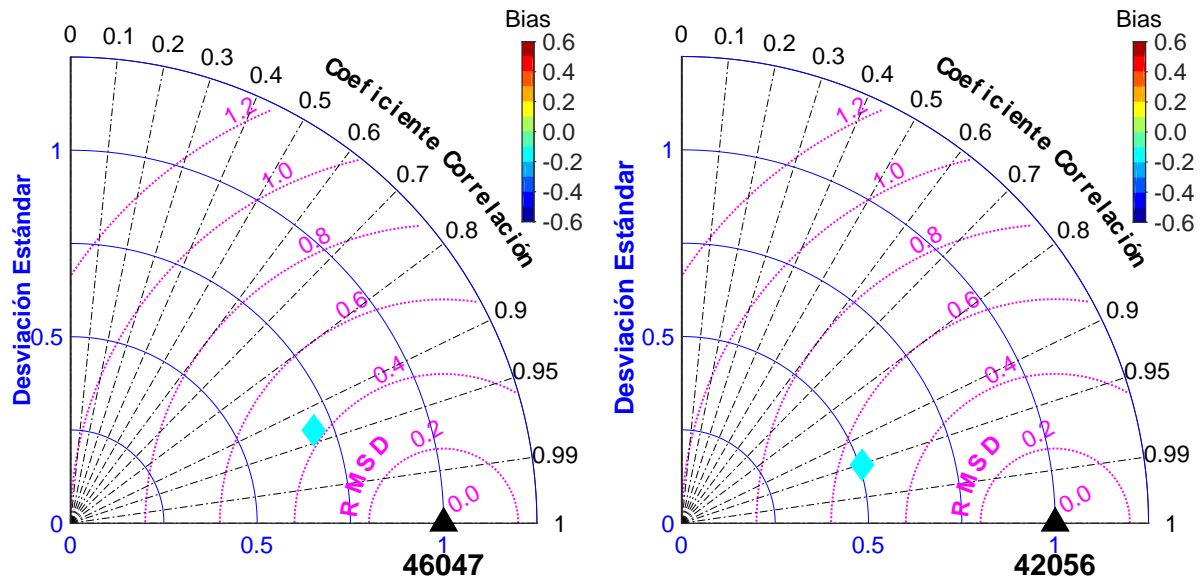


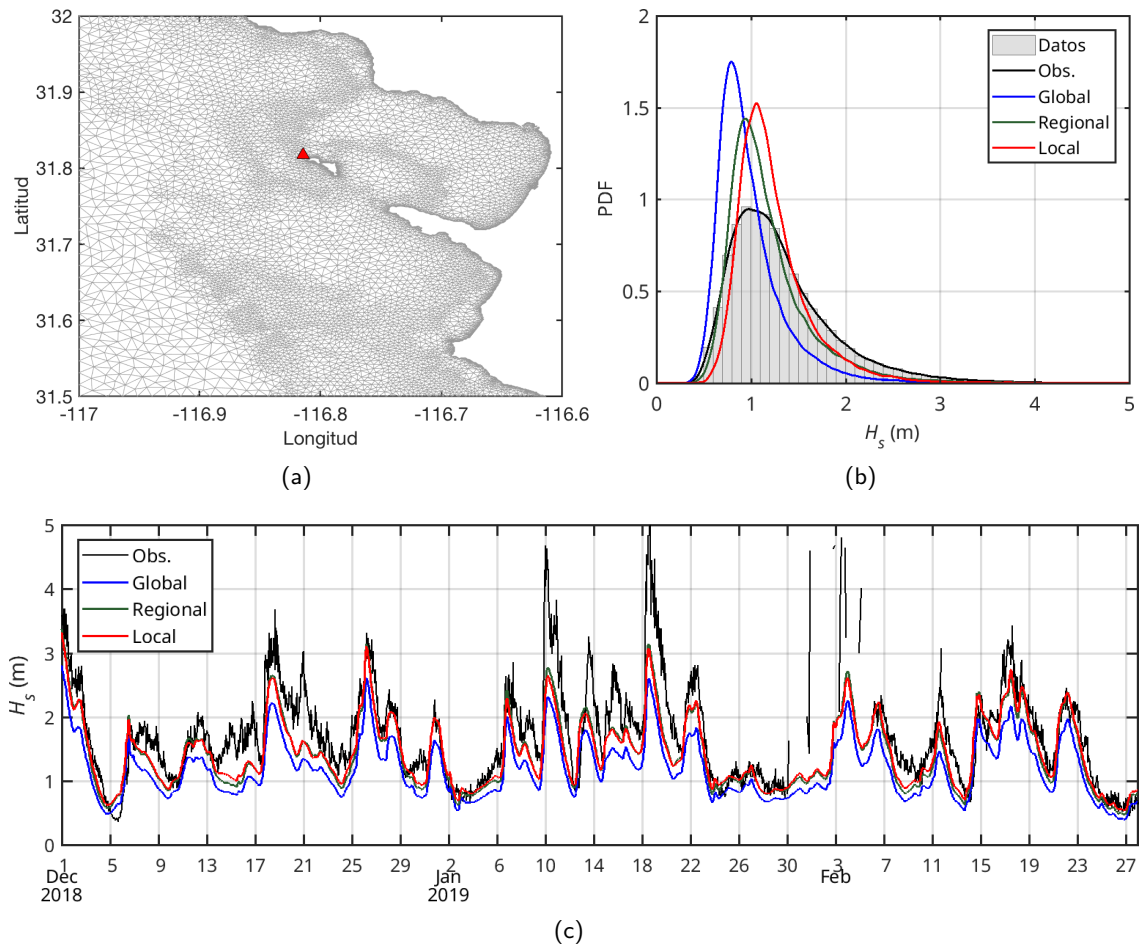
Figura 5. Igual que en la figura 4 pero para las estaciones 46047 y 42056 de la malla regional.

También en la figura 43, podemos observar que los valores de las métricas calculados para las estaciones en el Golfo de México (42001, 42001, 42003, 42055) y Mar Caribe (42056, 42057, 42058, 42059, 42060). Se trata de dos regiones semi-encerradas, con poca influencia del tipo de oleaje largo al que se observa en la cuenca del Pacífico. Bajo estas condiciones, es claro que las alturas de ola calculadas por el modelo son, en promedio, ligeramente subestimadas (*bias* negativo, con valores aproximados a los 20 cm), valores de *RMSE* entre 40 y 60 cm, y una clara subestimación de la variabilidad temporal. Sin embargo, los coeficientes de correlación son altos (mayores a 0.9). En general, al igual que en la cuenca del Pacífico, se puede considerar que los resultados del modelo representan de manera correcta las condiciones prevalecientes  $H_s$  en la zona del Golfo de México y Mar Caribe.

El desempeño de las implementaciones del modelo en las regiones locales es difícil de evaluar debido a la escases de observaciones, especialmente series de tiempo suficientemente largas como para evaluar las características del oleaje en la región. En la región que comprende la malla local de la Bahía de Todos Santos contamos con una serie de observaciones de oleaje que comprenden un período de poco más de 10 años, entre 2010 y 2021, la cual es utilizada para evaluar el desempeño del modelo en las implementaciones del tipo definida como malla local. Los resultados son presentados en la figura 6. La posición geográfica de la estación, denominada como ITS (116°48'51" W, 31°49'04" N), se indica sobre la malla no-estructurada utilizada por el modelo (figura 6a). En la figura 6b se muestran las curvas ajustadas a los histogramas con esquema de normalización de PDF correspondientes a los datos observados en ITS y los valores calculados por las diferentes implementaciones del modelo (global, regional y local) en

la misma posición. Es evidente que, en general, la implementación de malla global (línea azul) tiende a subestimar de manera importante las mediciones de altura del oleaje en ITS, en particular los valores extremos. Los valores calculados por las implementaciones en las mallas regional y local (líneas verde y roja, respectivamente) mejoran sustancialmente la comparación con los observados, aunque aún se observa una subestimación de los valores extremos observados.

Es importante señalar que los datos de viento utilizados, la discretización espectral (número de frecuencias y direcciones) y las formulaciones que representan la generación y evolución del oleaje en las tres implementaciones del modelo son idénticas, por lo que es posible que los problemas evidentes de la solución en la malla global tengan que ver con la cercanía relativa de la estación ITS con la costa, específicamente debido a errores de propagación. La mejoría en la estimación numérica de  $H_s$  al incrementar la resolución espacial se puede observar en la figura 6c, donde se muestran una comparación directa, en series de tiempo, de los datos de  $H_s$  observados y los resultados de las tres implementaciones en ITS correspondiente al invierno del 2018–2019 (diciembre a febrero).



**Figura 6.** Desempeño de datos con alta resolución en zonas costeras.

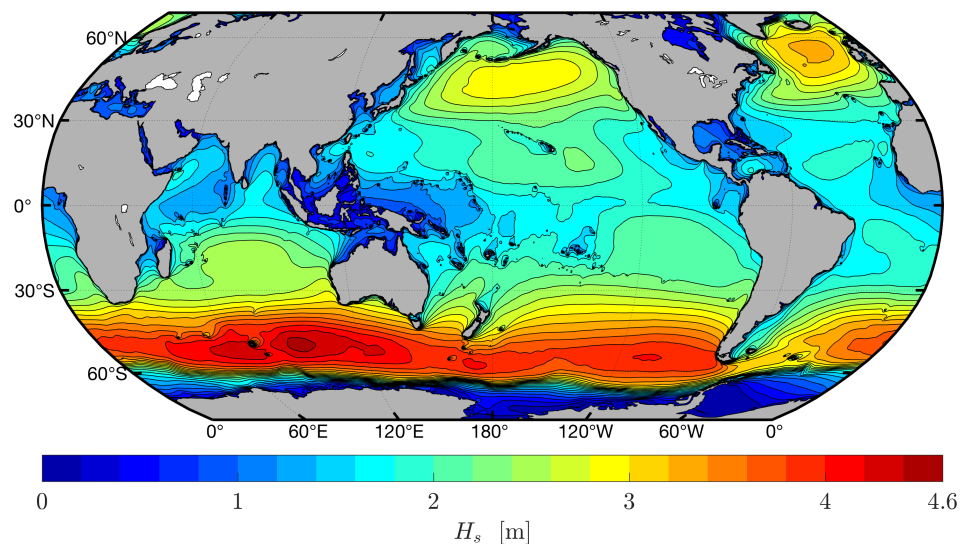
Es importante señalar que los esfuerzos de validación en este estudio tienen como fin determinar el nivel de confiabilidad de los resultados del modelo. Una validación exhaustiva de los resultados del modelo, que incluya la evolución espacial y temporal de los parámetros característicos del oleaje (por ejemplo altura, dirección y periodo) o del mismo espectro direccional, requiere el uso de una mayor cantidad de observaciones *in situ* y las obtenidas de manera remota. Esta actividad está fuera de los objetivos del presente trabajo. En este, vamos a suponer que los niveles de incertidumbre mostrados por los resultados en los puntos de validación son representativos de la capacidad del modelo para simular el oleaje en las distintas implementaciones utilizadas. Debido a que las distintas configuraciones muestran deficiencias en la simulación del oleaje extremo, el análisis de este tipo de condiciones es dejado fuera de los objetivos de este trabajo. Sin embargo, se considera que el modelo es capaz de reproducir las condiciones promedio de la altura del oleaje (es decir el clima), su variabilidad de largo plazo (la cual es influenciada mayormente por la variabilidad de largo plazo del viento) y, de manera importante, la estructura espacial del campo de oleaje en los dominios denominados como regional y local.

### 3.3. Clima global de la potencia del oleaje

A partir de 10 años de datos obtenidos desde altímetro, Young (1999) describe la variabilidad espacial del campo promedio de oleaje (altura significativa y periodo promedio) en la escala global. El autor señala que la estructura espacial de la altura promedio del oleaje en las grandes cuencas oceánicas (Pacífico y Atlántico), se caracteriza por una clara variabilidad en la dirección meridional, con valores grandes en latitudes altas y valores relativamente pequeños en la región cercana al ecuador, con una variabilidad estacional en las condiciones del hemisferio norte claramente mayor que la variabilidad observada en el hemisferio sur. En la figura 7 se presenta el clima de  $H_s$  calculado al utilizar los resultados obtenidos por el modelo WW3 con la configuración de malla global. En esta figura, es posible observar la estructura espacial de  $H_s$  descrita por Young (1999), mientras que su variabilidad estacional puede ser observada en la figura 45 (anexo).

De acuerdo a la expresión para el cálculo del flujo de energía en aguas profundas (ecuación 13), la potencia del oleaje es proporcional al cuadrado de la altura del oleaje,  $H_s$ . Entonces, es de esperarse que la estructura espacial del clima de  $P_w$  sea similar a la estructura espacial del clima de  $H_s$  observada en la figura 7. Al igual que en el caso del clima de  $H_s$ , se pueden observar valores mayores del clima de  $P_w$  en latitudes altas, entre los 30 y 60 grados de latitud, particularmente en el hemisferio sur (ver figura

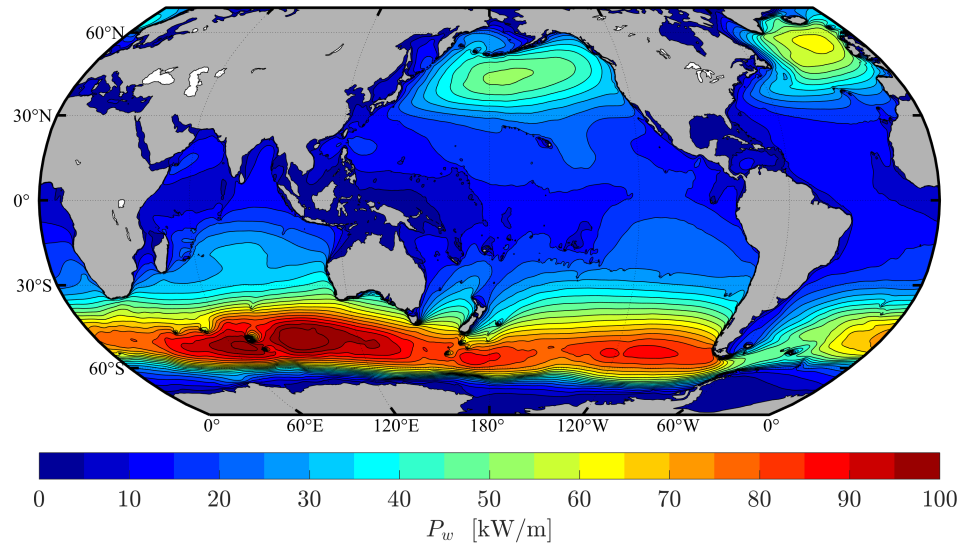
8). Esto sucede porque los vientos dominantes en esta región son los provenientes del oeste o *westerlies* que, además de ser constantes y particularmente intensos (10–15.2 m/s) entre invierno y verano (Young, 1999), tienen una zona extensa sin continentes por lo cual crecen olas de más de 5 metros de altura. En la región al sur del Océano Índico, entre África y Australia, la zona con las olas más violentas del globo (Babanin et al., 2019), se calculan valores promedio de  $P_w$  tan altos como 100 kW/m. Sin embargo, no se espera que las condiciones de oleaje en esta parte del globo jueguen un papel importante en las estimaciones de  $H_s$  o  $P_w$  en la región que comprende los mares mexicanos.



**Figura 7.** Clima de  $H_s$  calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.

En latitudes altas del Océano Pacífico, entre los 120°W y 60°W, se encuentran las regiones que tienen una incidencia directa sobre las características del oleaje en el Pacífico mexicano. Los valores promedio más grandes de  $P_w$  se encuentran en el hemisferio sur, con niveles de potencia promedio calculados por el modelo mayores a 50 kW/m, y que llegan a alcanzar valores de hasta 90 kW/m. En el Pacífico norte, los valores promedio de potencia calculados a partir de los resultados numéricos se encuentran desde los 50 kW/m hasta poco más de 60 kW/m (ver figura 8). Las características del campo de oleaje a lo largo del Pacífico mexicano están determinadas por la importancia relativa del oleaje proveniente de estas dos zonas de generación. El estado del mar promedio en la zona ecuatorial ( $\pm 30^\circ$ ) se caracteriza por tener olas generadas localmente por los vientos alisios y oleaje *swell* proveniente de latitudes altas. Se trata de un campo de oleaje con muy poca energía, por lo que los valores de potencia promedio calculados son menores a 25 kW/m.





**Figura 8.** Clima de  $P_w$  calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.

En el Atlántico, se observa también una diferencia marcada en los valores calculados de  $P_w$  en la dirección meridional de la cuenca, esto asociado a la estructura espacial del campo promedio de  $H_s$  (ver figura 7). Una característica particular de esta cuenca es que los valores de  $P_w$  promedio en latitudes altas poseen magnitud similar, con valores máximos entre 60 y 65 kW/m. Este patrón del clima de  $P_w$  en el Atlántico tiene muy poca influencia en los campos promedio de  $P_w$  del Golfo de México y el Mar Caribe ya que su oleaje evoluciona de manera aisladas del Océano Atlántico. De hecho, el Golfo de México se encuentran aislados ante la propagación de oleaje desde el Mar Caribe por el canal de Yucatán. De igual manera, el Mar Caribe se encuentra aislado ante la propagación de oleaje desde el Océano Atlántico por las antillas mayores y las menores.

A partir de los resultados de la implementación global, cuya resolución espacial es de  $1/4$  de grado (aproximadamente 25 km en mares mexicanos), podemos ver que en el norte del Pacífico mexicano, a la altura de la península de Baja California, se estiman valores promedio de  $P_w$  entre 15 y 25 kW/m. Al sur de esta región, se estiman valores promedio de  $P_w$  entre 5 y 15 kW/m. En el Golfo de México y el Caribe mexicano, los valores de clima de  $P_w$  resultan ser menores de 5 kW/m, mientras que los valores más grandes en la cuenca del Mar Caribe resultan ser del orden de los 10 kW/m.

El cálculo del clima de  $P_w$ , aun en la resolución espacial de la escala global, ofrece una visión muy útil, que nos ayuda a determinar las regiones donde se espera recolectar de manera más eficiente la energía que transportan las olas, además de una estimación de la cantidad disponible de este recurso. Sin embargo, no es posible determinar la variabilidad temporal de este recurso. Es importante también

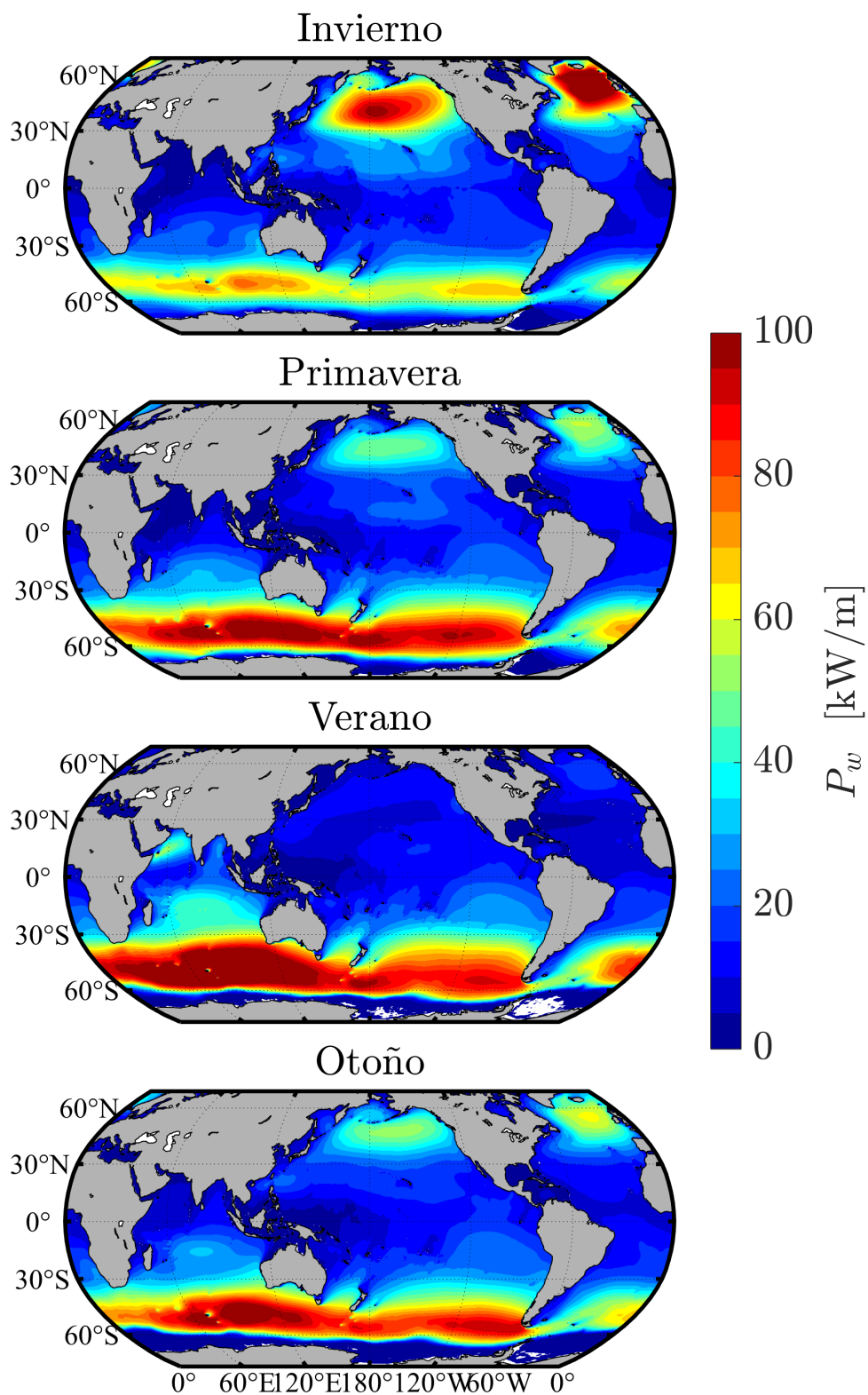
determinar que tipo de variabilidad temporal y espacial posee este recurso en las distintas regiones de interés. Es conveniente entonces realizar una estimación del clima de la potencia durante las distintas temporadas del año, o estaciones.

Como lo menciona Young (1999), existe una clara variabilidad estacional del campo promedio de  $H_s$  en la escala global. Dicha variabilidad tiene un impacto directo en la estimación del clima global de  $P_w$ . En la figura 9 se muestra el promedio estacional del clima global de  $P_w$  calculado a partir de los resultados numéricos para todo el periodo de estudio, de 1980 a 2022. A grandes rasgos se puede observar una marcada estacionalidad de la potencia del oleaje en las cuencas oceánicas, así como una mayor energía durante todo el año en la región austral de los océanos. En el hemisferio norte se observa una mayor variabilidad de la potencia del oleaje en comparación con el hemisferio sur. Durante la estación de otoño (boreal) se inicia un aumento en la cantidad de tormentas en el hemisferio norte, las cuales generan oleaje elevado y que llega a su punto máximo durante el invierno. En esta zona se calculan valores promedio de  $P_w$  que alcanzan los 100 kW/m, tanto en la cuenca del Pacífico como en el Atlántico. En esta última región incluso se calculan valores de hasta 116 kW/m. Además, durante el régimen de oleaje de invierno en el hemisferio norte, se observan valores de hasta 40 kW/m que se extienden hasta latitudes medias (alrededor de 30°) en el Pacífico Norte y el Atlántico Norte. Por otro lado, en el hemisferio sur, se observa una menor variabilidad estacional en el cálculo del clima de la potencia del oleaje. Con la excepción de la estación de primavera (boreal), los valores máximos del clima estacional de  $P_w$  calculados a partir de los resultados numéricos logran exceder los 100 kW/m, especialmente al sur del Océano Índico. Esta variabilidad estacional del clima de la potencia del oleaje responde directamente al tipo de variabilidad estacional de los campos de  $H_s$  y periodo promedio del oleaje, como lo señala Young (1999) en su estudio, y es calculada por el modelo WW3 (ver la figura 45).

### 3.4. Clima regional de la potencia del oleaje

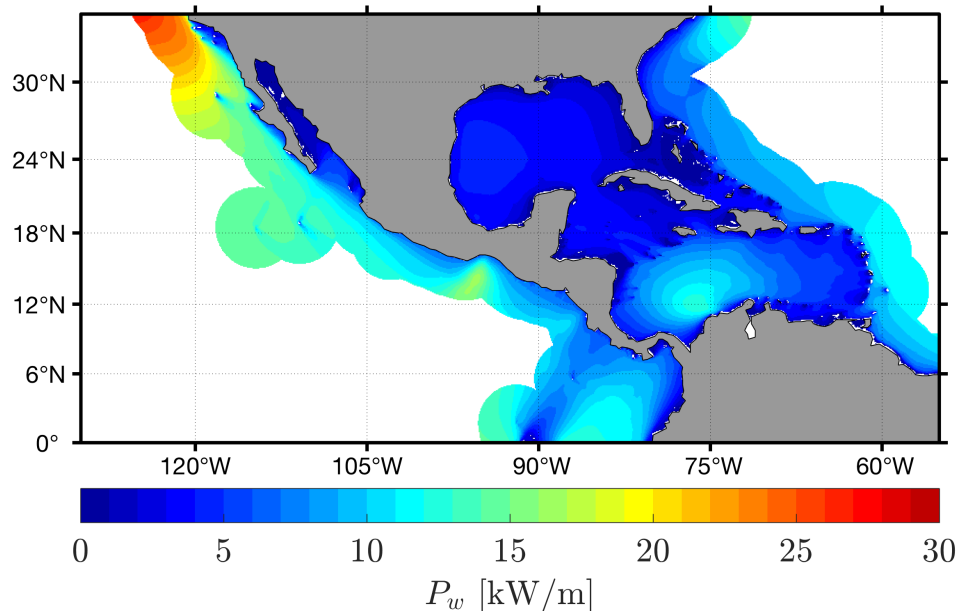
La implementación de malla regional nos puede ofrecer una estimación más detallada de la estructura espacial de las características del oleaje en mares mexicanos. Esto a su vez nos permite determinar de manera más precisa sobre la viabilidad del recurso energético proveniente del oleaje en la zona económica exclusiva del país.

En la figura 10 se presenta el clima de  $P_w$  calculado con los resultados del modelo para la malla regional. En esta se aprecia de manera más clara (con respecto a la malla global) la variabilidad espacial del recurso



**Figura 9.** Clima estacional de  $P_w$  calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.

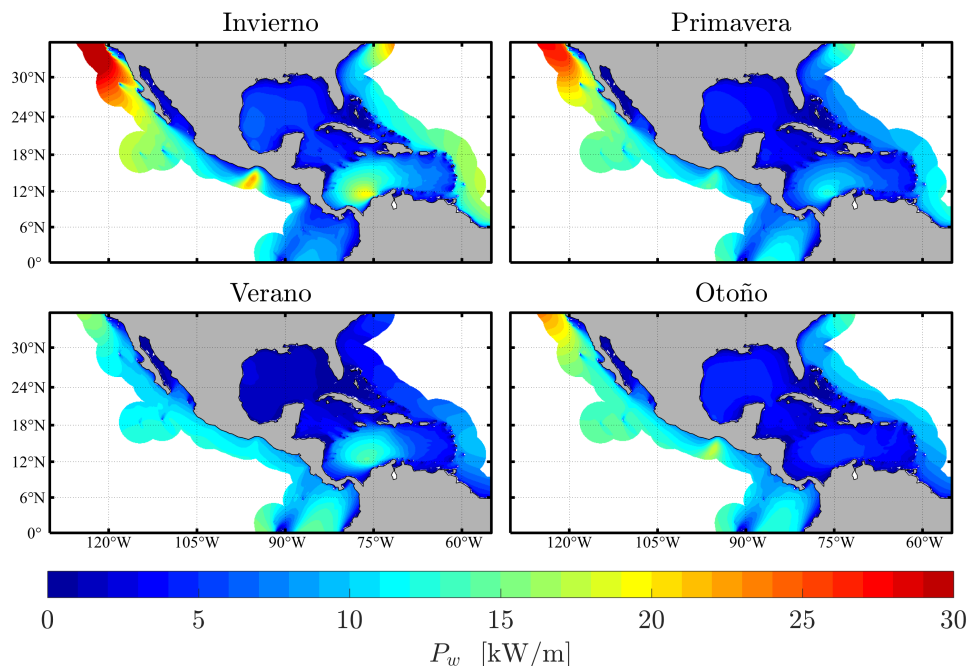
en mares mexicanos y algunas zonas aledañas. En el Pacífico mexicano, en la región frente a la costa occidental de la Península de Baja California (PBC), se observan valores máximos en aguas profundas y a 250 km de distancia de la costa, valores de entre 25 y 30 kW/m. Estos valores relativamente altos en la región son debidos al oleaje energético proveniente de tormentas que se desarrollan en la región extra-tropical del Pacífico, en el hemisferio norte. Estas tormentas ocurren principalmente durante el invierno boreal y propician el arribo de oleaje muy energético a la costa occidental de EUA y Canadá, así como a la costa noroccidental de México.



**Figura 10.** Clima de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla regional. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.

En latitudes por debajo de los 30°, fuera de la costa del Pacífico mexicano se observan valores en un rango de entre 15 y 20 kW/m. En la zona de la Isla Guadalupe (IG) más expuesta al oleaje del norte se observaron valores de hasta 20 kW/m. Asimismo valores en el rango que van de los 10 a 15 kW/m se encontraron en las zonas costeras de la PBC. Tanto IG como Isla Cedros (IC) localizada al norte de Punta Eugenia (a la mitad de la PBC), esta última es una localidad insulares con una población estable, puede ser una oportunidad para ser estudiada con más detalle. De acuerdo con (Kuang et al., 2016), el abasto energético es un problema importante en islas donde la principal fuente de energía son los combustibles fósiles, que suelen ser entre 3 a 4 veces más costosos que en el continente. Afortunadamente, en muchos casos existe más de una fuente renovable disponible con potencial para ser aprovechada. En general, conforme nos acercamos a la costa, los niveles de clima de  $P_w$  disminuyen a valores menores a 10 kW/m. En el Golfo de California (GC), el oleaje promedio es considerado de baja energía, en la entrada del GC

se observaron valores de entre 5 y 7 kW/m mientras que dentro del GC los valores fueron  $<5\text{kW/m}$ . Cabe mencionar que en relación al aprovechamiento de las energías marinas en el GC, existen procesos con mayor potencial como las corrientes de marea o el gradiente de temperatura. En el Pacífico tropical mexicano, en la región de las Islas del archipiélago Revillagigedo, se observan valores de 12-15 kW/m. A pesar de su aislamiento y poca o nula población, los sitios insulares poseen una oportunidad inmejorable para la prueba de tecnología para aprovechar la energía de las olas. Por debajo de la latitud de  $18^\circ$  se observan valores de entre 8 a 12 kW/m de frente de ola, con la excepción de la región del Golfo de Tehuantepec (GT), donde se encuentran valores de  $P_w > 15\text{kW/m}$ , esto producto del régimen local de viento. En el GT se producen los *tehuanos*, se trata de vientos intensos que soplan desde el norte o noreste a través del istmo de Tehuantepec y hacia el GT. Los *tehuanos* forman por la diferencia de presión entre un sistema de alta presión en el GoM y cuando existe una región de baja presión relativa sobre el Océano Pacífico, además el Istmo de Tehuantepec es una región estrecha y baja rodeada de montañas que provocan que el viento se canalice y acelere (Ocampo-Torres et al., 2011). En el Golfo de México observamos valores considerablemente menores a 5 kW/m, principalmente porque es una cuenca semicerrada, dominada por el oleaje local, protegida del oleaje más energético del Océano Atlántico y el Mar Caribe. En el Caribe mexicano y en la región entre la península de Yucatán y Cuba, el valor promedio de  $P_w$  es similar al observado en el Golfo de México, con valores alrededor de los 5 kW/m. En el Caribe occidental, frente a Colombia, se observa una región con valores máximos para el Caribe de hasta 12 kW/m.



**Figura 11.** Clima estacional de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla regional. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.

En la figura 11, se presentan los promedios estacionales de  $P_w$  en mares mexicanos. Durante el invierno se observan valores máximos en el Pacífico noroccidental mexicano, donde tenemos valores desde 25 hasta 30 kW/m. Hacia la región sur del Pacífico mexicano y fuera de la costa se observan valores entre 10 y 15 kW/m. En esta misma región, durante la estación de primavera, se mantienen el patrón espacial de los valores de clima de la potencia del oleaje, aunque con una tendencia a disminuir conforme nos movemos al periodo de verano. En verano disminuye la señal en potencia en el noroeste del Pacífico mexicano asociado a las tormentas de invierno y los valores en la región de aguas profundas se vuelven bastantes homogéneos en espacio. A partir de la temporada de otoño, los valores de potencia comienzan a modificarse de manera tal que se comienza a observar el patrón típico de invierno.

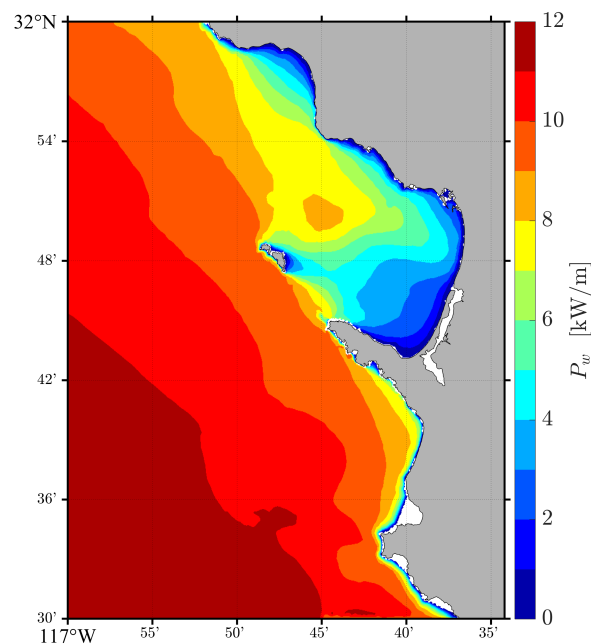
En el Golfo de México, los valores mayores de clima estacional de la potencia se alcanzan en la región occidental, durante la temporada de invierno, y por lo general no rebasan 10 kW/m. Durante primavera y otoño, en esta misma región, se pueden observar valores máximos de aproximadamente 6 kW/m, mientras que en verano no se rebasan los 5kW/m. En el Caribe occidental se presentan valores máximos de  $P_w$  durante el invierno, con una segunda intensidad durante el verano, esto presumiblemente se debe al Jet de Nivel Bajo del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés), una corriente de viento en niveles bajos de la atmósfera que puede tener un impacto importante en esa región. Los efectos del CLLJ se analizan más a detalle en el capítulo 5. Cabe resaltar que la resolución espacial en este dominio (aproximadamente 8 km) es adecuada para caracterizar la presencia de potencia del oleaje en esta región, pero para caracterizar el transporte de energía del oleaje en sitios costeros es necesaria una resolución más fina.

### 3.5. Clima local de la potencia del oleaje

En este estudio se presentan resultados de 3 localidades en costas mexicanas. Para la selección de los sitios se tomó en cuenta como criterio principal aquellas localidades con potencial para el desarrollo de energías marinas. En el Pacífico se seleccionaron las localidades de Ensenada y Manzanillo, mientras que en la costa Atlántica, en particular del Caribe, se seleccionó la Isla de Cozumel. En el ámbito de la simulación numérica de oleaje en zonas costeras, es esencial contar con datos de batimetría con alta resolución espacial (en el orden de metros) para resolver adecuadamente el efecto de los accidentes batimétricos y la línea de costa en la evolución del oleaje (Wu et al., 2020). En este estudio los dominios locales fueron discretizados en mallas no estructuradas, con una resolución de hasta 50 m cerca de la costa. Como se mencionó en el capítulo 2, estas mallas locales son anidadas a la malla regional en una

sola vía, es decir que el forzamiento a través de las fronteras abiertas son recibidas una vez que los resultados de la malla regional son generados y pre-procesados. Es importante señalar que, en el caso de las mallas locales, los valores de clima de la potencia del oleaje se calculan utilizando un periodo simulado por el modelo WW3 de 21 años, entre 2000 y 2020.

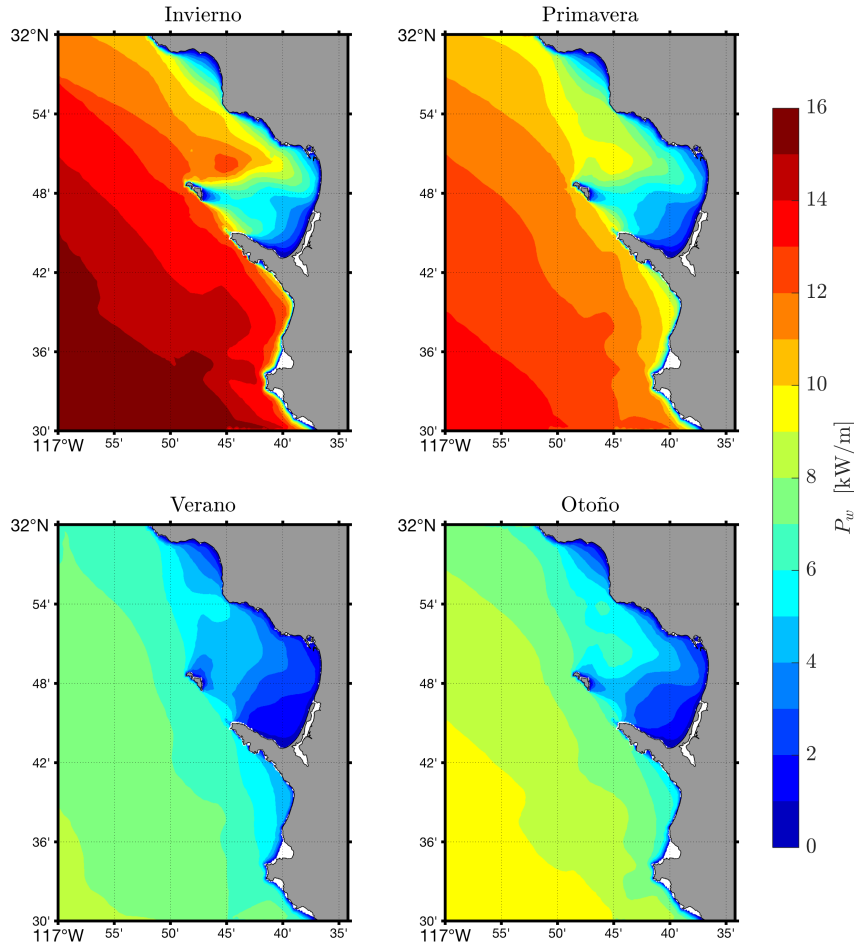
En la figura 12 se presenta el clima de  $P_w$  calculado para el dominio local e interpolado a una malla regular con resolución de 50 m en la región de Ensenada, Baja California. El dominio abarca desde Punta San Miguel al norte hasta Santo Tomás al sur, incluyendo la Bahía de Todos Santos (BTS). Los resultados indican que los valores más grandes del clima de la potencia del oleaje se encuentran al exterior de la BTS (10-12 kW/m), como también se aprecia en la figura 10. Sin embargo, podemos observar que estos valores siminuyen sustancialmente hacia el interior de la BTS. Dentro de la bahía, el clima de  $P_w$  calculado posee valores entre 1 y 9 kW/m. La alta resolución espacial utilizada en este dominio permite la identificación de zonas específicas, cercanas a la costa, con recurso energético potencialmente alto, como el bajo San Miguel, en la entrada norte de la BTS, una zona relativamente somera donde la batimetría juega un papel importante ya que provoca la refracción del oleaje y la focalización de energía (Gorr-Pozzi et al., 2021). La zona sur de la bahía es una región protegida ante el arribo de oleaje por la Isla de Todos Santos, la saliente rocosa llamada Punta Banda y la orientación de la línea de costa al norte de la bahía, por lo cual los valores calculados de clima de  $P_w$  son menores a 2 kW/m.



**Figura 12.** Clima de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local BTS. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.

En la figura 13, se muestra la variabilidad estacional del clima de  $P_w$  en el dominio local BTS. Se

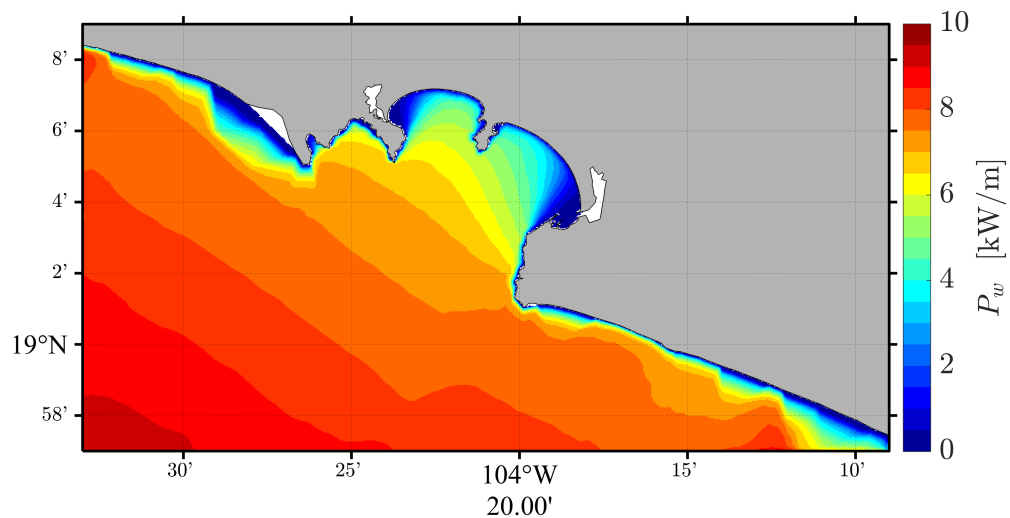
observa que la estación de invierno es la más energética, con valores de 14 kW/m frente a ITS y hasta 15 a 16 kW/m fuera de la BTS. Un patrón muy similar, aunque un poco reducido en intensidad, se observa en la estación de primavera. Es claro que durante estas dos estaciones las condiciones de oleaje son derivadas principalmente por el arribo de *swell* proveniente de sistemas de tormentas extratropicales, entre 30° y 60°, y que generan estados de mar altos. Aunque el arribo de oleaje desde el hemisferio sur es permanente a lo largo del año, el oleaje dominante durante invierno y primavera es el proveniente del Pacífico norte Gorr-Pozzi et al. (2021). Las condiciones invernales típicas del hemisferio norte dan lugar a los valores grandes de clima de potencia del oleaje calculados a partir de los resultados del modelo. Durante los meses que comprenden las estaciones de verano y otoño, la actividad de tormentas en el Pacífico norte se relaja y el estado del mar característico de estas épocas del año es el resultado del oleaje *swell* proveniente del sistema de tormentas, entre 30° y 60°, del hemisferio sur.



**Figura 13.** Clima estacional de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local BTS. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.



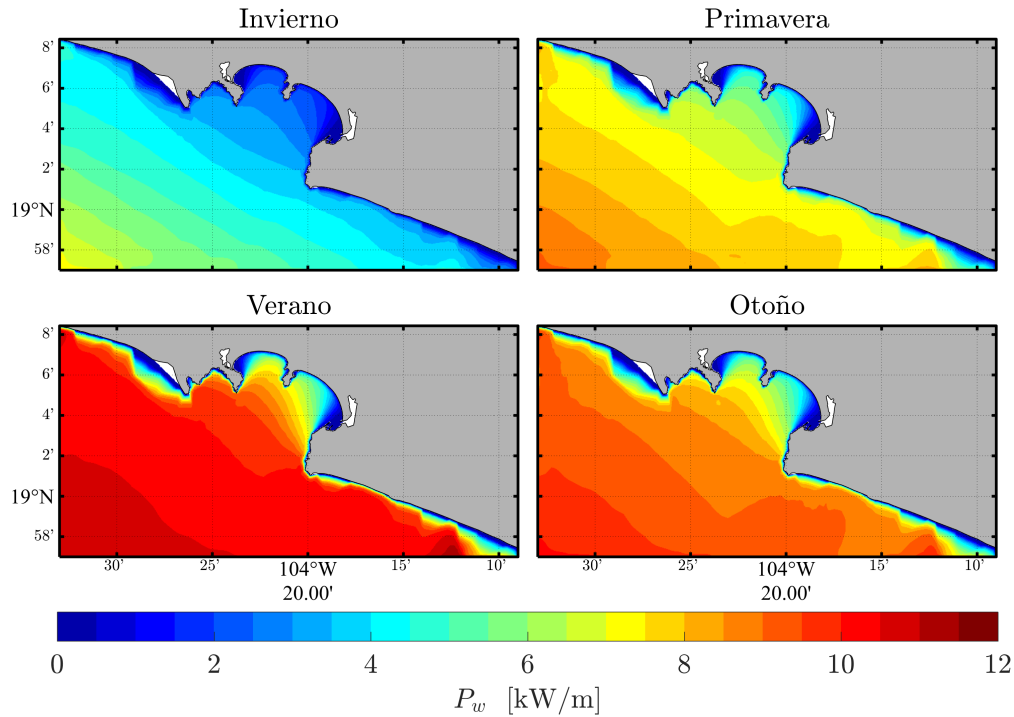
La siguiente elección de sitio a evaluar es la localidad de Manzanillo (MNZ), en el estado de Colima. La ciudad y puerto de Manzanillo está conformado por dos bahías: al noroeste por la Bahía de Santiago y a surespe por la Bahía de Manzanillo. Su localización geográfica lo sitúa en una región dominada por oleaje proveniente del hemisferio sur durante prácticamente todo el año (ver la figura 11). En la figura 14 se muestra el clima  $P_w$  calculado para la región. Podemos observar que la estimación del clima de la potencia del oleaje en esta zona, observada por los resultados de la malla regional (poco más de 10 kW/m en la figura 10) y los valores cercanos a la frontera abierta evidenciados en esta malla, disminuyen de manera drástica hacia el interior de las bahías. En la boca de la cuenca que abarca las dos bahías, los valores promedio de  $P_w$  son de poco más de 6 kW/m y estos disminuyen paulatinamente hacia la playa. Debido a la dirección de arribo del oleaje (sur a norte) y la forma de los contornos de batimetría, los valores de clima de  $P_w$  son un poco mayores en la Bahía de Santiago que los calculados en la Bahía de Manzanillo. Al noroeste de la Bahía de Santiago y al sureste de la Bahía de Manzanillo la línea de costa genera zonas de sombra al oleaje que arriba a la región por lo que los valores ahí calculados de clima de  $P_w$  son despreciables.



**Figura 14.** Clima de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local MNZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.

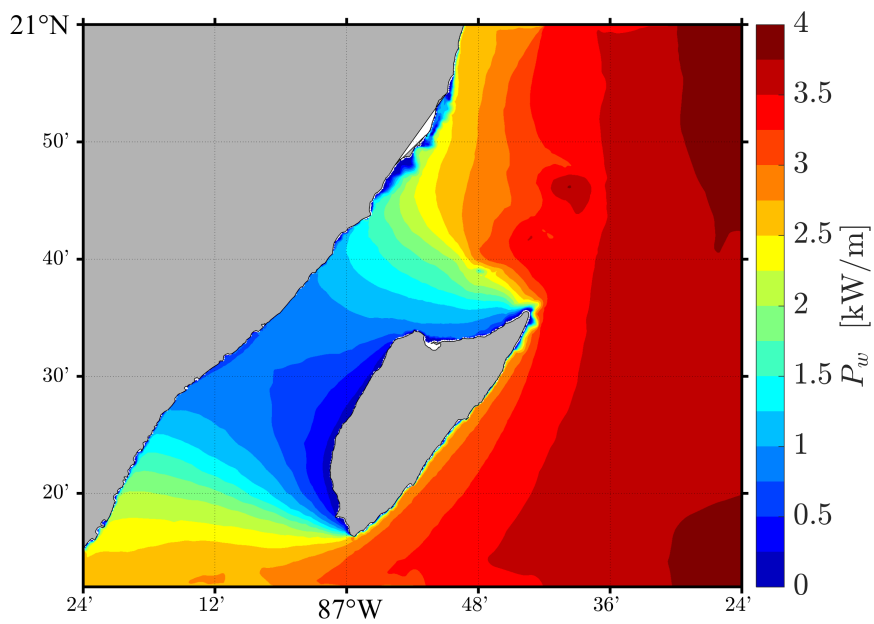
En la figura 15 se presentan los promedios estacionales de  $P_w$  para la región que cubre la malla MZN. Se observa que los valores del clima de  $P_w$ , a diferencia de los calculados para la región norte del Pacífico mexicano, son mayores durante las temporadas primavera-otoño, con valores máximos en verano. Desde la entrada que conforman las dos bahías del puerto, los valores calculados van desde aproximadamente 10 kW/m y disminuyen hacia la costa. Esto nos indica que el estado del mar en la región está caracterizado

principalmente por el arribo de oleaje generado en el Pacífico sur, el cual es particularmente más intenso durante la temporada de invierno austral. El oleaje invernal del Pacífico norte es prácticamente nulo en la zona, esto debido a la configuración de la línea de costa. La distribución espacial de los promedios estacionales de  $P_w$  se encuentran ligeramente sesgados hacia la Bahía de Santiago.

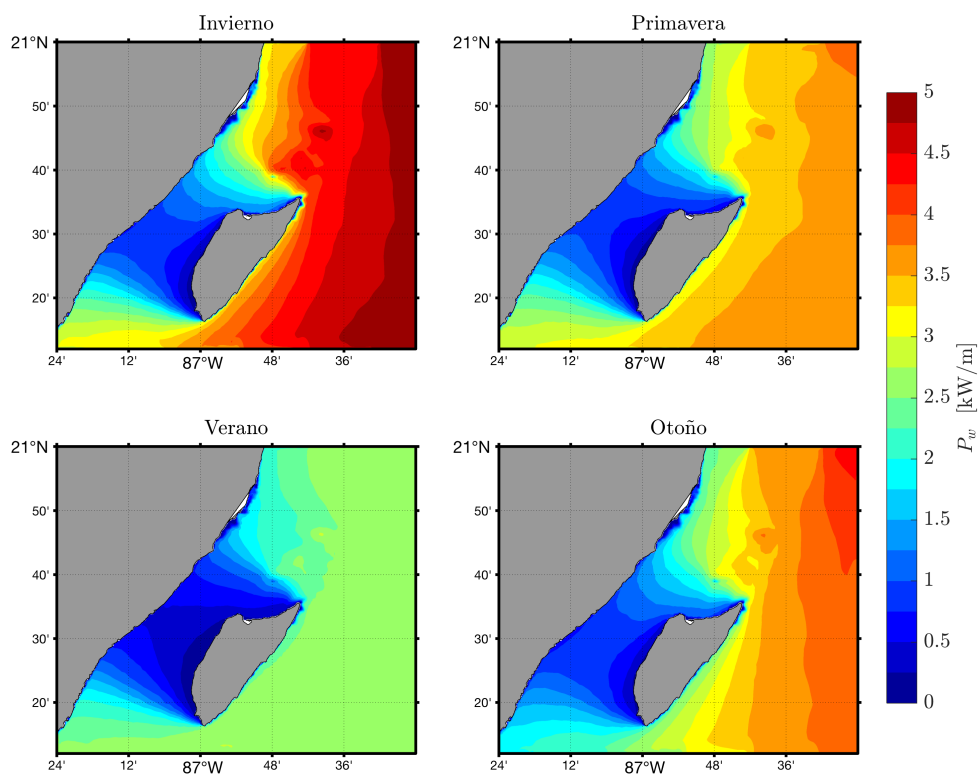


**Figura 15.** Clima estacional de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local MNZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.

En la figura 16 se muestra el dominio local Cozumel (COZ), en el estado de Quintana Roo. Localizado en el Caribe mexicano, el dominio comprende propiamente la Isla de Cozumel y, en territorio continental, la localidad de Playa del Carmen. En general esta zona del Caribe se caracteriza por presentar en promedio un oleaje de moderada a baja energía, como se observa en el promedio anual de  $P_w$ . Los valores mayores (4 kW/m) se encuentran en la parte exterior de la isla, donde puede arribar oleaje de mar abierto en el Caribe y donde los vientos alisios y su variabilidad de largo plazo tienen una influencia importante. En el canal de Cozumel, comprendido entre la isla y la península de Yucatán, se observan valores mínimos de entre 0.5 a 1 kW/m. En la figura 17 se muestran los promedios estacionales para el dominio COZ. Se pueden observar valores máximos durante el invierno de hasta 5 kW/m en la parte exterior de la isla, mientras que los mínimos se observan en verano (entre 2 y 2.5 kW/m). Cabe mencionar que esta región tiene una actividad importante de eventos extremos como huracanes, generalmente entre agosto y octubre, los cuales pueden generar oleaje considerable. Sin embargo, la señal de estos eventos no es identificable en los promedios debido a que poseen una escala temporal de unos pocos días.



**Figura 16.** Clima de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local COZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.



**Figura 17.** Clima estacional de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla local COZ. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 2000 a 2020.

Este caso de estudio tiene sus vertientes muy particulares, Cozumel es una isla con aumento en la demanda de consumo energético, sobre todo a partir de la última década, por lo que explorar alternativas sustentables de acuerdo a su geografía insular es vital (Mendoza-Vizcaino et al., 2016). Es insudable que, debido a la posición geográfica de la ciudad de Cozumel en la isla, la energía derivada del potencial del oleaje es un recurso poco atractivo para considerar su explotación. Otra alternativa más viable para la zona protegida de la isla es el uso de tecnología para aprovechar la intensidad de la corriente (Maslo et al., 2023).

## Capítulo 4. Tendencias y variabilidad de largo plazo

---

En el capítulo 3 se describe el clima de altura significativa y la potencia del oleaje en mares mexicanos a partir de resultados numéricos correspondientes a un periodo de tiempo que abarca los últimos 43 años. Se explora la variabilidad estacional del clima de los parámetros analizados y se muestra claramente las ventajas asociadas al uso de alta resolución espacial. Aunque esta información es muy útil a la hora de definir los sitios adecuados para la explotación del oleaje como fuente de energía limpia, solo nos proporciona un valor único en cada localidad y nos dice nada acerca de la tendencia del oleaje y su variabilidad en escalas más allá de la estacional.

En el presente capítulo se realiza un análisis de tendencias en viento, altura del oleaje y potencia del oleaje, así como variabilidad de largo plazo del viento y del oleaje. Tradicionalmente este tipo de análisis nos ayuda a conocer si existen o no cambios históricos significativos para así comprender de una manera integral la variabilidad climática (Erikson et al., 2022). En las secciones que conforman este capítulo se señala la metodología utilizada para el cálculo de tendencias y se describen y discuten los resultados del análisis sobre las bases de viento y oleaje utilizadas. También se analiza el efecto de la variabilidad de largo plazo sobre la estimación de la tendencia de los mismos parámetros.

### 4.1. Cálculo de tendencias

Para el análisis de tendencias, se utilizó el estimador no paramétrico de pendiente Theil-Sen (Sen, 1968; Theil, 1992) mientras que para evaluar la significancia estadística se hace uso de la prueba de Mann-Kendall (Kendall, 1975). En conjunto estos métodos son ampliamente utilizados en el análisis de tendencias en datos de oleaje y viento (Meucci et al., 2020; Caloiero et al., 2022; Erikson et al., 2022; Amarouche & Akpınar, 2021).

El estimador de pendiente de Theil-Senn es un método no paramétrico utilizado para estimar el valor de tendencia lineal en una serie temporal. El método consiste en determinar la pendiente entre cada par posible de datos, es decir la razón de cambio en los pares de datos en función del tiempo,

$$a_{ij} = \frac{(Y_j - Y_i)}{(t_j - t_i)}, \quad (21)$$

considerando que  $1 < i < j < n$ , donde  $a_{ij}$  es la pendiente,  $Y$  es la variable,  $t$  es el tiempo,  $n$  es el total

de los datos. Los índices  $i$  y  $j$  indican los pares de datos utilizados para la estimación de la pendiente. Posteriormente, la pendiente de Theil-Senn se determina como la mediana de todas las pendientes  $a_{ij}$  (Amarouche & Akpinar, 2021).

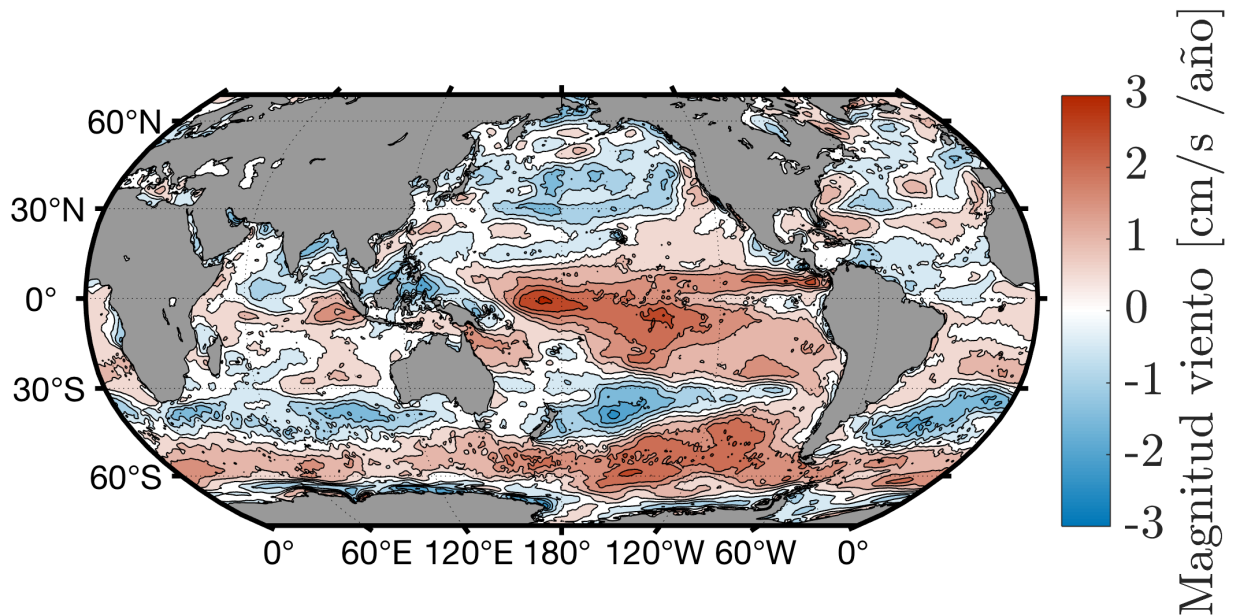
La prueba de Mann-Kendall es una prueba estadística no paramétrica que evalúa si existe una tendencia significativa, monótona ascendente o descendente, en una serie temporal. Esta prueba es particularmente útil cuando los datos no siguen necesariamente una distribución específica. Su resultado cataloga el cálculo de la tendencia temporal de los datos como inexistente o no significativa (denominada hipótesis nula) o significativa (denominada hipótesis alternativa). Una descripción resumida sobre esta metodología se pueden encontrar en los trabajos de (Wang et al., 2020) y (Amarouche & Akpinar, 2021). Tanto la prueba de Mann-Kendall como el estimador de la pendiente de Sen son herramientas valiosas para analizar tendencias en series temporales, especialmente cuando no se cumplen suposiciones de normalidad o linealidad. Proporcionan información sobre si existe una tendencia estadísticamente significativa en los datos, y en que sentido. Tradicionalmente ambos métodos se han utilizado en campos como climatología, hidrología y ciencias ambientales (Amarouche & Akpinar, 2021).

#### 4.1.1. Tendencias en viento

En esta sección se muestran los resultados del análisis de tendencias globales de magnitud del viento de acuerdo a la metodología señalada en la sección 4.1. Aunque los viento han sido obtenidos de la base de datos de ERA5, es importante analizar su comportamiento a través del tiempo ya que el patrón espacial y la evolución de esta variable dinámica en todo el globo puede determinar las características del oleaje observado en una región específica.

En la figura 18 se muestra la tendencia global de  $U_{10}$  calculada para el periodo entre 1980 y 2022. Como principales observaciones en los valores de tendencias globales de  $U_{10}$  se puede distinguir dos grandes bandas con valores significativamente positivos. La primera banda se encuentra en el Pacífico ecuatorial, donde se observan valores con una tendencia positiva de entre 2 y 3 cm/s por año. Con valores particularmente altos de aproximadamente 3 cm/s por año en el Pacífico ecuatorial occidental y del lado oriental frente a las costas de Panamá y Costa Rica. La otra región con tendencia positiva en la magnitud de viento se encuentra en el hemisferio sur, donde se observa una banda que se extiende a lo largo del océano austral, con valores considerables de aumento en la magnitud de viento de aproximadamente 2 cm/s por año. Asimismo, en el Pacífico norte se puede identificar una estructura con tendencia positiva

de alrededor de 1 cm/s por año cercanas las islas Aleutianas y a lo largo de la costa oeste de E.U.A, con una tendencia positiva de magnitud similar. Frente a la costa de Baja California se observa una tendencia negativa de vientos y en las costas al sur del Pacífico mexicano se observa una tendencia positiva. En la mayor parte del Golfo de México se presenta un incremento de alrededor de 1 cm/s por año durante el periodo de años analizados.



**Figura 18.** Tendencia global de la magnitud del viento,  $U_{10}$ . La tendencia es calculada a partir de la información de la base de datos de ERA5 correspondiente a los años 1980-2022. Los valores están dados en cm/s por año.

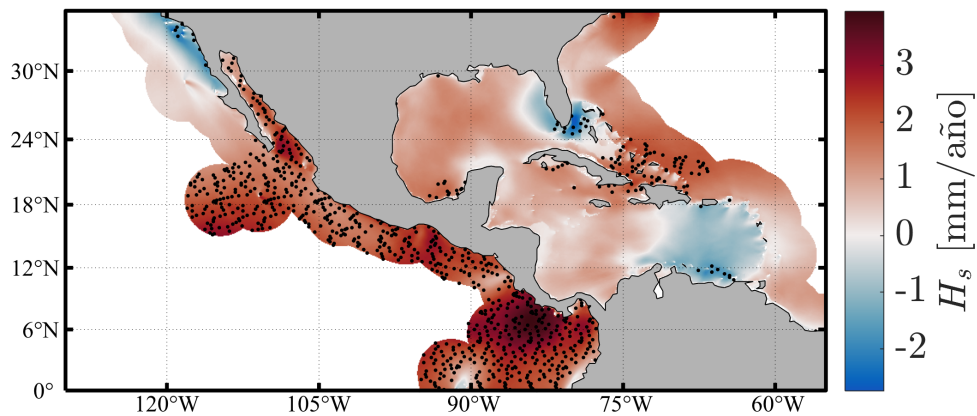
En general, estos resultados coinciden con los valores de tendencias en  $U_{10}$  calculados con datos de altímetros Young et al. (2011) y los valores reportados por Cabral et al. (2022), quienes usaron la misma base de datos de ERA5. Otros autores, como Torralba et al. (2017), han realizado comparaciones entre productos de reanálisis de diferentes instituciones como ERA-Interim (ECMWF), JRA-55 (Agencia Japonesa de Meteorología, JMA por sus siglas en inglés) y MERRA-2 (NASA). Ellos observan algunas discrepancias en ciertas regiones, ya sea en el signo o magnitud de la tendencia, pero en general encuentran tendencias positivas de  $U_{10}$  en la mayor parte de los océanos y tendencias negativas sobre los continentes.

En el presente estudio se utiliza el producto más reciente de ECMWF, ERA5. Como es de esperarse, esta base de datos presenta algunas diferencias espaciales en el cálculo de tendencias de  $U_{10}$  a escala global. El trabajo presentado por Zheng et al. (2022) fue realizado con datos de  $U_{10}$  de la base ERA5, por lo que se considera como un punto de comparación importante. Sin embargo, aunque la base de datos de reanálisis de ERA5 es ampliamente utilizada por la comunidad científica internacional, debemos

de tener en cuenta que la precisión de la información no es homogénea en espacio y tiempo ya que esta depende de la calidad de los datos asimilados (Meucci et al., 2020).

#### 4.1.2. Tendencias en oleaje

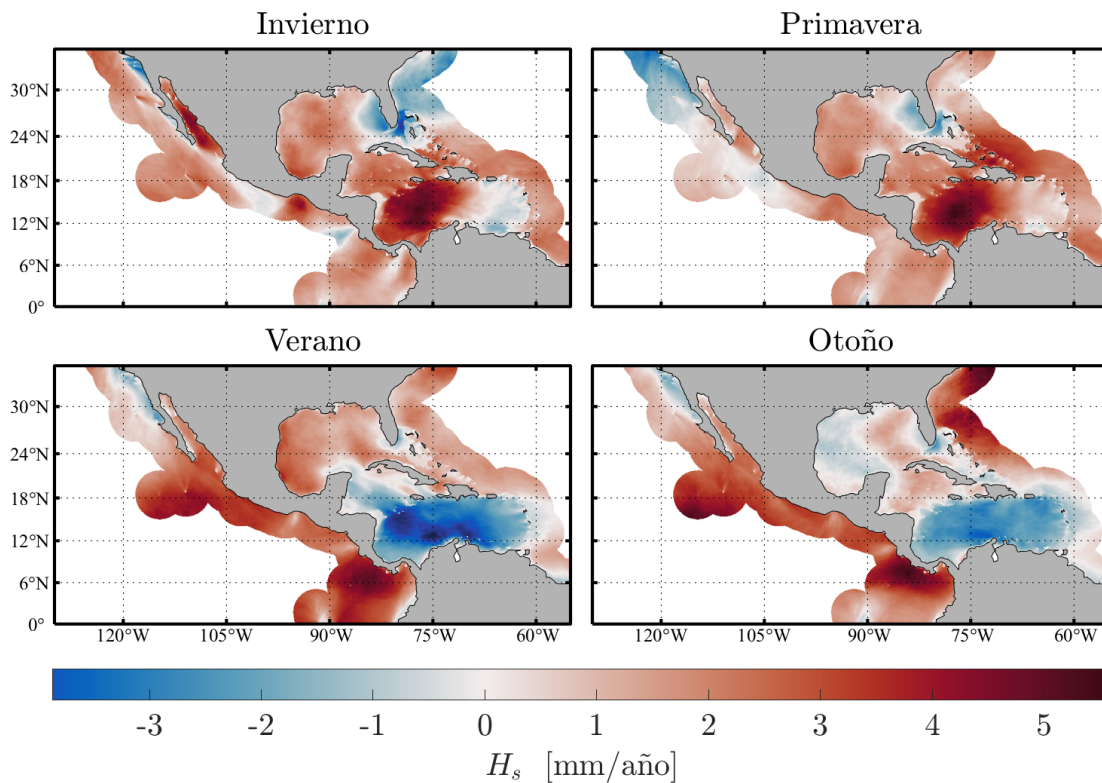
En esta sección se presentan los resultados de tendencias en el campo de oleaje. El cálculo de tendencia se realiza para el periodo de estudio (1980 a 2022), a partir de los promedios mensuales de  $H_s$  y  $P_w$ . En la figura 19 se presenta el cálculo de tendencias para  $H_s$  en la región de mares mexicanos utilizando los resultados de todo el periodo de simulación. Es posible observar una tendencia positiva en el Pacífico tropical mexicano, hasta las costas de Centroamérica. En la región del Pacífico noroccidental, frente a las costas de Baja California, se detectaron valores negativos. En la costa del GoM y el Caribe mexicano se observan valores positivos, entre 1 y 3 mm/año. En las costas de Florida, en el Golfo de México, se observan valores negativos de aproximadamente -2 mm/año. En el Caribe oriental se observan valores negativos mayores, de hasta -4 mm/año. Estos patrones regionales en la tendencia  $H_s$  son similares a los patrones de la tendencia en  $U_{10}$  en las cuencas del Golfo de México y el Mar Caribe, mientras que se observa un signo contrario en las tendencias calculadas para esas dos variables dinámicas en la zona sur del Pacífico mexicano. Esto puede ser debido a que el oleaje en el Golfo de México y el Mar Caribe, al ser cuencas semicerradas, se encuentra mayormente influenciado por las condiciones locales del viento. En el caso del Pacífico mexicano, el estado de mar promedio es fuertemente determinado por el arribo de oleaje generado en regiones lejanas (*swell*).



**Figura 19.** Tendencia anual de  $H_s$  (mm/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022). Los puntos representan las regiones donde el cálculo de tendencias es estadísticamente significativa al 95 %.



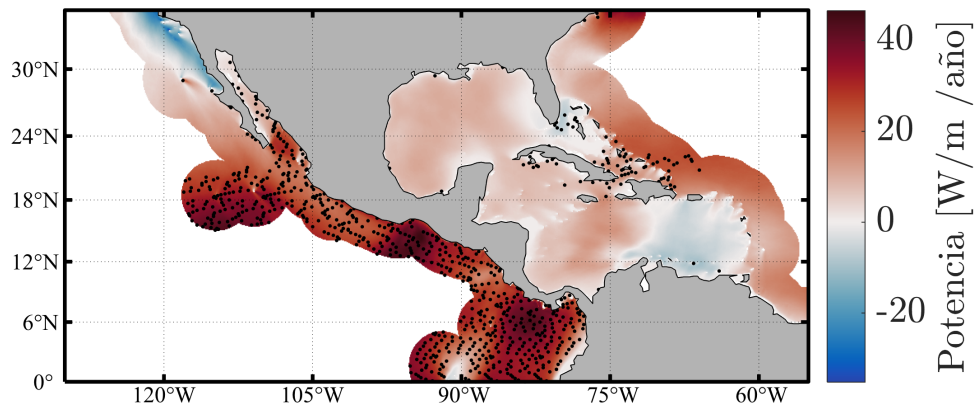
Así mismo, se analizó la variabilidad estacional de la tendencia de  $H_s$  en la región de mares mexicanos y los resultados son mostrados en la figura 20. Una de las características más notorias en estos resultados es la ocurrencia de valores de tendencias mayormente positivas (negativas) en las temporadas de invierno-primavera (verano-otoño) en las cuencas del Golfo de México y Mar Caribe. Como se puede observar en la figura 19, las tendencias en la parte oriental del Caribe es mayormente negativa, mientras que en el Golfo de México es mayormente positiva, con la excepción de la península de Florida.



**Figura 20.** Tendencia estacional de  $H_s$  (mm/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022).

Al sur del Pacífico mexicano es posible identificar variaciones estacionales en contrafase con respecto a la variabilidad observada en el Golfo de México y Mar Caribe, aunque en el Pacífico sur la variabilidad es moderada y mayormente positiva. Los valores tan altos de tendencias positivas en esta región durante las estaciones de verano y otoño concuerdan con los valores de tendencias positivas del viento en el hemisferio sur (ver figura 18), lo cual indica que la variabilidad del oleaje en el sur del Pacífico mexicano está fuertemente controlada por la variabilidad temporal del oleaje en el hemisferio sur. Al noroeste del Pacífico mexicano, frente a las costas de Baja California, los valores de tendencia son negativos a lo largo de casi todo el año. Esto parece estar en concordancia con la ocurrencia de valores negativos en el cálculo de la tendencia del viento en la región del Pacífico norte. En un estudio numérico con baja resolución espacial, Bromirski et al. (2013) encuentra valores positivos en la tendencia de  $H_s$  durante

los meses de invierno y ligeramente negativos durante los meses de verano. Los valores de tendencia en  $U_{10}$  y  $H_s$  calculados en este trabajo son más consistentes con lo reportado por Young et al. (2011) a partir de observaciones por altímetro. Algo interesante a resaltar en los resultados es la persistencia de una tendencia positiva en los valores de  $H_s$  calculados en la zona del Golfo de California durante prácticamente todo el año.

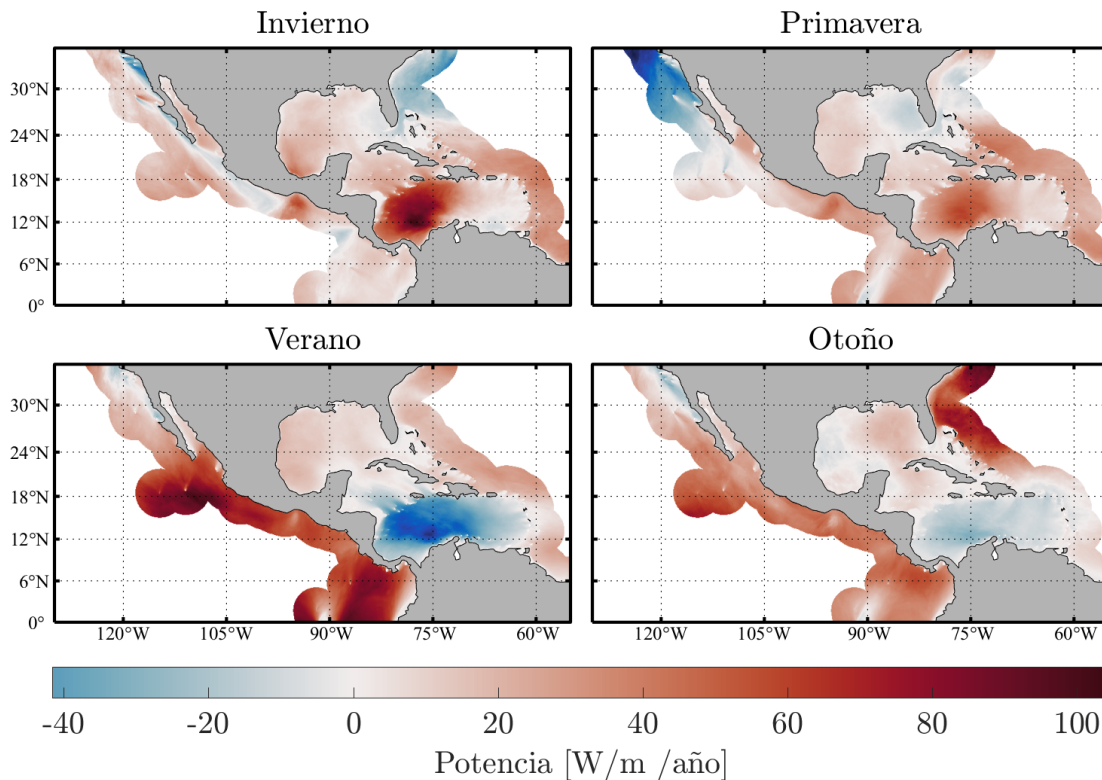


**Figura 21.** Tendencia anual de  $P_w$  ( $W/m/año$ ) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022). Los puntos representan las regiones donde el cálculo de tendencias es estadísticamente significativa al 95 %.

En la figura 21 se presenta el cálculo de tendencias para  $P_w$  en la región de mares mexicanos utilizando los resultados de todo el periodo de simulación. En la figura se puede observar una tendencia positiva a lo largo del Pacífico tropical mexicano y Centroamérica, con valores entre 40 y 60  $W/m$ , así como una tendencia negativa en la costa occidental de Baja California ( $-20 W/m$ ). Este patrón espacial es similar al que se obtuvo en el cálculo de tendencias de  $H_s$  (véase la figura 20), lo cual es de esperarse dada la dependencia de  $P_w$  con el cuadrado de  $H_s$ . Sin embargo, como mencionan diversos autores,  $P_w$  nos ofrece información más completa de las características del oleaje ya que también depende de una aproximación del periodo promedio del oleaje (véase la ecuación 13).

La variabilidad estacional de la tendencia de  $P_w$  en la región de mares mexicanos se muestran en la figura 22. Al igual que en el caso de las tendencias estacionales de  $H_s$  mostradas en la figura 20, es posible observar una clara alternancia entre valores de tendencia positiva y negativa entre los meses fríos y cálidos, respectivamente, en la región oriental del Mar Caribe. El patrón estacional de tendencias de  $P_w$  en el Golfo de México es similar al observado en el caso de tendencias de  $H_s$ : valores mayormente negativos en la región de la península de Florida, hacia el oeste del Golfo de México valores mayormente positivos, con la excepción de la temporada de otoño. En esta misma temporada, dado que los valores

extremos de  $H_s$  poseen un peso mayor en el cálculo de la potencia del oleaje, es posible observar una estela de valores positivos que cruza el Golfo de México con dirección sureste-noroeste, un poco cargada hacia la península de Florida, y que está asociada a la trayectoria promedio de los huracanes en la región. De igual manera, es posible que las tendencias positivas en  $P_w$  observadas al suroeste del Golfo de México durante invierno y primavera estén asociadas a la ocurrencia de eventos Norte.



**Figura 22.** Tendencia estacional de  $P_w$  (W/m/año) en mares mexicanos. El cálculo es realizado utilizando los resultados numéricos correspondientes a un periodo de 43 años (1980-2022).

En el Pacífico mexicano, la variabilidad estacional del patrón de tendencias de la potencia del oleaje es muy similar al de las  $H_s$ , aunque en el caso del primero es más pronunciado. Se observan valores positivos grandes en la tendencia de  $P_w$  calculados en la región del Golfo de Tehuantepec durante los meses de invierno y primavera. Estos valores están asociados también a la ocurrencia de Nortes y su señal en el Pacífico como eventos Tehuanos.

## 4.2. Variabilidad de largo plazo

La cuantificación del recurso energético asociado al oleaje, dado por la estimación del clima y su variabilidad temporal, así como el cálculo de su tendencia al aumento o disminución, nos proporciona elementos necesarios para determinar de manera objetiva la pertinencia en la elección de localidades aptas para la explotación. Sin embargo, es importante tener en cuenta que al determinar el clima del oleaje en una región no estamos considerando la variabilidad interanual del mismo. Además, la estimación de la tendencia de las características del oleaje es a través de un ajuste lineal de su variabilidad. En este punto, se considera importante investigar el impacto de las desviaciones en la variabilidad temporal del oleaje con respecto a un ajuste meramente lineal. Dichas desviaciones son las que denominamos variabilidad de largo plazo.

Para identificar la variabilidad de largo plazo se utilizan los promedios mensuales del todo el conjunto de datos (1980-2022) generados por la implementación regional del modelo. Esta información es filtrada utilizando un promedio móvil con una ventana de de 5 años Cabral et al. (2022); Takbash & Young (2020) con el fin de filtrar la variabilidad estacional y menor a ella. Con el fin de analizar el impacto de la variabilidad de largo plazo en la estimación de la tendencia en viento y oleaje se eligen algunos puntos de control (o estaciones) dentro de la malla regional. En la figura 49 (en el anexo) se señala la posición geográfica de dichos puntos, mientras que en la Tabla 1 se indica las coordenada de los mismos.

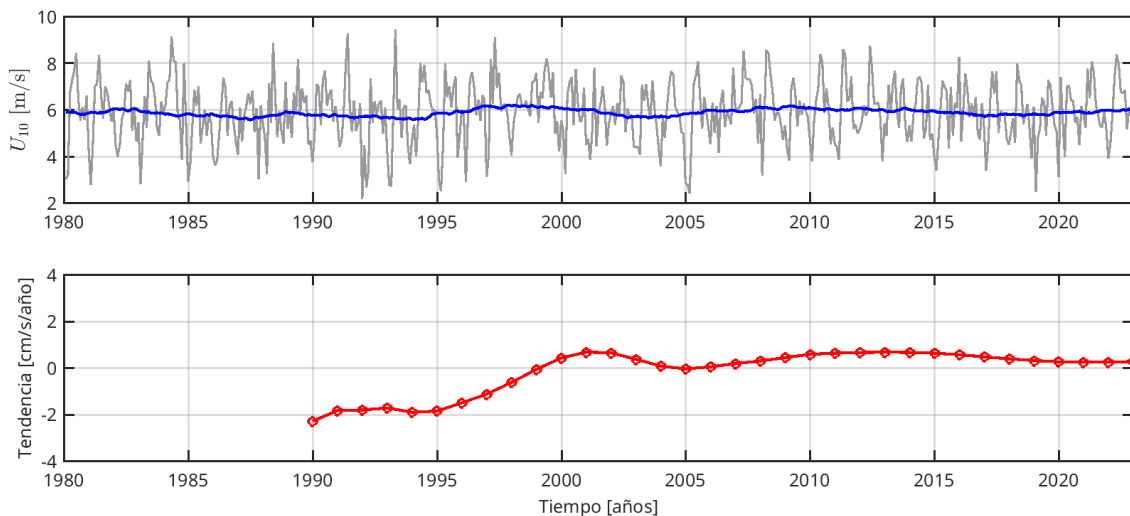
**Tabla 1.** Puntos de control para el análisis de la variabilidad de largo plazo en el cálculo de la tendencia de viento y oleaje.

Pacífico		GoM y Caribe	
Estación	Posición	Estación	Posición
S1	32.0°N, 120.0°W	S5	25.0 °N, 96.0 °W
S2	27.0°N, 116.3°W	S6	20.0 °N, 94.0 °W
S3	18.0°N, 106.0°W	S7	22.3 °N, 88.3 °W
S4	14.0°N, 95.0°W	S8	20.0 °N, 85.0 °W

### 4.2.1. Variabilidad de largo plazo del viento

Ya que la transferencia de momento del viento hacia la superficie del océano es el mecanismo generador del oleaje, antes de estudiar la variabilidad de largo plazo del oleaje es importante analizar primero la variabilidad de largo plazo observada en los datos de viento.

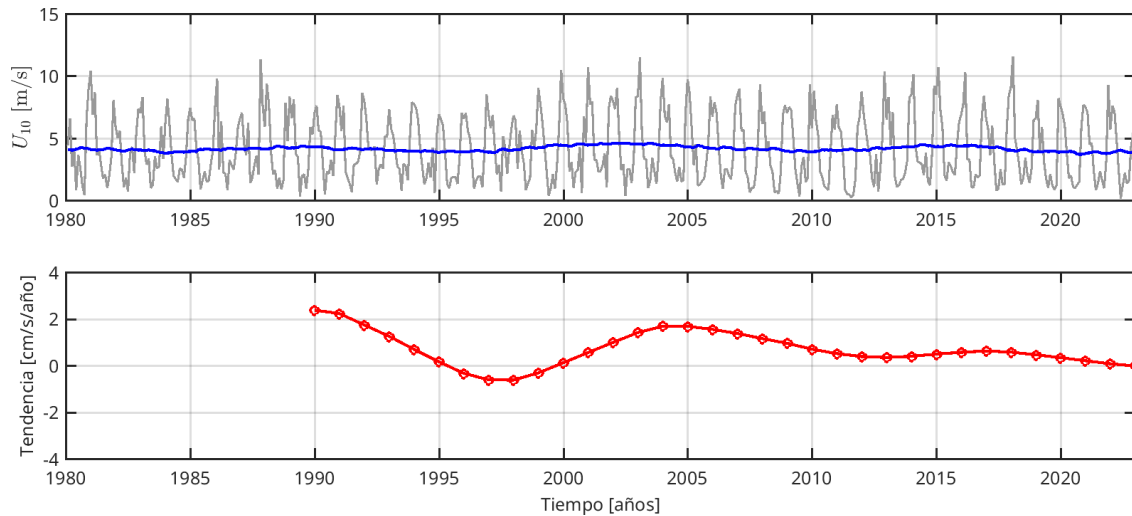
En el panel superior de la figura 23 se muestran la serie de tiempo del promedio mensual de  $U_{10}$ , correspondiente a la estación de control S01 (línea gris), y la misma serie filtrada utilizando un promedio móvil de 5 años (línea azul). El promedio móvil se realiza con el fin de dejar fuera la señal estacional presente en la serie original. En el panel inferior se muestra en valor calculado para la tendencia lineal de la serie mensual durante los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el se incluyen los valores de la tendencia lineal calculada al incrementar anualmente la serie inicial. Como se puede ver en la figura 49, la estación S01 se encuentra localizada en la región noeste del Pacífico mexicano. En el panel superior se puede observar que los promedios mensuales de la  $U_{10}$  se encuentran entre 2 y 9.5 m/s. Los valores filtrados de esta serie rondan los 6 m/s y el promedio de los 43 años es de 5.87 m/s, con una desviación estándar de 0.15 m/s. Es en el caso de la serie filtrada donde se pueden identificar algunas pequeñas oscilaciones de largo plazo. A simple vista, no es posible identificar una periodicidad de estas oscilaciones, sin embargo la serie muestra un incremento después de 1996 y se mantiene hasta el inicio de la década de los 2000. Esto parece coincidir con lo que Bromirski et al. (2013) menciona al encontrar una disminución en  $H_s$  y  $P_w$  en el Pacífico Norte asociado al cambio a la fase fría o negativa a principios de los 2000 de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés). La tendencia lineal de la serie filtrada de viento en esta estación es de 0.26 cm/s/año.



**Figura 23.** Serie de tiempo de  $U_{10}$  y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S01. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial.

El efecto de las oscilaciones en el cálculo de la tendencia lineal puede ser evaluado si realizamos el ajuste a series de tiempo con periodo variable. En el panel inferior de la figura 23 se presenta el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente una series que originalmente abarcaba el periodo entre 1980 y 1990. Para estos primeros 11 años, la tendencia calculada es de -2.29 cm/s/año. Un incremento

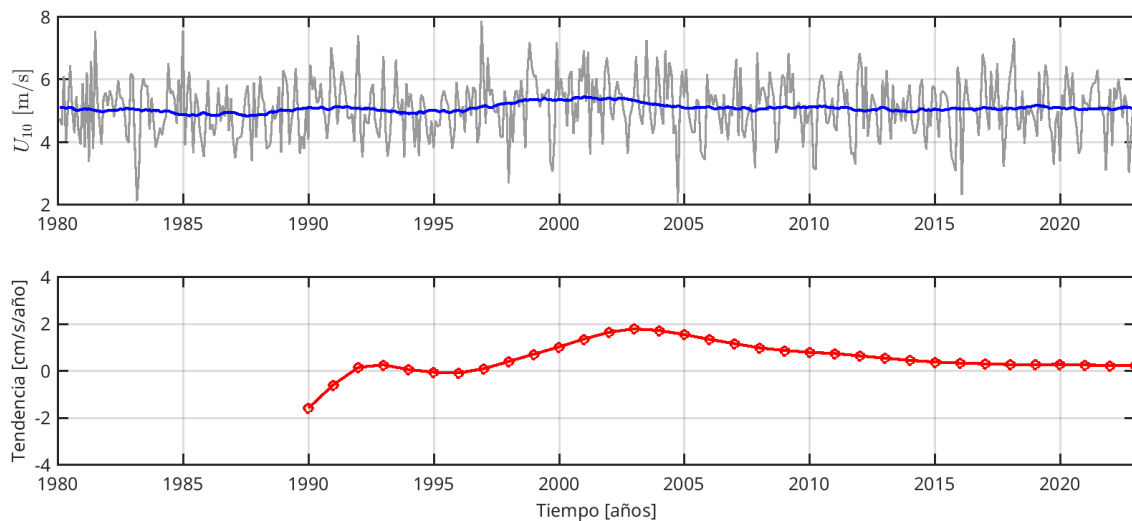
de 10 años en esta series nos arroja una tendencia positiva, de 0.41 cm/s/año y se mantiene mayormente positiva durante el resto de los 30 años, con valores menores a 0.7 cm/s/años.



**Figura 24.** Serie de tiempo de  $U_{10}$  y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S04. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial.

La estación S04 se encuentra localizada en la región sur del Pacífico mexicano, frente a las costas de Oaxaca. En esta zona, los promedios mensuales de  $U_{10}$  muestran un patrón caracterizado por valores grandes en los meses fríos y valores pequeños en los meses cálidos (véase la figura 24), esto asociado a la mayor incidencia de eventos Tehuanos. Se conoce por estudios previos (Ocampo-Torres et al., 2011) que esta región es de gran interés para el estudio de la evolución del oleaje, principalmente por la interacción entre el *swell* proveniente del Pacífico sur y su interacción con el viento local intenso, cuya dirección dominante es en sentido contrario a la dirección de propagación del *swell*, lo cual tiene un efecto atenuante en el esfuerzo del viento. En el panel superior de esta figura se puede observar que los promedios mensuales de la  $U_{10}$  alcanzan valores de casi 12 m/s. Los valores filtrados de esta serie rondan los 4 m/s y el promedio de los 43 años es de 4.13 m/s, con una desviación estándar de 0.20 m/s. Aunque es posible identificar en esta serie filtrada una tendencia al incremento entre el final de la década de 1990 e inicios de los 2000, no es tan notable como en la estación S01. En este caso, la tendencia lineal de la serie filtrada de viento es de -0.02 cm/s/año. En el panel inferior de la figura 24 observamos que la tendencia lineal durante el periodo entre 1980 y 1990 es de 2.37 cm/s/año. Se observa una tendencia a la disminución del valor calculado, hasta el valor finalmente calculado de -0.02 cm/s/año, con cambios de pendiente asociados a las oscilaciones de largo plazo presentes en la serie de tiempo mostrada en el panel superior.

La estación S08 se localiza en la en el Caribe mexicano, al este de la península de Yucatán. En la región del Caribe los patrones de viento más dominantes son los vientos alisios, los cuales soplan de manera casi constante desde el noreste. Este patrón puede ser influenciado por la corriente de chorro de bajo nivel CLLJ y su intensidad se puede ver afectada por la posición y extensión del Anticiclón Subtrópic del Atlántico Norte (NASH), y en escalas decadales por la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) (Cavazos et al., 2020). A pesar que los efectos del ENSO suelen ser más directos en el Pacífico, también se conoce que impacte en el Caribe. Durante la fase positiva del ENSO se observan una mayor actividad en ciclones tropicales en la región del Caribe (Pérez-Santos et al., 2010). Este patrón es localmente perturbado también por el paso ocasional de huracanes y nortes. De acuerdo a los datos de viento de esta estación (figura 25), los promedios mensuales de la  $U_{10}$  se encuentran entre 2 y 7.9 m/s. Los valores filtrados de esta serie rondan los 5 m/s y el promedio de los 43 años es de 5.07 m/s, con una desviación estándar de 0.13 m/s. En este caso, la tendencia lineal de la serie filtrada de viento es de 0.2 cm/s/año. En el panel inferior de la figura observamos que la tendencia lineal durante el periodo entre 1980 y 1990 es de -1.61 cm/s/año. El cálculo de la tendencia lineal al aumentar un par de años la serie se observa un cambio en el signo de la pendiente, la cual alcanza un máximo de 1.77 cm/s/año para el cálculo durante el periodo 1980-2003. Posteriormente se observa un cambio paulatino en la pendiente hasta el valor correspondiente al periodo de 43 años.



**Figura 25.** Serie de tiempo de  $U_{10}$  y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S08. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial.

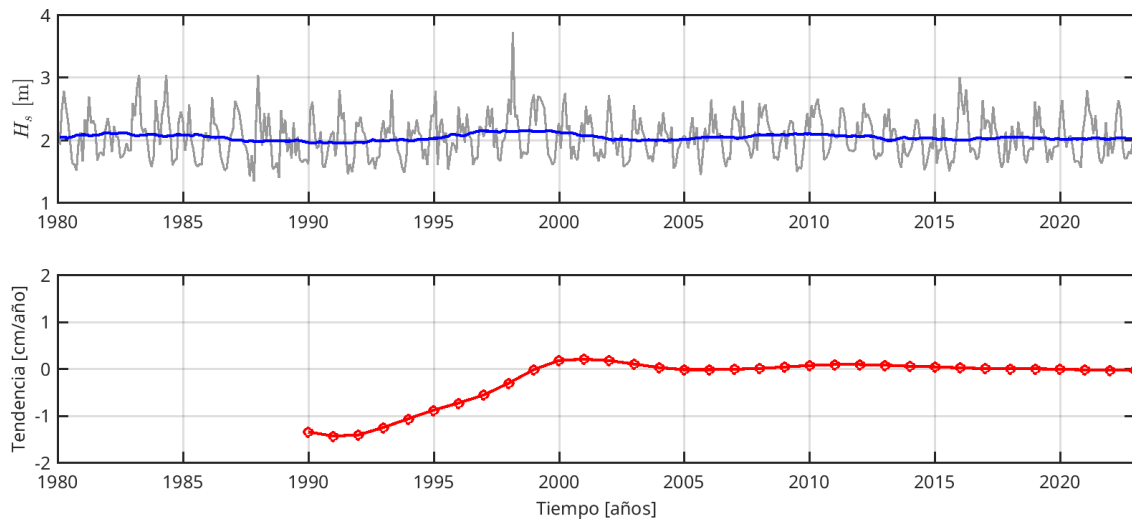
#### 4.2.2. Variabilidad de largo plazo del oleaje

En esta sección se estudia la variabilidad de largo periodo en  $H_s$ , así como su efecto en el cálculo de la tendencia lineal, de una manera similiar a la realizada en la sección 4.2.1.

En el panel superior de la figura 26 en línea gris se muestran la serie de tiempo del promedio mensual de  $H_s$ , correspondiente a la estación de control S01. Como en el caso de los vientos, en el panel superior también se incluye la serie filtrada utilizando un promedio móvil de 5 años (línea azul). En el panel inferior se muestra en valor calculado para la tendencia lineal de la serie mensual durante los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente se incluyen los valores de la tendencia lineal calculada al incrementar anualmente la serie inicial. En este caso, el rango de valores de los promedios mensuales de  $H_s$  se encuentran entre 1.3 y 3.7 m. La serie filtrada, en azul, ronda los 2 m, con una desviación estándar de 0.05 m. En esta serie suavizada se puede observar un aumento de  $H_s$  a inicios de la década de 1980 y entre 1995 y 2000, esto puede estar relacionado con los eventos de ENSO positivos de gran intensidad que tuvieron lugar entre 1982-1983 y 1997-1998. De acuerdo a diversos autores (Bromirski et al., 2013; Odériz et al., 2020; Aramburo et al., 2022), en la región del Pacífico Occidental los patrones sinópticos que modulan las características del oleaje (tanto de  $H_s$  como de  $P_w$ ) son el ENSO y, en una escala temporal mayor, la PDO. Esto se aborda con mayor detalle en el capítulo 5. Con respecto a la dependencia del cálculo de la tendencia con la variabilidad de largo plazo de la  $H_s$ , podemos observar que la elección de un periodo relativamente corto (20 años, entre 1980 y 2000) nos arroja una tendencia lineal negativa, con un valor de  $-1.3$  cm/año cuando el cálculo se realiza utilizando 11 años (entre 1980 y 1990). La tendencia lineal calculada para la serie completa es de  $-3 \times 10^{-2}$  cm/año.

De acuerdo a los datos de oleaje correspondientes a la estación S04, al sur del Pacífico mexicano (figura 27), los promedios mensuales de  $H_s$  se encuentran entre 1.13 y 2.98 m. El régimen de oleaje en esta región corresponde a *swell* que arriba durante prácticamente todo el año (Ocampo-Torres et al., 2011), aunque los periodos de oleaje alto son producto de los eventos *tehuanos*, entre octubre y marzo. Esto se puede observar en el clima mensual de  $H_s$ , en la sección de Apéndices. La serie filtrada muestra signos claros de variabilidad de largo plazo. Esta variabilidad de largo plazo en el zona del Golfo de Tehuantepec se atribuye a la intensificación o debilitamiento en los patrones de viento durante eventos del ENSO, al igual que en la estación S01. Particularmente, se puede mencionar la relevancia en la intensificación en los vientos tehuanos que generan el característico oleaje local. La intensificación de estos, además del ENSO, se ve influenciada por la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés).

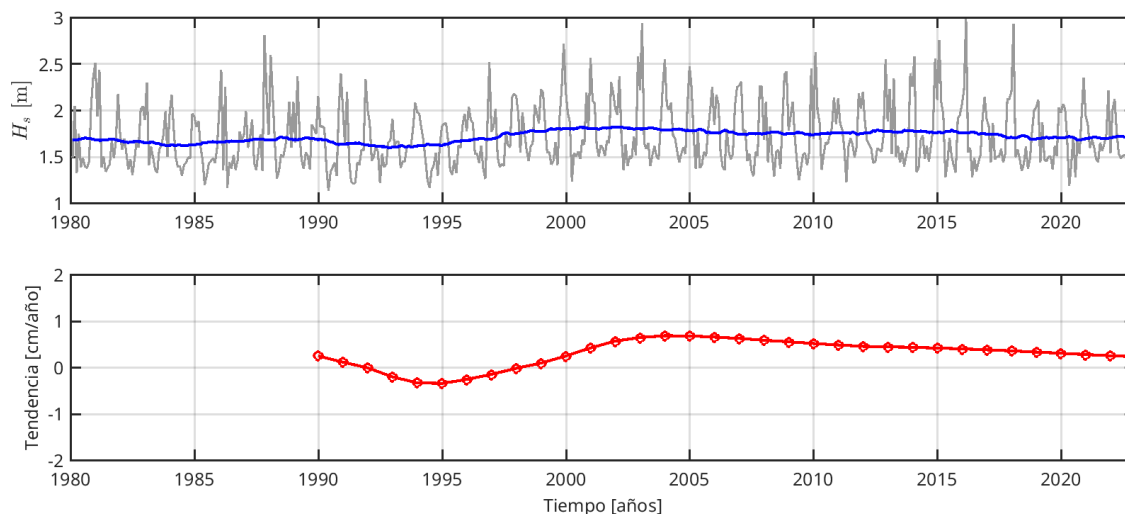




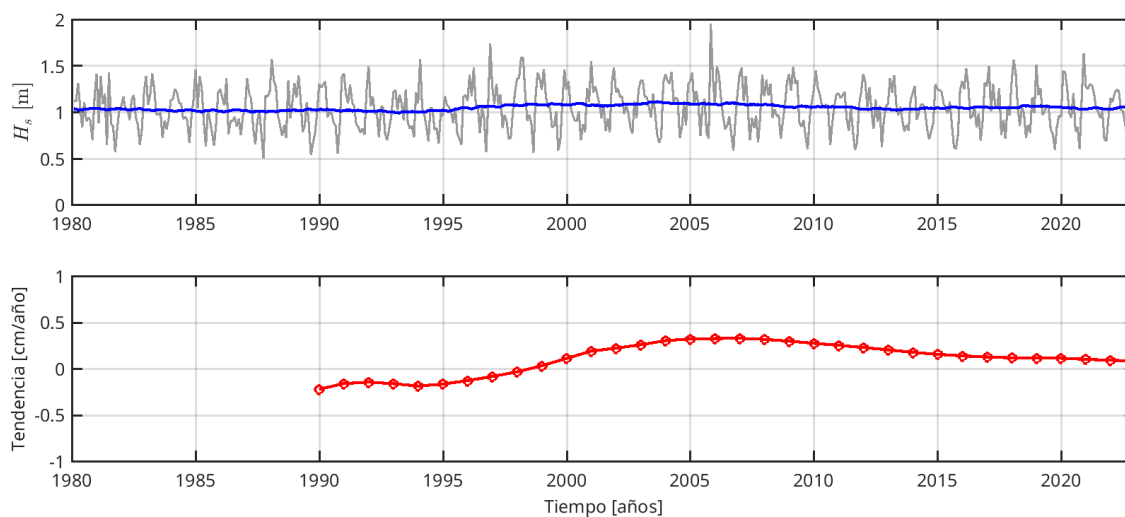
**Figura 26.** Serie de tiempo de  $H_s$  y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S01. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial.

El efecto de la variabilidad de largo plazo en el cálculo de la tendencia lineal de  $H_s$  en la estación S04 (panel inferior de la figura 27) sigue un patrón similar al mostrado en estación S01. El cálculo de la pendiente muestra una oscilación clara entre cuando se utilizan periodos entre 10 y 25 años, comenzando en 1980. Posteriormente, al incrementar el número de años se observa un decremento continuo hasta el valor de 0.22 cm/año, correspondiente al total de la serie.

En la figura 28 se muestra el análisis de variabilidad de largo plazo en la estación S08, ubicada en el Caribe mexicano. En esta estación, los promedio mensuales de  $H_s$  se encuentran entre 0.5 y 2.0 m, con una desviación estándar de poco más de 0.2 m. La variabilidad de oleaje en el Mar Caribe, al ser este una cuenca semi-cerrada, responde principalmente a la variabilidad estacional de los vientos alisios. En el panel superior de la figura 28 podemos observar que las condiciones de oleaje más energético se presentan en los meses de invierno, aunque también es clara la variabilidad intra-anual asociada a la presencia de eventos extremos, como los Nortes y huracanes (note por ejemplo el máximo en promedio mensual de  $H_s$  correspondiente al mes de octubre del 2005, asociado a la presencia de varios huracanes en la región, especialmente Wilma, un huracán categoría 5). Este tipo de eventos extremos son filtrados al realizar el promedio móvil con una ventana de 5 años, de tal manera que su efecto no es apreciable en la variabilidad de largo plazo incluida en la gráfica (línea azul). En este caso, los valores filtrados del promedio mensual de  $H_s$  rondan el metro de altura. El efecto de esta variabilidad de largo plazo en el cálculo de la tendencia lineal muestra un patrón similar al caso de la estación S04.



**Figura 27.** Serie de tiempo de  $H_s$  y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S04. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial.



**Figura 28.** Serie de tiempo de  $H_s$  y su tendencia de largo plazo correspondiente al punto de control S08. En el panel superior se muestra la serie original (línea gris) y la serie filtrada (línea azul). En el panel inferior se muestra la tendencia lineal calculada con los datos mensuales de los primeros 11 años (1980-1990) y posteriormente el cálculo de la tendencia lineal al incrementar anualmente la serie inicial.

## Capítulo 5. Asociación con oscilaciones climáticas de gran escala

---

En el capítulo 4 se estudió la variabilidad temporal de largo plazo a través del análisis de las series filtradas de  $U_{10}$  así como  $H_s$  y se encontró cierta variabilidad de baja frecuencia. En consecuencia, en este capítulo se exploran los mecanismos climáticos que puedan afectar el campo de olas. Las oscilaciones climáticas de gran escala se refieren a patrones de variabilidad en las condiciones climáticas que abarcan extensas áreas geográficas y que pueden afectar el clima global. Estas oscilaciones a menudo implican interacciones complejas entre la atmósfera y el océano, y tienen un impacto significativo en los patrones climáticos a nivel regional y a nivel global. Estas oscilaciones de gran escala son fenómenos naturales que juegan un papel importante en la variabilidad climática. Sin embargo, también pueden interactuar con patrones climáticos en escalas más pequeña y contribuir a eventos extremos en diversas regiones del mundo.

### 5.1. Metodología del análisis

A continuación se presenta la metodología utilizada en el análisis de la asociación entre la variabilidad de largo plazo del oleaje con oscilaciones climáticas de gran escala. Posteriormente en las secciones 5.2 y 5.3 se presentan los resultados y discusiones correspondientes al análisis del efectos que tienen las oscilaciones climáticas de gran escala la variabilidad de largo pazo de la potencia del oleaje en el Pacífico, el Golfo de México y el Mar Caribe.

#### 5.1.1. Análisis de funciones empíricas ortogonales

Una de las técnicas más comunes en el estudio de la variabilidad de un arreglo espacial de series temporales es el análisis de componentes principales (PCA). En la oceanografía y las ciencias atmosféricas es más comunmente conocido como análisis de funciones empíricas ortogonales (FEO). Esta técnica permite obtener una descripción compacta de la variabilidad espacial y temporal de series de datos a traves de funciones ortogonales o modos estadísticos (Thomson & Emery, 2014). Estos modos contienen cierta proporción de la variabilidad total, es decir organizan la variabilidad donde los primeros modos explican la mayor parte de varianza del arreglo espacial de series de tiempo. Es importante destacar

que el término empírico se refiere al hecho que estas funciones se derivan directamente de los datos, específicamente de la matriz de covarianza, en lugar de ser obtenidas a partir de ecuaciones teóricas. La ortogonalidad entre las funciones significa que son mutuamente no correlacionadas, lo que facilita la interpretación y el análisis de la estructura de la variabilidad en los datos (Venegas, 2001).

Existen dos maneras de calcular FEO. El primer método se basa en construir la matriz de covarianza de los datos y posteriormente descomponerla para obtener los eigenvalores y eigenvectores. El segundo método utiliza la descomposición en valores singulares (SVD, por sus siglas en inglés) de la matriz de datos para obtener los eigenvalores y eigenvectores sin crear una matriz de covarianza. Las FEO obtenidas por ambos métodos son esencialmente idénticas (Thomson & Emery, 2014; Venegas, 2001). En este estudio se utilizó la primera aproximación.

### Tratamiento previo de los datos

Para el análisis de FEO, se trabajó con los campos de oleaje y viento promediados mensualmente, como sugieren Bromirski et al. (2013) y Echevarria et al. (2019) en el caso de estudios sobre la variabilidad a largo plazo. Consideremos un arreglo de  $N$  mapas en el tiempo  $t = 1 \dots N$ , donde cada mapa contiene datos del campo escalar  $\psi$  en posiciones  $m = 1 \dots M$ , es decir tenemos un campo con  $M$  puntos de series de tiempo distribuidas espacialmente  $\psi_m(t)$ , cada una con  $N$  pasos de tiempo. En el análisis clásico de series temporales se supone que estas están conformadas por una componente de tendencia lineal, una componente estacional y una componente residual.

$$\psi_m(t) = \hat{\psi}_m(t) + \tilde{\psi}_m(t) + \psi'_m(t). \quad (22)$$

Posteriormente, a cada campo se le elimina la tendencia lineal y la componente estacional, de tal forma que

$$\psi'_m(t) = \psi_m(t) - \hat{\psi}_m(t) - \tilde{\psi}_m(t). \quad (23)$$

## Modos estadísticos y componentes principales

Para obtener los modos empíricos y componentes principales, se calculó primero la matriz de covarianza de los datos residuales (anomalías) para posteriormente obtener los eigenvalores y eigenvectores. Basandonos en la notación de Venegas (2001) llamamos  $\mathbf{Z}$  a la matriz de los datos residuales  $\psi'_m(t) = \mathbf{Z}$  de dimension  $M \times N$ , donde  $M$  son los puntos espaciales y  $N$  el numero de mapas temporales.

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{11} & Z_{12} & \dots & Z_{1N} \\ Z_{21} & Z_{22} & \dots & Z_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Z_{M1} & Z_{M2} & \dots & Z_{MN} \end{bmatrix} \quad (24)$$

A partir de la multiplicación de la matriz  $\mathbf{Z}$  por su traspuesta  $\mathbf{Z}'$  obtenemos la matrix de covarianza  $\mathbf{C}$ ,

$$\mathbf{C} = \frac{1}{N} \mathbf{Z} \mathbf{Z}' \quad (25)$$

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} \langle Z_1 Z_1 \rangle & \langle Z_1 Z_2 \rangle & \dots & \langle Z_1 Z_M \rangle \\ \langle Z_2 Z_1 \rangle & \langle Z_2 Z_2 \rangle & \dots & \langle Z_2 Z_M \rangle \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \langle Z_M Z_1 \rangle & \langle Z_M Z_2 \rangle & \dots & \langle Z_M Z_M \rangle \end{bmatrix} \quad (26)$$

donde  $\langle Z_i Z_j \rangle$  es la covarianza entre las series  $Z_i$  y  $Z_j$  definida como:

$$\langle Z_i Z_j \rangle = Z_i Z_j = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N Z_i(t) Z_j(t) \quad (27)$$

con  $i, j = 1 \dots M$ . El producto matricial de  $\mathbf{C}$  es simétrica y cuadrada, aunque  $\mathbf{Z}$  no lo sea. Una vez calculada la matriz de covarianza, se resuelve el problema de eigenvalores:

$$\mathbf{C} * \mathbf{E} = \mathbf{E} * \mathbf{\Lambda}, \quad (28)$$

es decir, se descompone  $\mathbf{C}$  en matrices  $\mathbf{\Lambda}$  y  $\mathbf{E}$ , donde  $\mathbf{\Lambda}$  es una matriz diagonal de  $M \times M$  que contiene los eigenvalores  $\lambda_k$  de  $\mathbf{C}$ ,

$$\mathbf{\Lambda} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_M \end{bmatrix} \quad (29)$$

Aunque la dimension de la matriz  $\mathbf{\Lambda}$  es  $M \times M$ , si el rango de  $\mathbf{C}$  es  $K$ , sólo los eigenvalores  $\lambda_k$ ,  $k = 1 \dots K$  mayores que cero son relevantes para representar  $\mathbf{Z}$ . Por tanto la dimensión 'efectiva' de  $\mathbf{\Lambda}$  es  $K \times K$ . Los vectores columna de la matriz cuadrada  $\mathbf{E}$ , de  $M \times M$ , son los eigenvectores de  $\mathbf{C}$  correspondientes a los eigenvalores  $\lambda_k$ .

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} E_1^1 & E_1^2 & \dots & E_1^M \\ E_2^1 & E_2^2 & \dots & E_2^M \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ E_M^1 & E_M^2 & \dots & E_M^M \end{bmatrix} \quad \begin{matrix} \downarrow & \downarrow & \downarrow \\ E^1 & E^2 & E^M \end{matrix} \longrightarrow \text{Eigenvectores } E_k \quad (30)$$

Cada eigenvalor  $\lambda_k$  diferente de cero está asociado con un eigenvector  $E^k$  de la matriz  $\mathbf{E}$ . Los eigenvectores  $E^k$  son ortogonales entre sí, es decir no tienen correlación o son independientes entre sí. Cada eigenvector representa la estructura espacial del modo  $k$  y se conocen como *Funciones empíricas ortogonales*. Por otro lado la evolución temporal del modo  $k$ , es decir como evoluciona el patron espacial  $E^k$  en el tiempo, se obtiene a partir de expresar la serie de datos original  $Z_m(t)$  sobre los eigenvectores  $E^k$  y sumando en todas las ubicaciones  $m$ ,

$$CP^k(t) = \sum_{m=1}^M E_m^k Z_m(t) \quad (31)$$

donde  $m = 1 \dots M$  indican posición,  $t = 1 \dots N$  tiempo y  $k = 1 \dots k$  los modos. Cada eigenvalor  $\lambda_k$  es proporcional al porcentaje de varianza del campo  $Z$  explicado por el modo  $k$ , calculado como:

$$\% \text{ Varianza explicada Modo } k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^k \lambda_i} * 100 \quad (32)$$

### 5.1.2. Índices climáticos

Un índice climático es un valor utilizado para describir el estado y las variaciones en el sistema climático de una zona en particular. Son muy convenientes para caracterizar patrones geofísicos a gran escala (Jiménez-Quiroz, 2011). La gran mayoría de los índices climáticos se centran en anomalías de variables propias de la atmósfera como la presión atmosférica ó precipitación, aunque también existen índices creados a partir de variables oceanográficas, como la temperatura superficial (SST). Debido a la amplia gama de índices que se pueden encontrar, es de gran ayuda clasificarlos de acuerdo a aquellos que utilizan una sola variable o los que utilizan una combinación de variables, como el Índice Multivariado del ENSO (MEI por sus siglas en inglés) o el Índice de Sequía Palmer (PDI por sus siglas en inglés), por mencionar algunos. Así mismo se pueden clasificar de acuerdo al método utilizado para su obtención. Tal vez el más común sea calculado a través de datos de estaciones de observación o con promedios regionales (por ejemplo el Niño 3.4), mientras que otros se basan en métodos como las FEO (por ejemplo el Índice de la Oscilación del Atlántico Norte, NAO por sus siglas en inglés), (Physical Sciences Laboratory, NOAA, 2024). En esta tesis se explora la posible influencia de las oscilaciones climáticas en el campo de oleaje. En la tabla 2 se indican y describen algunos de los índices de acuerdo a la documentación de las instituciones que los generan.

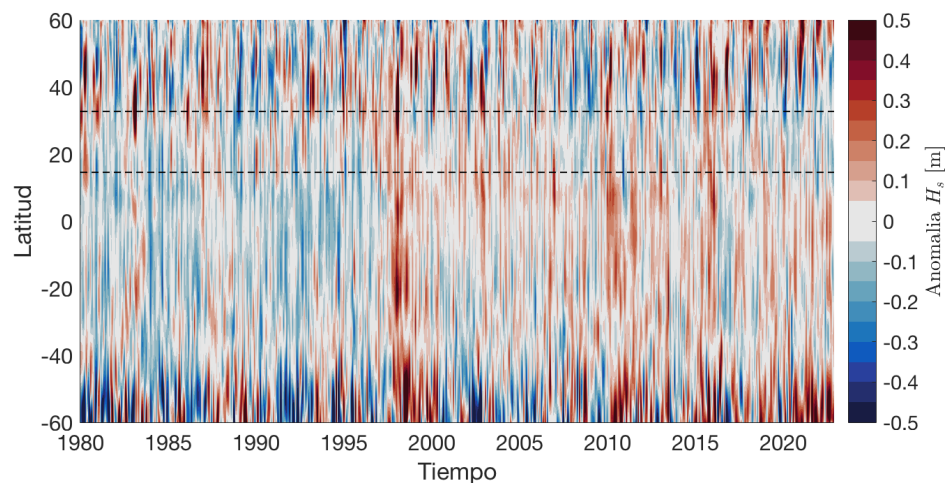
**Tabla 2.** Descripción de índices climáticos. Los acrónimos en la descripción se refieren a: presión a nivel del mar (SLP), temperatura superficial del mar (SST) y radiación saliente de onda larga (OLR).

Índice climático	Descripción
Índice multivariado del ENSO (MEI)	Serie temporal del EOF principal de la combinación de 5 variables: SLP, SST, $u_{10}$ , $v_{10}$ , OLR sobre la cuenca del Pacífico tropical (30°S-30°N y 100°E-70°W). Fuente: Physical Sciences Laboratory, NOAA (2024)
Índice de la oscilación del sur (SOI)	Índice normalizado basado en las diferencias observadas de presión a nivel del mar (SLP) entre Tahití y Darwin (Australia). Fuente: Physical Sciences Laboratory, NOAA (2024)
Oscilación decadal del Pacífico (PDO)	Se contruye a partir de anomalías de SST reconstruidas para el Pacífico Norte. Fuente: Physical Sciences Laboratory, NOAA (2024)
Corriente de chorro de bajo nivel del Caribe (CLLJ)	Construido a partir de anomalías diarias de magnitud de viento zonal en la región (2.5-17.5°N, 80-70°W). Fuente: Columbia Climate School International Research Institute (IRI) for Climate and Society data library.

## 5.2. Asociación con oscilaciones climáticas en el Pacífico

En la presente sección se muestran y discuten los resultados del análisis sobre la influencia de las oscilaciones climáticas en el oleaje observado en la cuenca del Pacífico. Para caracterizar los patrones espaciales dominantes de  $H_s$  y  $P_w$  se realizó un análisis de FEO, donde se identificaron los principales modos de variabilidad espacial de los datos promediados mensualmente. Así mismo, la variabilidad temporal de los modos está determinada por las componentes principales (CP) calculadas a través del análisis de FEO. Posteriormente se investiga la asociación de la variabilidad de dichos modos con patrones de variabilidad climática de baja frecuencia a través de la correlación con índices climáticos relevantes en la cuenca del Pacífico.

El Pacífico es la cuenca oceánica más grande del planeta y el lugar donde particularmente se observan importantes oscilaciones de baja frecuencia que repercuten en todo el globo. Quizá la más conocida y definitivamente la más dominante sea El Niño-Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés). Estas oscilaciones en el sistema climático producen anomalías en distintas variables meteoro-oceánicas. El estudio y monitoreo de las desviaciones de los valores esperados o promedio son fundamentales para detectar estos fenómenos. Si bien la SST y la SLP han sido las variables más directas en la detección del ENSO, existen fuertes conexiones con anomalías en el viento, precipitación y oleaje. En la figura 29 se presentan las anomalías históricas de  $H_s$  en la cuenca del Pacífico, calculadas a partir de promedios mensuales de los datos generados por el modelo WW3. Se puede observar que las anomalías de  $H_s$  presentan cierta alternancia entre anomalías positivas (rojo) y negativas (azul) así como similitudes con eventos históricos del ENSO como 1998, 2012 y 2015.



**Figura 29.** Diagrama Hovmuller de anomalías históricas del campo de  $H_s$  en el Pacífico, entre los 60°S-60°N y 100°E-70°W. La región entre las líneas punteadas marcan la latitud de costas mexicanas.



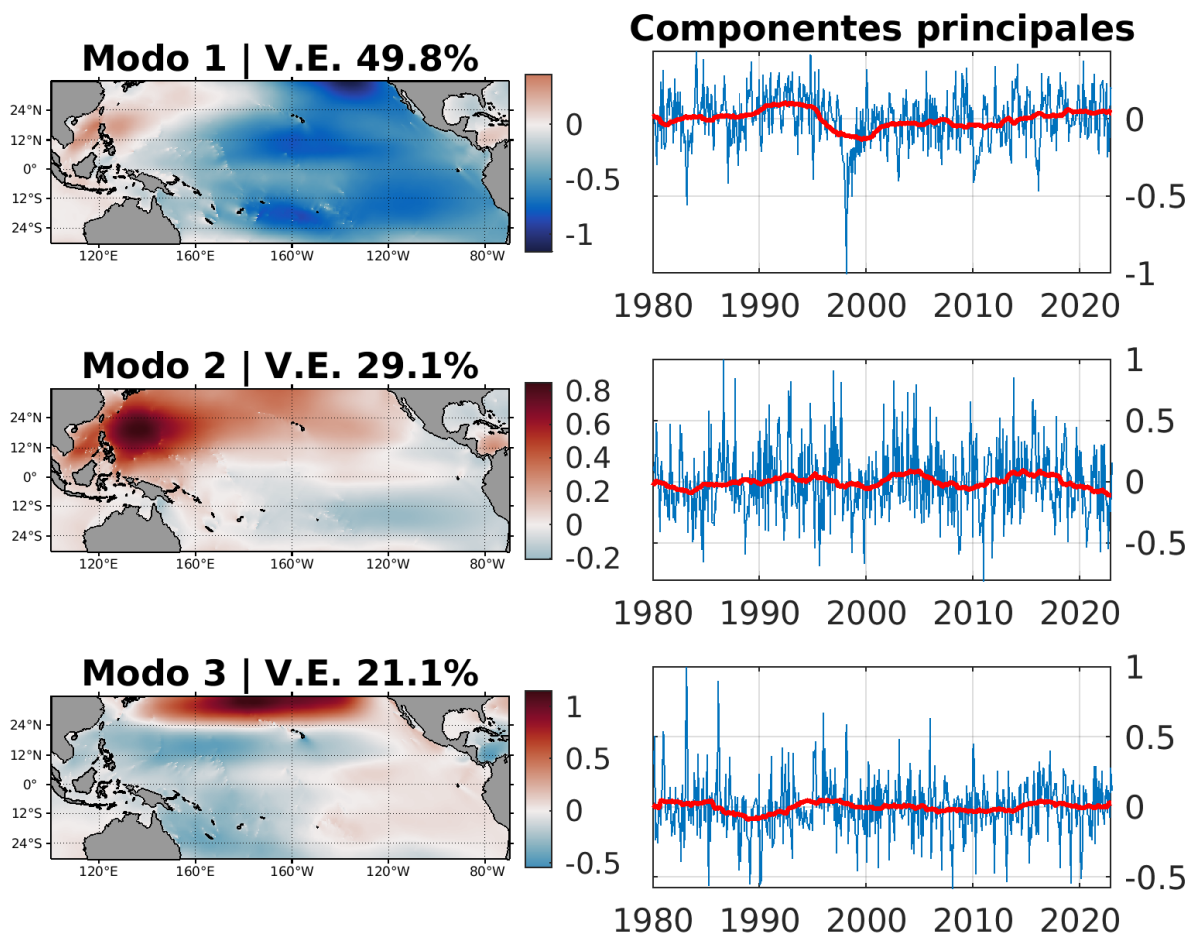
Asímismo, se observan anomalías significativamente mayores en latitudes altas en ambos hemisferios y en el Ecuador. Bajo esta perspectiva se puede deducir la conexión entre las anomalías de  $H_s$  y ENSO, sin embargo es importante mencionar que pueden existir más de una oscilación de baja frecuencia proyectándose en el campo de anomalías. En la figura 29 también se pueden observar un periodo de anomalías negativas a partir de 1980 y hasta 1998, mientras que a partir de 1998 se observa una mayor permanencia de anomalías positivas, sobre todo en regiones intertropicales. Esto pudiera indicar una concordancia con los periodos entre la fase fría y cálida de la PDO. Autores como Bromirski et al. (2013) mencionan el impacto que tiene la fase cálida de la PDO en la  $H_s$  en el Pacífico norte.

No existe una regla general para seleccionar un índice en específico para caracterizar el impacto que pudiera tener sobre el ENSO. Sin embargo, estudios previos en oleaje han utilizado diversos índices, como el SOI (Reguero et al., 2015), el Niño 3 (Reguero et al., 2019), el Niño 3.4 (Stopa, Justin E and Cheung, 2014) y el MEI (Odériz et al., 2020), por nombrar algunos. De acuerdo a (Odériz et al., 2020), el MEI es el índice más adecuado para el análisis del impacto del ENSO en datos globales de  $P_w$ . Ellos llegan a esta conclusión al encontrar una mayor significancia estadística de los coeficientes de correlación en comparación con los diversos índices del ENSO. En ese sentido MEI se identificó como el de mayor robustez para análisis globales de  $P_w$  en los océanos del mundo, particularmente en el Océano Pacífico, seguido del Océano Índico y después el Océano Atlántico. Es por eso que en este estudio se utilizó el índice MEI para estudiar el efecto del ENSO en  $P_w$  y  $H_s$ .

Con la detección de anomalías en el campo de  $H_s$ , y por lo visto en el capítulo anterior, es un hecho que existe variaciones en periodos decadales en la  $H_s$  y  $P_w$ . Para profundizar en este sentido, a partir de las anomalías de los datos se calcularon los modos de variabilidad principales por medio del análisis de FEO. Como se menciona en la metodología, los primeros modos representan o comprimen la mayor cantidad de variabilidad de los datos, así que nos enfocaremos en estos.

En la figura 30 se muestran los patrones espaciales y las componentes principales de los primeros 3 modos calculados para los campo mensual de  $H_s$  en la región del Pacífico, entre los 30°S-30°N y 100°E-70°W. Se realiza el análisis de FEO en esta región porque es la zona sobre la cual se calcula el índice MEI (ver Tabla 2). De acuerdo al cálculo, el modo 1 explica casi el 50 % de la varianza de esta región (panel superior de la columna a la izquierda de la figura 30). En el panel superior de la columna derecha se muestra la componente principal correspondiente al modo 1 (línea azul) y su promedio móvil (línea roja) calculado con una ventana de 5 años. En la línea roja se observa una señal de baja frecuencia entre la década de 1990 y hasta mediados de la década del 2000. Los modos 2 y 3 explican el 29 % y el 21 % de la varianza, respectivamente. De estos dos modos, solo la componente principal del modo

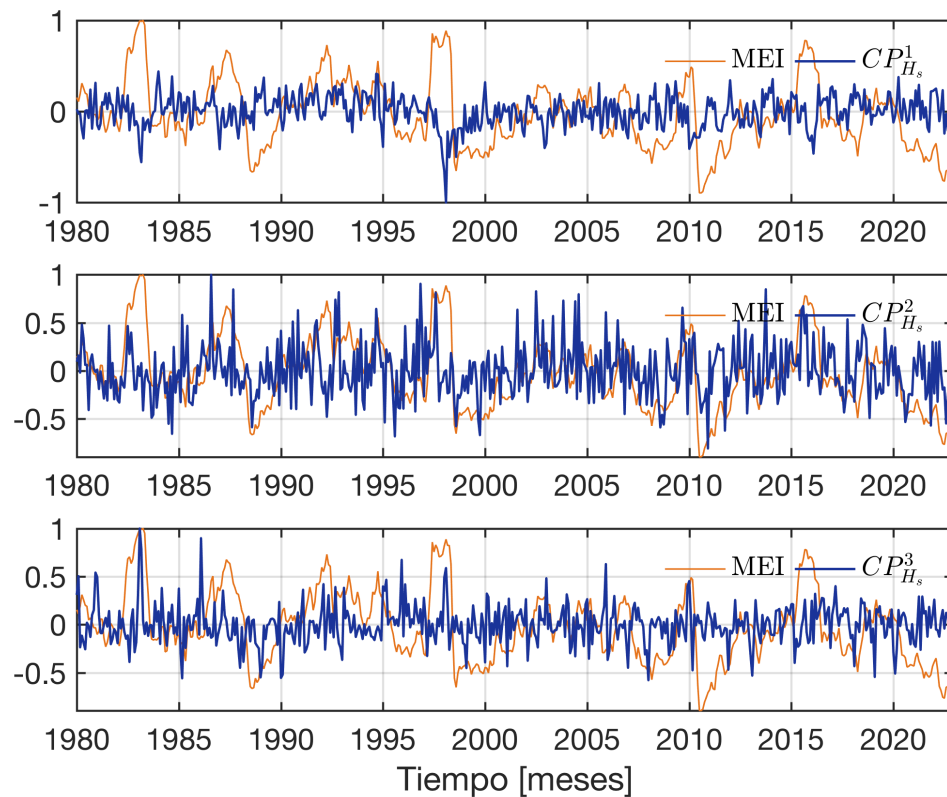
2 muestra una señal de largo plazo entre 1990 y 2000. La variabilidad de largo plazo observada en la componente principal del modo 1 para el oleaje es consistente con la variabilidad de largo plazo de la componente principal del modo 1 para el viento durante el período 1990-2000, aunque esta última presenta tres oscilaciones a partir de 1990, con una periodicidad aproximada de 10 años (figura 54). Al calcular las FEO para  $H_s$  en toda la cuenca del Pacífico (figura 57 del anexo D), observamos que la componente principal para el modo 1 posee una variabilidad de largo plazo muy similar a la variabilidad de largo plazo observada en la componente principal del modo 1 del el viento. Esto puede ser debido a que la variabilidad del oleaje en la región del Pacífico donde se calcula el índice MEI, así como en casi toda la cuenca del Pacífico, está asociada a la variabilidad temporal de las zonas de donde normalmente se genera el oleaje, es decir en latitudes altas.



**Figura 30.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $H_s$  en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.

En la figura 31 se muestra una comparación entre las componentes principales asociadas a los primeros tres modos obtenidos a través del análisis de FEO y el MEI. Se logró identificar un paralelismo entre eventos máximos positivos como El Niño 1982-1983, El Niño 1997-1998, El Niño 2015-2016, mientras

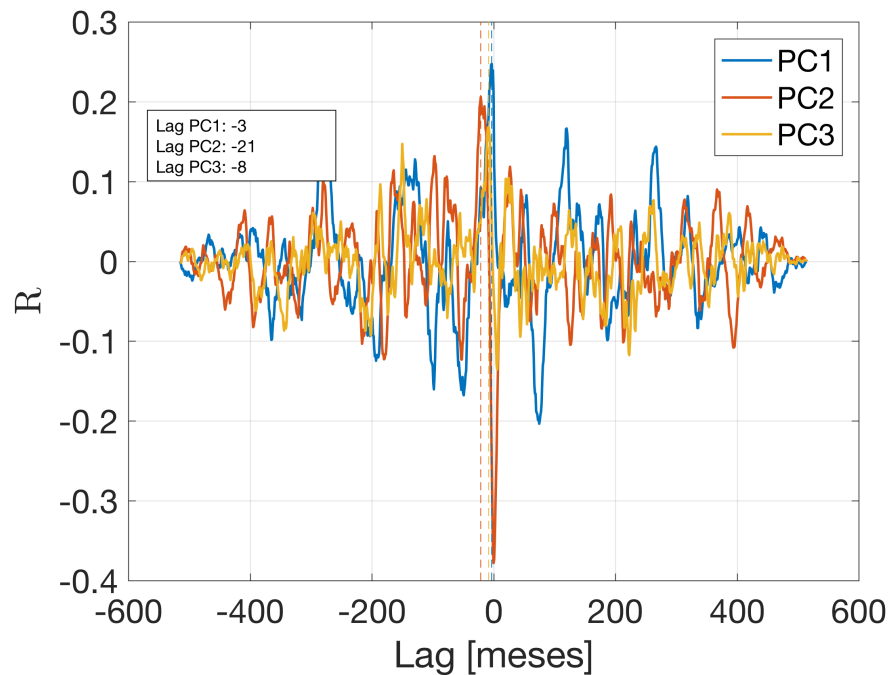
que este modo no representa completamente la fase negativa del ENSO, como se puede ver en La Niña 2010-2011. Para identificar si existe algún desfase entre la similitud de señales entre las componentes principales y los índices climáticos se aplicó realizó una correlación cruzada para verificar más allá de la correlación en lag = 0. De esta manera nos damos cuenta si hay un posible efecto tardío en el campo de olas. En el caso de valores negativos nos sugiere que el patrón representado por la componente principal tiene un efecto tardío. En la figura 32 se muestran los valores del desfase entre cada componente principal del campo de  $H_s$  y el índice MEI.



**Figura 31.** Componentes principales de los 3 primeros modos del campo de  $H_s$  en la región MEI del Pacífico (líneas azules) calculados con los resultados del modelo WW3 y la serie de valores del índice MEI (líneas anaranjadas). Los valores calculados de correlación cruzada entre las componentes principales de los modos 1-3 y los valores del índice MEI son 0.24, 0.27 y 0.11, respectivamente (ver Tabla 3).

En el panel superior de la figura 33 se muestra la correlación del MEI con el campo global de  $H_s$  en el Pacífico Tropical, en la banda de coordenadas donde se calcula el índice. No obstante, de acuerdo a Odériz et al. (2020), el índice tiene una buena significancia estadística, incluso más allá de esta banda y es el que se desempeña mejor para parámetros de oleaje, en específico  $P_w$ . La figura 33, panel (b), corresponde a la correlación con el campo de  $H_s$  de los resultados del modelo en la malla regional con una resolución espacial de 8 km. En general se puede observar un comportamiento muy similar en la magnitud de la correlación y los patrones espaciales observados. Los resultados muestran valores de

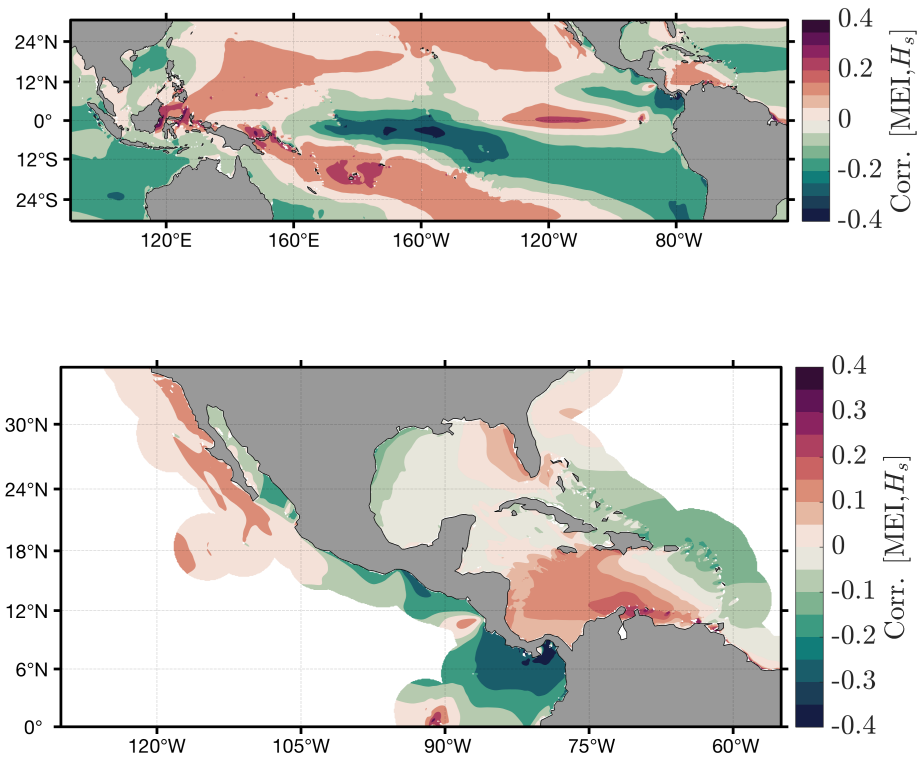
correlación mayores en el Océano Pacífico como han mencionado diversos autores (Reguero et al., 2015; Zheng et al., 2022; Aramburo et al., 2022) ya que es donde la influencia del ENSO es directa. Si la correlación es positiva, esto sugiere que durante las fases positivas del ENSO (El Niño), es decir cuando los valores del MEI son positivos, los valores de  $H_s$  tienden a ser mayores. En otras palabras, existe una relación directa entre la fase positiva del ENSO y  $H_s$ . Cuando la correlación entre el MEI y  $H_s$  es negativa, indicaría que durante las fase negativa del ENSO (La Niña), es decir cuando el MEI tiene valores negativos,  $H_s$  tiende a ser mayor. Esto es que hay una relación inversa entre la fase positiva del ENSO y  $H_s$ , sugiriendo que las olas más altas se asocian con la fase negativa del ENSO.



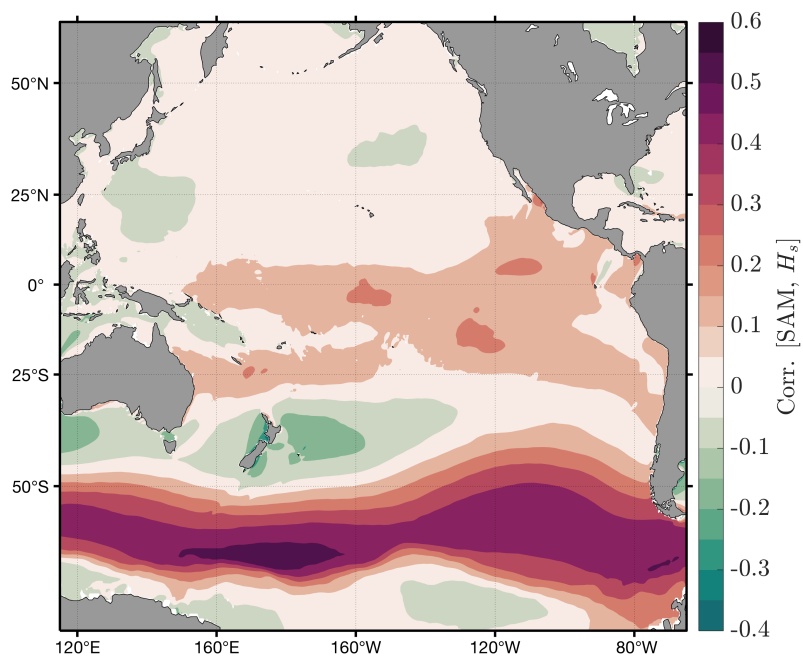
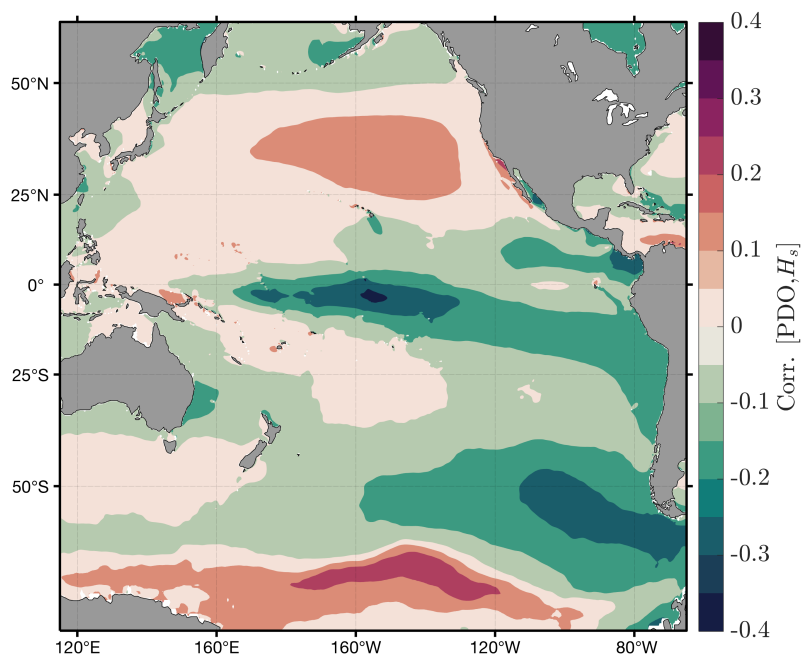
**Figura 32.** Correlación cruzada entre las componentes principales del campo mensual de  $H_s$  en la región MEI del Pacífico ( $35^{\circ}\text{N}$ - $30^{\circ}\text{S}$ ,  $100^{\circ}\text{E}$   $70^{\circ}\text{W}$ ) durante el periodo 1980-2022 y el índice MEI.

La fase positiva del ENSO está caracterizada por temperaturas más cálidas en el Pacífico Ecuatorial y un aumento en la presión atmosférica en la región del Pacífico oeste. Esto generalmente se asocia con cambios en los patrones de precipitación y clima a nivel global. Por otro lado, la fase negativa del ENSO está caracterizada por temperaturas más frías del Océano Pacífico Ecuatorial y una disminución en la presión atmosférica en el Pacífico oeste. En el Pacífico Mexicano, frente a las costa de Baja California, se obtuvieron correlaciones positivas, lo cual podría indicar una relación en el aumento de  $H_s$  por parte de la fase positiva del ENSO. Esto concuerda con lo presentado por (Odériz et al., 2020; Ocampo-Torres et al., 2013). En la región sur del Pacífico mexicano, se encontraron correlaciones asociadas a la fase negativa del ENSO, al sur de la latitud  $18^{\circ}$  y hacia Centroamérica. Odériz et al. (2020) menciona que las

costas orientales de las cuencas oceánicas son más propensas a la erosión costera por valores altos de  $P_w$ . Sin embargo, también se puede observar la influencia del ENSO en otras cuencas como el Caribe, donde se han encontrado correlaciones positivas, y donde el ENSO puede jugar un papel importante junto al patrón regional dominante de esta cuenca (Pérez-Santos et al., 2010). Además del ENSO existen otras oscilaciones de baja frecuencia que son relevantes en la cuenca del Pacífico. El índice del PDO es calculado a partir de la temperatura superficial del mar (por sus siglas en inglés SST) en la región del Pacífico norte, aunque también la SST está relacionado con los patrones de viento y por ende con la potencia del oleaje. Esta relación es menos directa que la que existe entre la presión atmosférica (SLP por sus siglas en inglés) y el viento (Bromirski et al., 2013). Además del índice MEI, también se calculó la correlación con el índice SOI (Southern Oscillation Index, por sus siglas en inglés). Los resultados entre la correlación de  $H_s$  con estos índices se presenta en la figura 34.



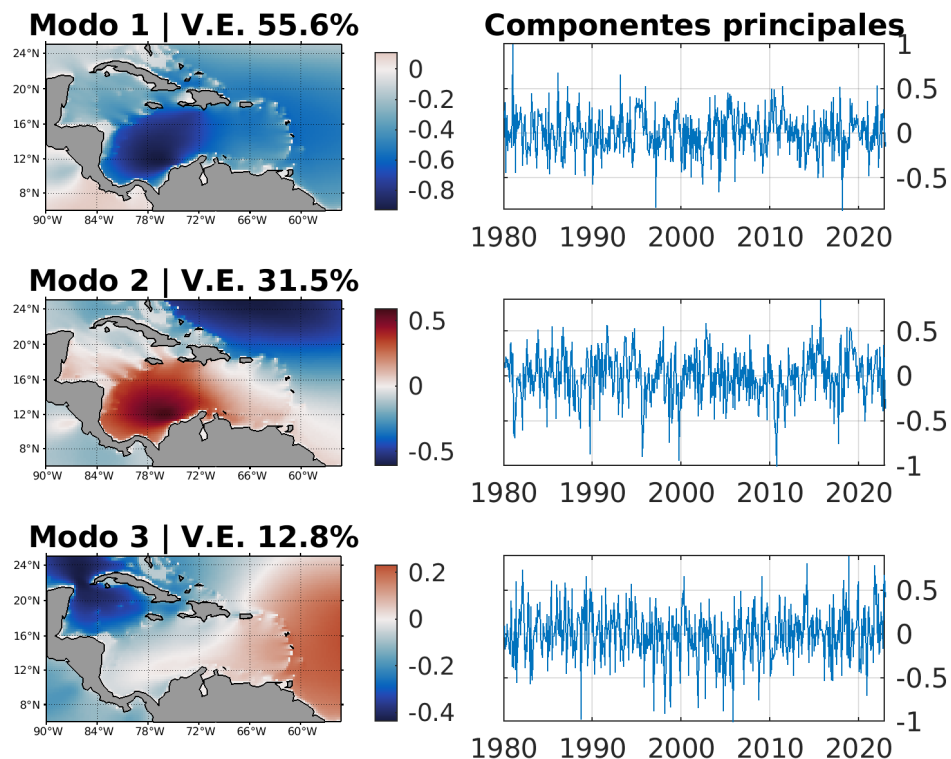
**Figura 33.** Correlación entre los campos mensuales de  $H_s$  y los valores del índice MEI. En el panel superior se muestran los resultados para la región delimitada entre 35°N-30°S, 100°E-70°W. En el panel inferior se muestran los resultados para la malla regional del modelo.

(a) Correlación entre  $H_s$  y SOI.(b) Correlación entre  $H_s$  y PDO.

**Figura 34.** Correlación del campo promedio mensual de  $H_s$  en el periodo 1980-2022 con los índices SOI y PDO en la cuenca del Océano Pacífico.

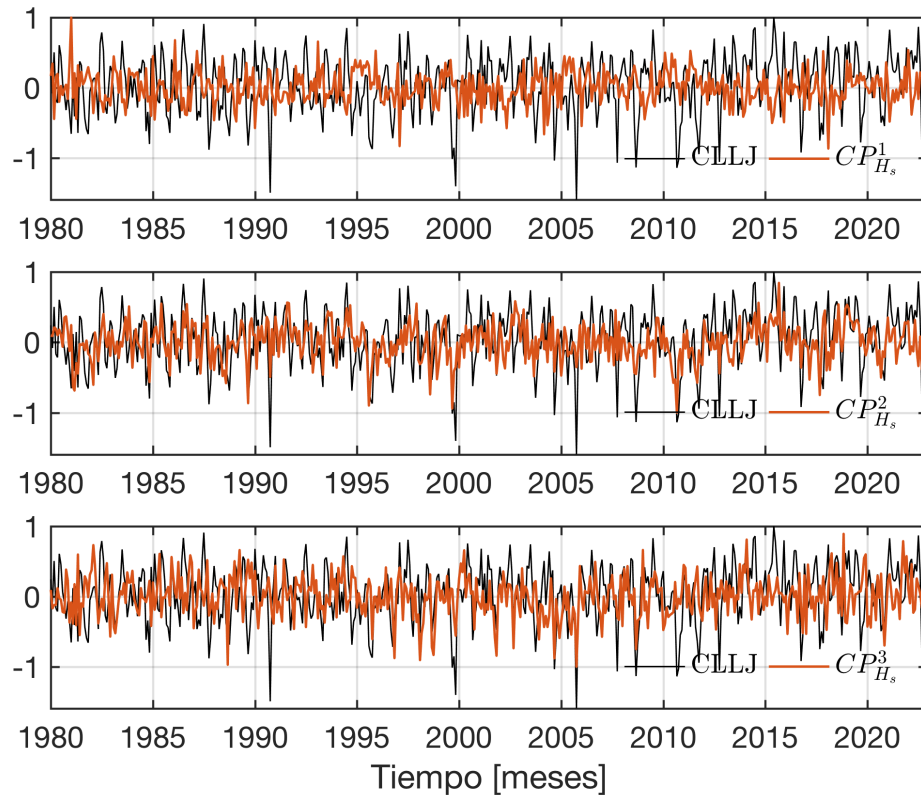
### 5.3. Asociación con oscilaciones climáticas en el Caribe

En la siguiente sección se presentan y discuten los resultados correspondientes al análisis de oscilaciones climáticas en el Golfo de México y el Mar Caribe. Primero se analizan los resultados referentes al análisis de FEO para obtener los patrones dominantes de variabilidad espacial y las componentes principales asociadas de variabilidad temporal. En la figura 35 se muestran los 3 primeros modos dominantes en el Caribe. El primer modo explica el 55.6% de la variabilidad del campo de  $H_s$  correspondiente al periodo completo de datos mensuales (1980-2022). El patrón dominante se observa en la cuenca del Caribe occidental, a 12 °latitud, 78°longitud, mientras que el segundo modo explica el 31.5% de la varianza observada. En este patrón se observa una región positiva centrada en las coordenadas 12°latitud, 78°longitud, y una región negativa en la parte externa de las islas caribeñas, en el Caribe Oriental. Finalmente, el tercer modo explica el 12.8% de la varianza obsevada, donde se evidencia un patrón espacial con una región positiva en el Caribe occidental y el Atlántico, así como una región negativa en el canal de Yucatán. En los paneles a la derecha se observa una variabilidad temporal en la escala decadal en los valores mensuales promedio de  $H_s$  a traves de las componentes principales asociadas a cada modo.



**Figura 35.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $H_s$  en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.

Estas componentes principales se correlacionaron con los patrones climáticos dominantes. De acuerdo a Appendini et al. (2015), el CLLJ es el principal mecanismo climático que influye en  $H_s$  y  $P_w$  en la cuenca del Caribe. En la figura 36 se muestran las componentes principales del análisis de  $H_s$  y el índice del CLLJ.

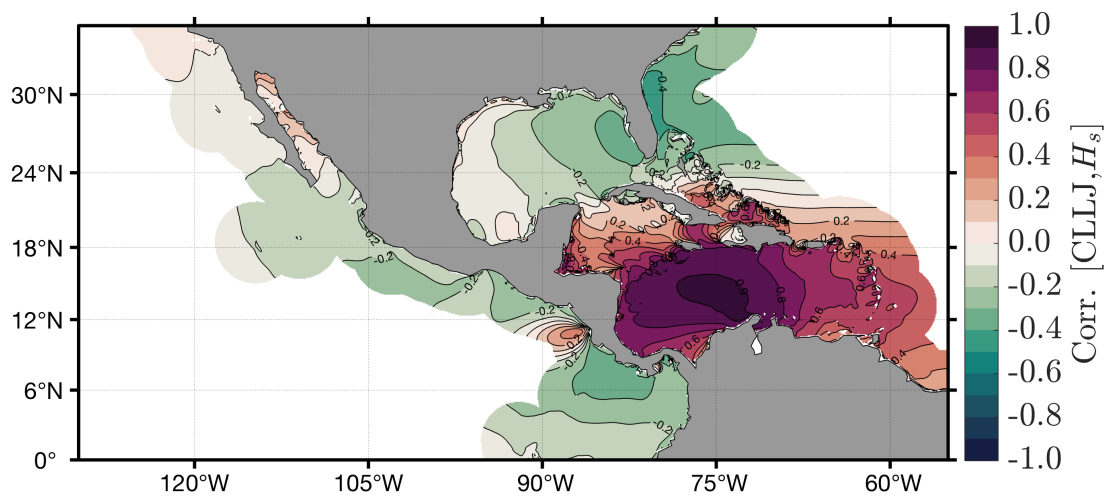


**Figura 36.** Componentes principales de los 3 primeros modos del campo de  $H_s$  en la región del Caribe (líneas anaranjadas) calculados con los resultados del modelo WW3 y la serie de valores del índice CLLJ (líneas negra). Los valores calculados de correlación cruzada entre las componentes principales de los modos 1-3 y los valores del índice CLLJ son 0.09, 0.34 y 0.09, respectivamente (ver Tabla 3).

El CLLJ es una corriente de viento intenso y persistente que se encuentra a baja altitud en la atmósfera, generalmente entre 850 y 700 hPA (1.5 - 3 km sobre el nivel del mar). Esta corriente fluye predominantemente de este a oeste a través del mar Caribe y tiene un impacto significativo en el clima y la meteorología de la región. La velocidad del viento alcanza velocidades de 10 a 20 m/s (36 a 72 km/h). Presenta variaciones estacionales, con velocidades máximas generalmente observadas durante el verano boreal (junio a agosto) y un segundo pico menos intenso durante el invierno boreal (diciembre a febrero). La formación del CLLJ es el resultado de factores atmosféricos y geográficos: como la diferencia de presión entre la alta del Atlántico subtropical y la baja sobre América Central y América del Sur. Esto crea un gradiente de presión que impulsa el flujo en dirección este a oeste (Wang, 2007).



En la figura 37 se muestra la correlación entre los promedios mensualmente de  $H_s$  y el índice del CLLJ. Los valores del índice corresponden a las anomalías de viento zonal. Como se puede observar, existe una correlación máxima de 0.8 en el centro de la cuenca del Caribe. Los valores disminuyen a lo largo de la cuenca, hacia el norte. Entre las islas del Caribe se encontraron valores entre 0.2 a 0.6, mientras que al este la región de influencia del CLLJ se ve extendida hacia el Atlántico. Hacia el oeste se ve delimitado por Centroamérica, a excepción de la región del Golfo de Papagayo (GP), en la costa occidental de Costa Rica, donde los vientos se canalizan al pasar sobre tierra de este a oeste y generan condiciones de viento intenso en el Pacífico (Escoto-Murillo & Alfaro, 2021). Esto puede estar relacionado con las condiciones de  $H_s$  en el Golfo de Papagayo, en la costa occidental de Costa Rica.

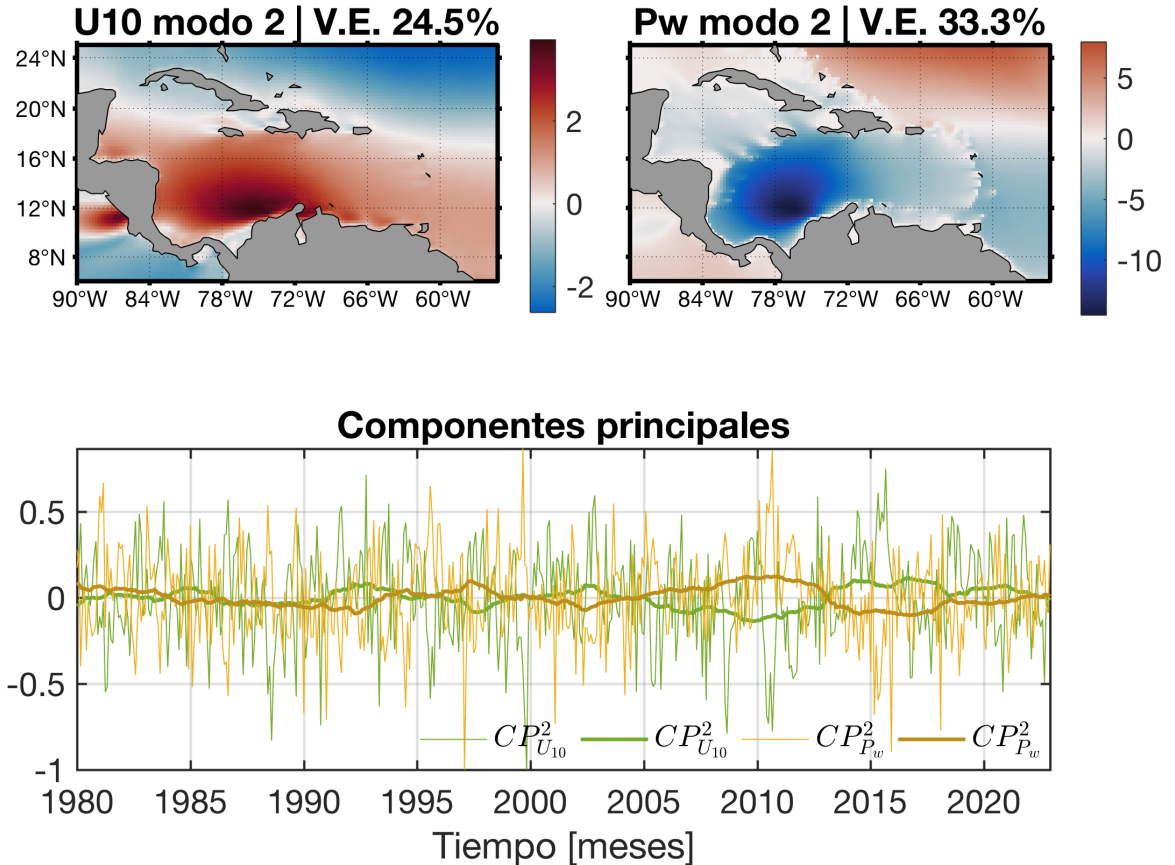


**Figura 37.** Correlación entre los campos mensuales de  $H_s$  y los valores del índice CLLJ. Los valores son calculados para el periodo 1980-2022 en el área que cubre el dominio regional del modelo.

En la tabla 3 se muestran los valores de correlación cruzada entre las componentes principales del análisis de FEO de los campos mensuales de  $H_s$ ,  $P_w$  y  $U_{10}$  y los índices climáticos que se tomaron como referencias en este trabajo. Debido a la inercia de los sistemas atmosféricos y oceanográficos, los efectos producidos por un cambio en el viento pueden no ser inmediatos y puede resultar en una correlación con desfase. Mientras que el MEI presenta correlaciones mayores en los dos primeros modos en oleaje  $H_s$  y  $P_w$ , con un desfase de 1 mes hasta cerca de un año, el índice del PDO presentó una mayor correlación con el primer modo y con un desfase de 9 meses para ambos parámetros del oleaje. Por otro lado, el índice del CLLJ presentó correlaciones mayores con respecto al segundo modo de ambos parámetros del oleaje, y sin desfase aparente. Se puede interpretar que existe un efecto inmediato en la generación y propagación de las olas producida por el viento en superficie  $U_{10}$  en esta región. Esro puede ser debido a que el Mar Caribe y el Golfo de México con cuencas cerradas, donde el oleaje es generado enteramente por las condiciones dominantes en la región.

**Tabla 3.** Correlación cruzada entre componentes principales e índices climáticos. En la tabla,  $\tau$  representa el desfase en meses. Los valores de variabilidad explicada para cada CP, dados en porcentaje, son:  $VE_{H_s}^{1,2,3} = 48.5, 29.3, 22.1$  y  $VE_{P_w}^{1,2,3} = 51.8, 30, 18$  en el Pacífico tropical (región MEI);  $VE_{H_s}^{1,2,3} = 48.5, 29.3, 22.1$  y  $VE_{P_w}^{1,2,3} = 51.8, 30, 18$  en la cuenca del Pacífico;  $VE_{H_s}^{1,2,3} = 55.6, 31.5, 12.8$  y  $VE_{P_w}^{1,2,3} = 56.7, 33.2, 9.9$  en el Caribe. Mientras que del campo de viento para el Pacífico tropical, cuenca del Pacífico y Caribe son:  $VE_{U_{10}}^{1,2,3} = 47.8, 28.6, 23.7$ ,  $VE_{U_{10}}^{1,2,3} = 40.7, 31.6, 27.7$  y  $VE_{U_{10}}^{1,2,3} = 59.3, 24.5, 16.2$  respectivamente.

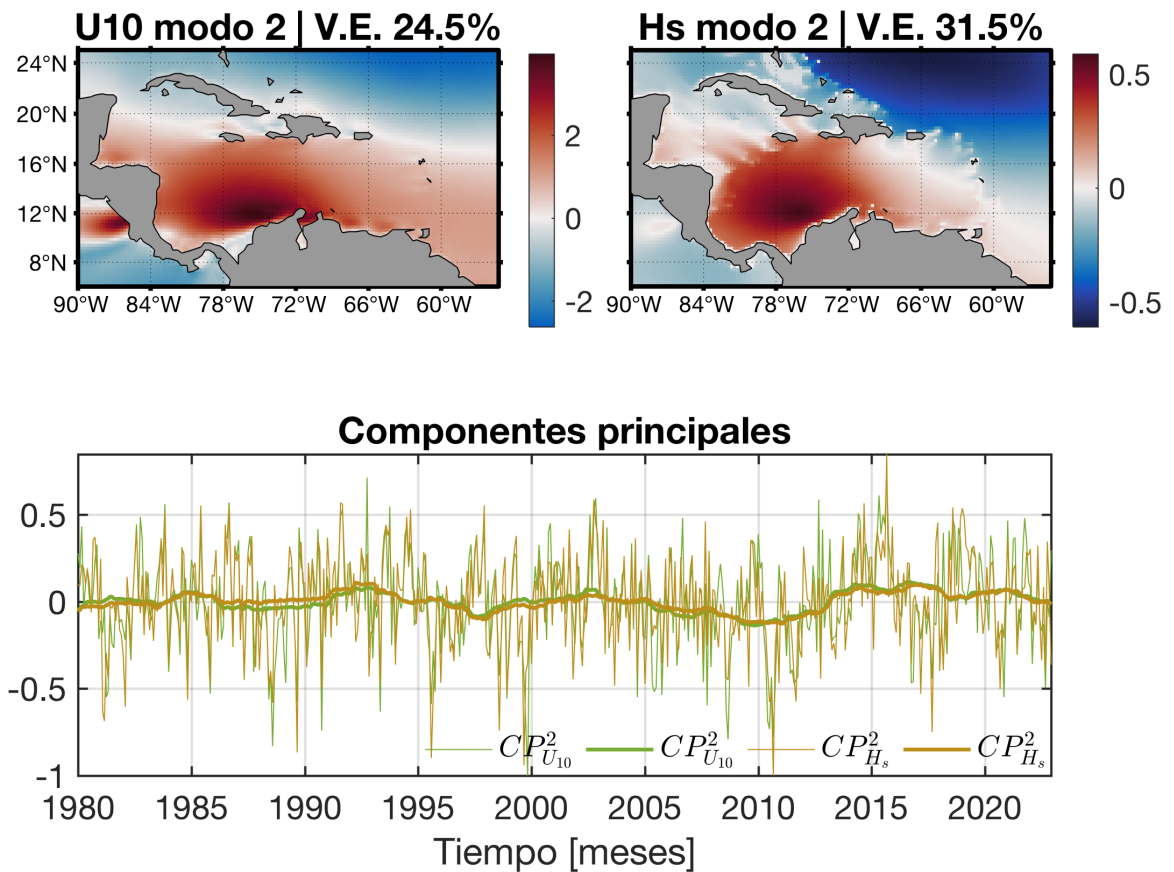
Modos	MEI			PDO			SAM			CLLJ		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$H_s$	0.24	0.27	0.11	0.23	0.15	0.14	0.14	0.14	0.11	0.09	0.34	0.09
$\tau$	-11	-1	3	-9	-79	-17	94	1	2	113	0	0
$P_w$	0.32	0.24	0.12	0.21	0.14	0.12	0.14	0.13	0.12	0.10	0.51	0.09
$\tau$	1	-8	-186	-9	-79	-17	94	71	2	-57	0	-214
$U_{10}$	0.55	0.27	0.23	0.37	0.21	0.17	0.15	0.23	0.11	0.08	0.41	0.08
$\tau$	-3	3	-20	-5	-2	35	94	0	-93	111	0	-199



**Figura 38.** Patrón espacial y componentes principales asociadas al segundo modo del análisis de FEO en el Caribe. Del lado izquierdo se presenta el campo de  $U_{10}$  mientras que del lado derecho  $P_w$ . Las líneas delgadas muestran la componente principal, mientras que la línea gruesa la variabilidad suavizada mediante un promedio corrido de 5 años.

En la figura 38 se presentan los patrones espaciales de  $U_{10}$  y  $P_w$  y las componentes principales asociadas al segundo modo. El objetivo de calcular las componentes principales y los patrones espaciales

es mostrar la mayor cantidad de varianza posible en los datos. En este caso, a pesar de que las señales no son exactamente similares, el patrón espacial tiene una estructura similar aunque con signos contrarios. En el campo de  $P_w$ , en el Atlántico, se presenta varianza positiva mientras que en el Caribe negativa. Por otro lado, para el caso de  $U_{10}$  y  $H_s$  (figura 39), tanto las señales de las componentes principales como las estructuras espaciales son muy similares, esto debido a la relación física directa entre el viento y el oleaje.



**Figura 39.** Patrón espacial y componentes principales asociadas al segundo modo del análisis de FEO en el Caribe. Del lado izquierdo se presenta el campo de  $U_{10}$  mientras que del lado derecho  $H_s$ . Las líneas delgadas muestran la componente principal, mientras que la línea gruesa la variabilidad suavizada mediante un promedio corrido de 5 años.

## Capítulo 6. Conclusiones

---

En este estudio se realizó un estudio sobre la caracterización de la potencia del oleaje,  $P_w$ , en mares mexicanos. Se estudió la importancia de la resolución espacial para el cálculo de la disponibilidad de  $P_w$  en regiones cercanas a la costa, y se realizó un análisis sobre la tendencia, variabilidad de largo plazo y los mecanismos que modulan la variabilidad espacio-temporal del recurso. Esto se llevo a cabo con campos de oleaje generados a partir de simulación numerica, donde se utilizó el modelo espectral de tercera generación WAVEWATCH III v6.07. Los resultados obtenidos abarcan un periodo de 43 años, entre 1980 y 2022. A continuación se mencionan las conclusiones principales de este trabajo.

El proceso de validación de resultados del modelo de oleaje indican una muy buena robustez estadística. De acuerdo a los resultados presentados en la validación del modelo de oleaje, se consideró que este es capaz de reproducir las condiciones promedio del oleaje. Las métricas estadísticas sobre los valores de  $H_s$  presentaron valores en la mayoría de los casos analizados de coeficientes de correlación entre 0.85 y 0.95, valores de *bias* entre -0.15 y 0.3 m, y *RMSE* entre 0.3 y 0.6 m. De esta manera se estimó un comportamiento adecuado para la caracterización del oleaje en mares mexicanos. En general, es posible concluir que los resultados del modelo numérico logran capturar las condiciones promedio del oleaje y sus tendencias.

Los campos globales de potencia del oleaje presentan una gran variabilidad espacial y temporal en la dirección latitudinal. La mayor cantidad de potencia del oleaje se concentra en latitudes altas, por encima de los 30 grados, con los máximos valores en el hemisferio sur. En el Pacífico, las condiciones climáticas de  $P_w$  en el hemisferio norte están caracterizadas por una variabilidad estacional muy marcada, mientras que en el hemisferio sur el recurso es menos variable durante el año. En el Pacífico mexicano, las condiciones climáticas de  $P_w$  están dominadas por la advección del oleaje desde latitudes altas con valores que alcanzan entre 25 y 30 kW/m durante invierno. Los valores de potencia más altos se encuentran en la región frente a Baja California y se observa una reducción de hasta un 40 % en la zona sur del Pacífico mexicano. Los valores del clima de  $P_w$  presentan una variabilidad estacional marcada. En el Golfo de México y el Caribe mexicano, los valores del clima de  $P_w$  son menores a 10 kW/m, poseen poca variabilidad estacional y están muy determinados por las características estacional del forzamiento (viento) en la región.

El uso de alta resolución espacial en zonas costeras es fundamental para determinar la estructura espacial de la potencia del oleaje en regiones cercanas a la costa y para la cuantificación correcta del recurso energético asociado al oleaje.

Los resultados del análisis de tendencias lineales de la potencia del oleaje nos indica que, en la región norte del Pacífico mexicano existe una tendencia a la disminución anual de  $P_w$  de aproximadamente 50 W/m. En la región sur del Pacífico mexicano se calculan tendencias al incremento anual del recurso de entre 20 y 40 W/m. En el Golfo de México y el Caribe mexicano se observan tendencias al incremento anual menores a 10 W/m.

La tendencia lineal estimada de los parámetros del oleaje ( $H_s$  y  $P_w$ ), así como de  $U_{10}$ , es susceptible a la longitud del registro usado para su cálculo. Esto es debido a la presencia de oscilaciones de largo plazo en los registros. Dichas oscilaciones tienden un efecto importante cuando se utilizan registros relativamente cortos (menores a 30 años) para el cálculo de la tendencia lineal de las variables dinámicas.

En el Océano Pacífico, las oscilaciones de largo plazo observadas en los datos de oleaje calculados por el modelo y los datos de viento de ERA5 están fuertemente influenciadas por el ENSO y en menor medida por la PDO. En la cuenca que comprende el Golfo de México y Mar Caribe, el chorro de bajo nivel del Caribe (a través del índice CLLJ) junto a la interacción con los vientos alisios son los principales forzantes de la variabilidad de largo plazo en la región.

Un complemento importante para el estudio sobre la variabilidad de corto plazo en las condiciones del viento y oleaje en mares mexicanos es el estudio sobre el impacto de eventos extremos. Aún cuando el modelo numérico utilizado incluye los avances más recientes en el entendimiento sobre los procesos que determinan el crecimiento, la dispersión y la evolución del campo de oleaje, sus resultados tienden a subestimar los eventos extremos (resultados no mostrados). Un análisis detallado sobre el impacto de este tipo de fenómenos en el clima del oleaje en mares mexicanos, utilizando versiones actualizadas del modelo y el uso de resolución espacial fina, es aún una signatura pendiente.

## Literatura citada

- Ahn, S., Haas, K. A., & Neary, V. S. (2020). Wave energy resource characterization and assessment for coastal waters of the United States. *Applied Energy*, 267(October 2019), 114922. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2020.114922>.
- Alonso, R., Solari, S., & Teixeira, L. (2015). Wave energy resource assessment in Uruguay. *Energy*, 93, 683–696. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2015.08.114>.
- Amarouche, K. & Akpınar, A. (2021). Increasing trend on stormwave intensity in the western mediterranean. *Climate*, 9(1), 1–17. <https://doi.org/10.3390/cli9010011>.
- Appendini, C. M., Urbano-Latorre, C. P., Figueroa, B., Dagua-Paz, C. J., Torres-Freyermuth, A., & Salles, P. (2015). Wave energy potential assessment in the Caribbean Low Level Jet using wave hindcast information. *Applied Energy*, 137, 375–384. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2014.10.038>.
- Aramburo, D., Montoya, R. D., & Osorio, A. F. (2022). Impact of the enso phenomenon on wave variability in the pacific ocean for wind sea and swell waves. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 100, 101328. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2022.101328>.
- Babanin, A. V., Rogers, W. E., de Camargo, R., Doble, M., Durrant, T., Filchuk, K., Ewans, K., Hemer, M., Janssen, T., Kelly-Gerrey, B., Machutcheon, K., McComb, P., Qiao, F., Schulz, E., Skvortsov, A., Thomson, J., Vichi, M., Violante-Carvalho, N., ... , & Young, I. R. (2019). Waves and swells in high wind and extreme fetches, measurements in the Southern Ocean. *Frontiers in Marine Science*, 6(JUL), 1–12. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00361>.
- Bretherton, F. P. & Garrett, C. J. R. (1968). Wavetrains in Inhomogeneous Moving Media. *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 302(1471), 529–554. <https://doi.org/10.1098/rspa.1968.0034>.
- Bromirski, P. D., Cayan, D. R., & Flick, R. E. (2005). Wave spectral energy variability in the northeast Pacific. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 110(3), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2004JC002398>.
- Bromirski, P. D., Cayan, D. R., Helly, J., & Wittmann, P. (2013). Wave power variability and trends across the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 6329–6348. <https://doi.org/10.1002/2013JC009189>.
- Cabral, I. S., Young, I. R., & Toffoli, A. (2022). Long-Term and Seasonal Variability of Wind and Wave Extremes in the Arctic Ocean. *Frontiers in Marine Science*, 9(May), 1–13. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.802022>.
- Caloiero, T., Aristodemo, F., & Ferraro, D. A. (2022). Annual and seasonal trend detection of significant wave height, energy period and wave power in the Mediterranean Sea. *Ocean Engineering*, 243(December 2021), 110322. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2021.110322>.
- Cavazos, T., Luna-Niño, R., Cerezo-Mota, R., Fuentes-Franco, R., Méndez, M., Pineda Martínez, L. F., & Valenzuela, E. (2020). Climatic trends and regional climate models intercomparison over the cordexcam (central america, caribbean, and mexico) domain. *International Journal of Climatology*, 40(3), 1396–1420. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.6276>.
- Echevarria, E. R., Hemer, M. A., & Holbrook, N. J. (2019). Seasonal Variability of the Global Spectral Wind Wave Climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(4), 2924–2939. <https://doi.org/10.1029/2018JC014620>.

- Erikson, L., Morim, J., Hemer, M., Young, I., Wang, X. L., Mentaschi, L., Mori, N., Semedo, A., Stopa, J., Grigorieva, V., Gulev, S., Aarnes, O., Bidlot, J. R., Breivik, Bricheno, L., Shimura, T., Menendez, M., Markina, M., ... , & Webb, A. (2022). Global ocean wave fields show consistent regional trends between 1980 and 2014 in a multi-product ensemble. *Communications Earth and Environment*, 3(1). <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00654-9>.
- Escoto-Murillo, A. & Alfaro, E.-J. (2021). Analysis of warm and cool events in the gulf of papagayo through diving data: A citizen science approach. *Revista de Biología Tropical*, (69(Suppl. 2), S94-S104). <https://doi.org/https://doi.org/10.15517/rbt.v69iSuppl.2.48309>.
- Felix, A., Mendoza, E., Chávez, V., Silva, R., & Rivillas-Ospina, G. (2018). Wave and wind energy potential including extreme events: A case study of Mexico. *Journal of Coastal Research*, 85, 1336–1340. <https://doi.org/10.2112/SI85-268.1>.
- Gorr-Pozzi, E., García-Nava, H., Larrañaga, M., Jaramillo-Torres, M. G., & Verduzco-Zapata, M. G. (2021). Wave energy resource harnessing assessment in a subtropical coastal region of the pacific. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(11), 1–22. <https://doi.org/10.3390/jmse9111264>.
- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University Press.
- IRENA (2019). Global energy transformation: A roadmap to 2050. International Renewable Energy Agency, Abu Dhabi, 2019. Reporte. Recuperado el 10 de Febrero del 2024 de <https://www.irena.org/publications/2020/Apr/Global-Renewables-Outlook-2020>.
- Jiménez-Quiroz, M. (2011). Anexo del informe técnico: Elaboración de un boletín con información hidroclimática de los mares de México. *Indicadores Climáticos. Una manera para identificar la variabilidad climática a escala global*. Recuperado el 30 de junio del 2024 de [https://www.academia.edu/download/88142585/INDICES\\_CLIMATICOS.pdf](https://www.academia.edu/download/88142585/INDICES_CLIMATICOS.pdf).
- Kendall, M. (1975). *Rank Correlation Methods*. (4th Ed.), Charles Griffin, London. Recuperado el 25 de junio del 2024 de [https://vsp.pnnl.gov/help/vsample/design\\_trend\\_mann\\_kendall.htm](https://vsp.pnnl.gov/help/vsample/design_trend_mann_kendall.htm).
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press.
- Kuang, Y., Zhang, Y., Zhou, B., Li, C., Cao, Y., Li, L., & Zeng, L. (2016). A review of renewable energy utilization in islands. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 59, 504–513. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.01.014>.
- Liu, Q., Rogers, W. E., Babanin, A. V., Young, I. R., Romero, L., Zieger, S., Qiao, F., & Guan, C. (2018). Observation-based source terms in the third-generation wave model wavewatch iii: Updates and verification. *Journal of Physical Oceanography*, 49(2), 489–517. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0137.1>.
- Maslo, A., Mariño-Tapia, I., Hernández, E. S., & Casarín, R. S. (2023). Modelling the impacts of a large marine turbine array in the Cozumel channel. *Ocean Engineering*, 289, 116153. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2023.116153>.
- Mendoza-Vizcaino, J., Sumper, A., Sudria-Andreu, A., & Ramirez, J. M. (2016). Renewable technologies for generation systems in islands and their application to Cozumel Island, Mexico. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 64, 348–361. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.06.014>.
- Meucci, A., Young, I. R., Aarnes, O. J., & Breivik, Ø. (2020). Comparison of wind speed and wave height trends from twentieth-century models and satellite altimeters. *Journal of Climate*, 33(2), 611–624. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0540.1>.

- Ocampo-Torres, F., García-Nava, H., Durazo, R., Osuna, P., Díaz Méndez, G., & Graber, H. (2011). The intoa experiment: A study of ocean-atmosphere interactions under moderate to strong offshore winds and opposing swell conditions in the gulf of tehuantepec, mexico. *Boundary-layer meteorology*, 138, 433–451. <https://doi.org/DOI10.1007/s10546-010-9561-5>.
- Ocampo-Torres, F. J., Osuna, P., Rivera, E., Garcia, I., & Juárez-Díaz, T. I. (2013). On the wave energy resource assessment in the Baja California coastal region and a study of the long term tendencies of significant wave height. *EWTEC 2013 Proceedings*. Recuperado el 12 de septiembre del 2023 de [https://ewtec.org/wp-content/uploads/2014/02/EWTEC2013\\_Contents.pdf](https://ewtec.org/wp-content/uploads/2014/02/EWTEC2013_Contents.pdf).
- Odériz, I., Silva, R., Mortlock, T. R., & Mori, N. (2020). El Niño-Southern Oscillation Impacts on Global Wave Climate and Potential Coastal Hazards. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(12), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2020JC016464>.
- Pérez-Santos, I., Schneider, W., Sobarzo, M., Montoya-Sánchez, R., Valle-Levinson, A., & Garcés-Vargas, J. (2010). Surface wind variability and its implications for the yucatan basin-caribbean sea dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C10). <https://doi.org/doi:10.1029/2010JC006292>.
- Physical Sciences Laboratory, NOAA (2024). Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series . Recuperado el 15 de octubre de 2023 de <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>.
- Ramos-Gutiérrez, L. d. J. & Montenegro-Fragoso, M. (2012). La generación de energía eléctrica en México. *Tecnología y ciencias del agua*, 3(4), 197–211. Recuperado el 8 de Octubre del 2023 de <https://www.scielo.org.mx/pdf/tca/v3n4/v3n4a12.pdf>.
- Reguero, B. G., Losada, I. J., & Méndez, F. J. (2015). A global wave power resource and its seasonal, interannual and long-term variability. *Applied Energy*, 148(June), 366–380. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2015.03.114>.
- Reguero, B. G., Losada, I. J., & Méndez, F. J. (2019). A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nature Communications*, 10(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08066-0>.
- Rusu, L. & Onea, F. (2016). The performance of some state-of-the-art wave energy converters in locations with the worldwide highest wave power. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 75, 1348–1362. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.11.123>.
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) (11 de octubre de 2018). Mares mexicanos. Recuperado el 22 de julio de 2024 de <https://www.gob.mx/semarnat/articulos/mares-mexicanos>.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379–1389.
- Sheng, W. & Li, H. (2017). A method for energy and resource assessment of waves in finite water depths. *Energies*, 10(4). <https://doi.org/10.3390/en10040460>.
- Stopa, Justin E and Cheung, K. F. (2014). Periodicity and patterns of ocean wind and wave climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), 5536–5584. <https://doi.org/10.1002/2013JC009729>.Received.



- Takbash, A. & Young, I. R. (2020). Long-term and seasonal trends in global wave height extremes derived from era-5 reanalysis data. *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(12), 1–16. <https://doi.org/10.3390/jmse8121015>.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of geophysical research: atmospheres*, 106(D7), 7183–7192. Recuperado el 11 de noviembre de 2022 de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdfdirect/10.1029/2000JD900719>.
- Theil, H. (1992). *A Rank-Invariant Method of Linear and Polynomial Regression Analysis*. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Thomson, R. E. & Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography (3a ed.)*. Elsevier Science.
- Torralba, V., Doblus-Reyes, F. J., & Gonzalez-Reviriego, N. (2017). Uncertainty in recent near-surface wind speed trends: a global reanalysis intercomparison. *Environmental Research Letters*, 12(11), 114019. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8a58>.
- Van Nieuwkoop, J. C., Smith, H. C., Smith, G. H., & Johanning, L. (2013). Wave resource assessment along the Cornish coast (UK) from a 23-year hindcast dataset validated against buoy measurements. *Renewable Energy*, 58, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2013.02.033>.
- Vannucchi, V. & Cappietti, L. (2016). Wave energy assessment and performance estimation of state of the art wave energy converters in italian hotspots. *Sustainability*, 8(12), 1300. <https://doi.org/doi:10.3390/su8121300>.
- Venegas, S. A. (2001). *Statistical methods for signal detection in climate*. Center for Earth's Climate and Biogeochemical Cycles (DCESS), Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen. Recuperado el 26 de marzo del 2023 de <https://www.atmos.colostate.edu/~davet/AT655/notes/VenegasNotes.pdf>.
- Wang, C. (2007). Variability of the caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate dynamics*, 29, 411–422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>.
- Wang, F., Shao, W., Yu, H., Kan, G., He, X., Zhang, D., Ren, M., & Wang, G. (2020). Re-evaluation of the Power of the Mann-Kendall Test for Detecting Monotonic Trends in Hydrometeorological Time Series. *Frontiers in Earth Science*, 8(February), 1–12. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00014>.
- WAVEWATCH III<sup>®</sup> Development Group (WW3DG) (2019). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III<sup>®</sup> version 6.07*. Tech. Note 333,. NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA. 465 pp. + Appendices.
- Wu, W. C., Wang, T., Yang, Z., & García-Medina, G. (2020). Development and validation of a high-resolution regional wave hindcast model for U.S. West Coast wave resource characterization. *Renewable Energy*, 152, 736–753. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.01.077>.
- Young, I. (1999). Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(9), 931–950. [https://doi.org/https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199907\)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-D](https://doi.org/https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-D).
- 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>.
- Zheng, C.-w., Li, X.-h., Azorin-Molina, C., Li, C.-y., Wang, Q., Xiao, Z.-n., Yang, S.-b., Chen, X., & Zhan, C. (2022). Global trends in oceanic wind speed, wind-sea, swell, and mixed wave heights. *Applied Energy*, 321, 119327. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2022.119327>.

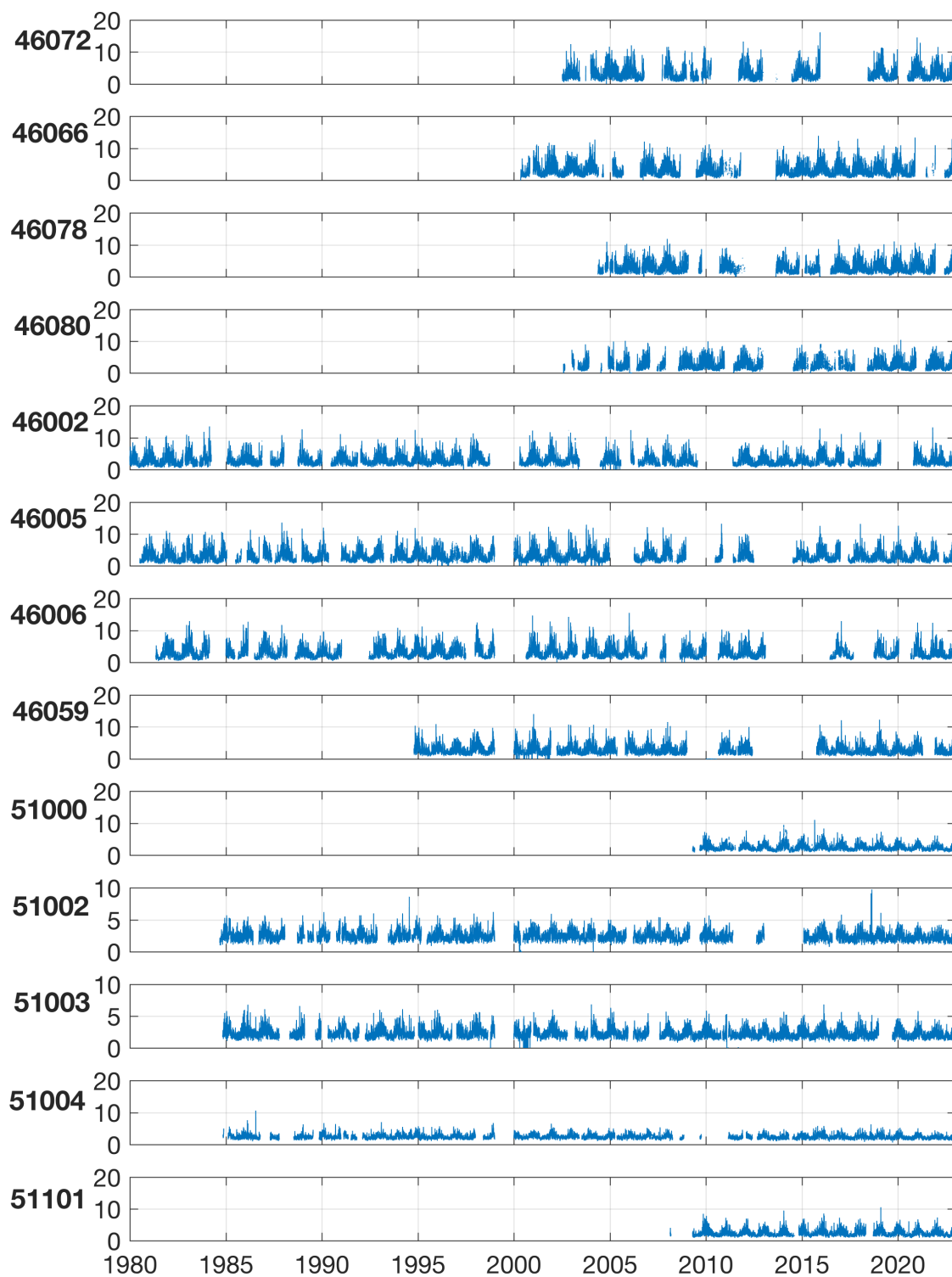
# Apéndices

## Apéndice A: Validación del modelo

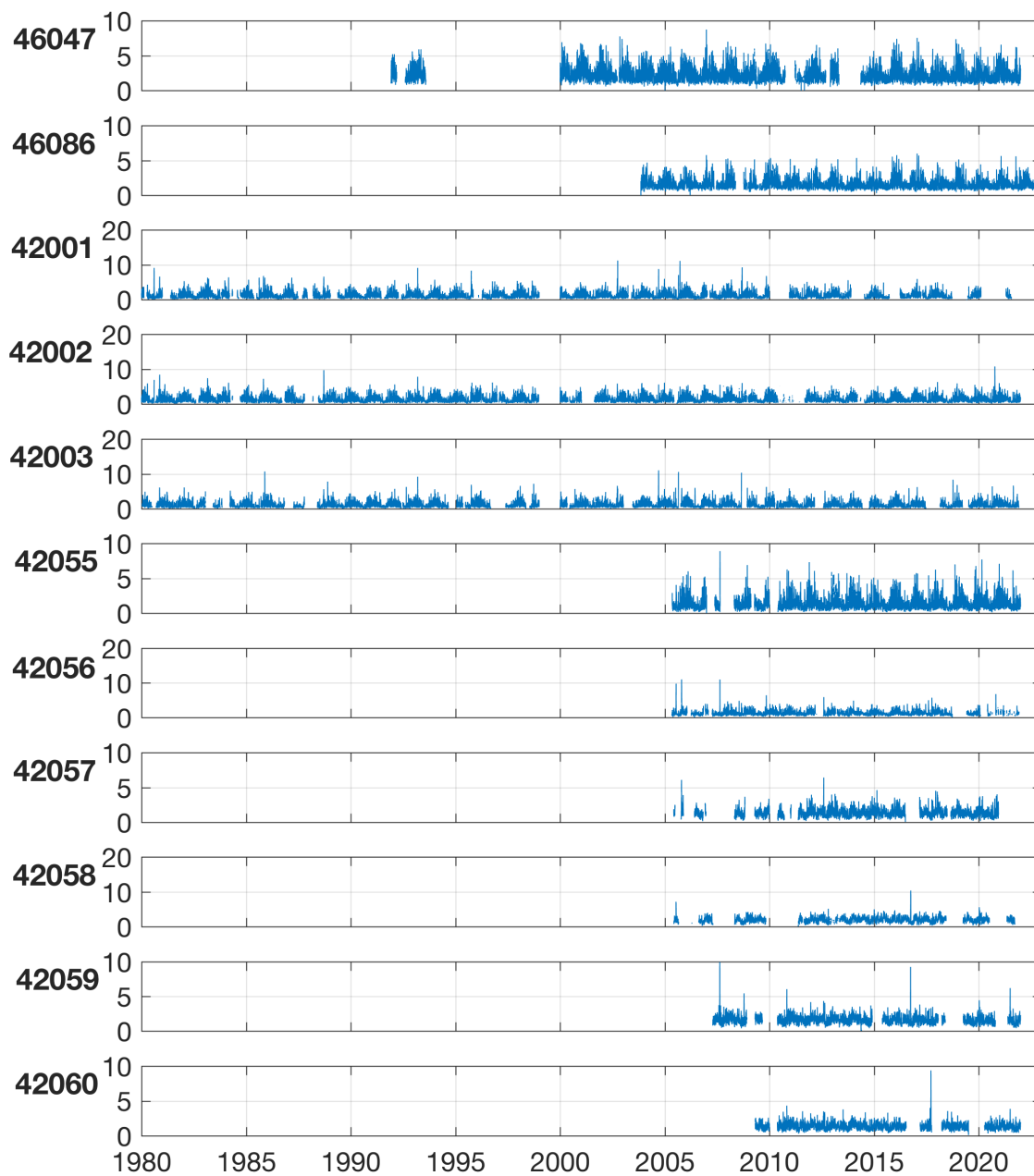
Con la finalidad de complementar la información y apoyar los resultados de este trabajo, se presenta esta sección de apéndices. En la primera subsección del apéndice se presenta información sobre los datos de observaciones utilizadas para validar el modelo de olas tabla 4, y figuras 41 y 41. En la figura 42 se encuentran los diagramas de Taylor correspondientes a aquellos comparados con resultados de  $H_s$  en la malla global, y estaciones ubicadas en el Pacífico Norte y Pacífico Central, mientras que en la figura 43 se pueden observar diagramas de Taylor correspondientes a la validación de datos de la malla regional con datos de estaciones ubicadas en el Pacífico Mexicano, Golfo de México y Caribe.

**Tabla 4.** Estaciones de NDBC utilizadas para validar el modelo

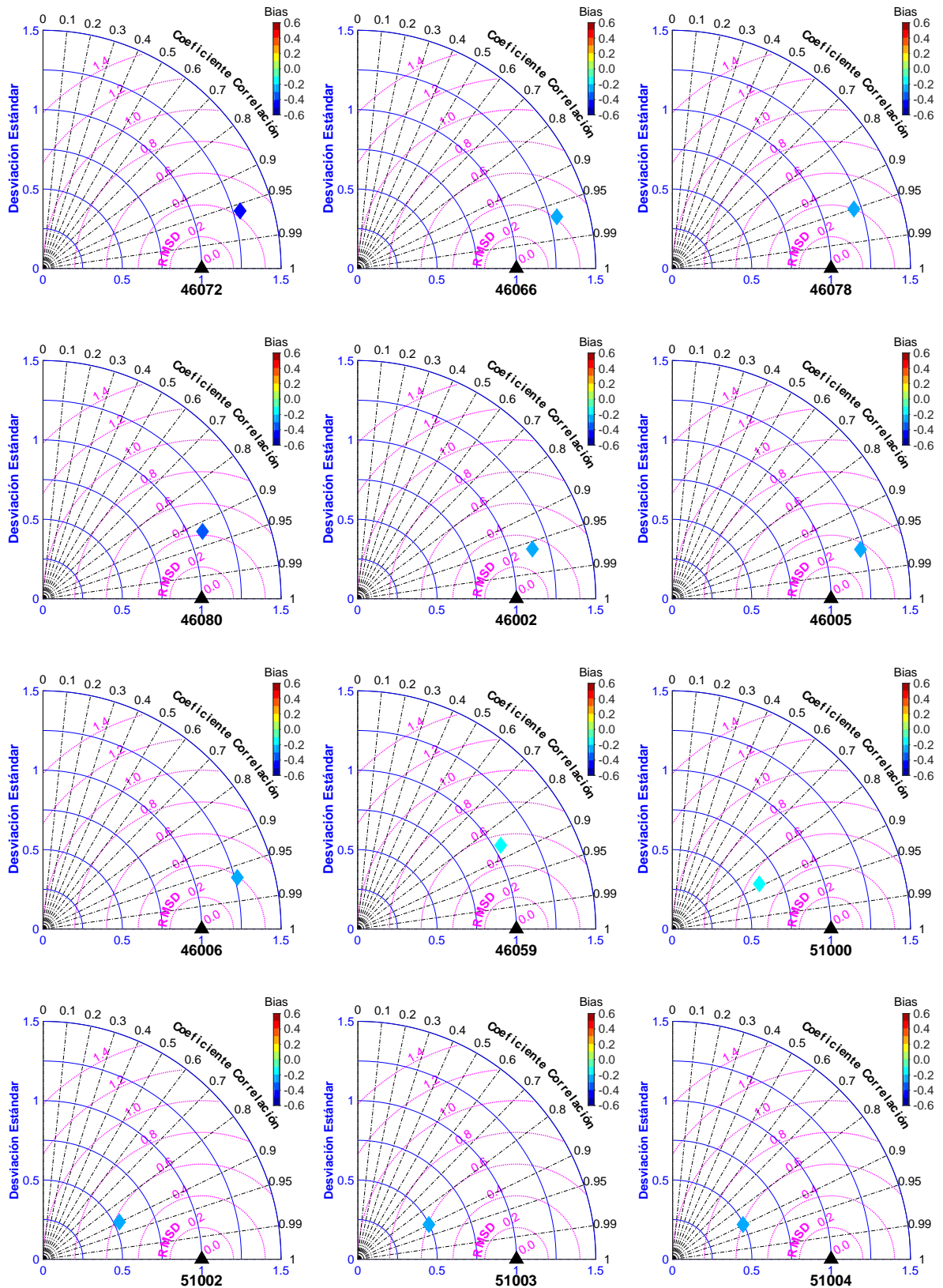
Ubicación	Estación	Longitud (W)	Latitud (N)	Profundidad (m)	n.° observaciones
Pacífico Norte	46072	172.114	51.666	3,566	107,194
	46066	155.009	52.765	4,457	140,721
	46078	152.599	55.561	5,361	113,313
	46080	150.133	57.916	220	111,711
Pacífico Costa Oeste EUA	46005	131.090	46.143	2,821	281,349
	46002	130.507	42.662	3,478	280,893
	46006	137.377	40.764	4,347	244,193
	46059	129.976	38.069	4,640	184,147
	46047	119.525	32.388	1,423	178,462
	46086	118.052	32.499	1,844	158,685
Pacífico central	51101	162.081	240359	4,860	112,956
	51000	153.792	23.528	4,762	108,603
	51003	160.639	19.196	1,987	282,401
	51004	152.230	17.538	5,278	267,284
	51002	157.746	17.042	4,997	261,256
Golfo de México	42001	89.662	25.926	3,200	291,308
	42002	93.646	26.055	3,088	315,129
	42003	85.616	25.925	3,273	297,083
	42055	94.112	22.140	3,608	127,276
Caribe	42056	84.945	19.820	4,554	116,286
	42057	81.575	16.973	412	94,471
	42058	75.061	14.884	4,131	92,741
	42059	67.483	15.300	4,761	99,570
	42060	63.329	16.434	1,469	89,644



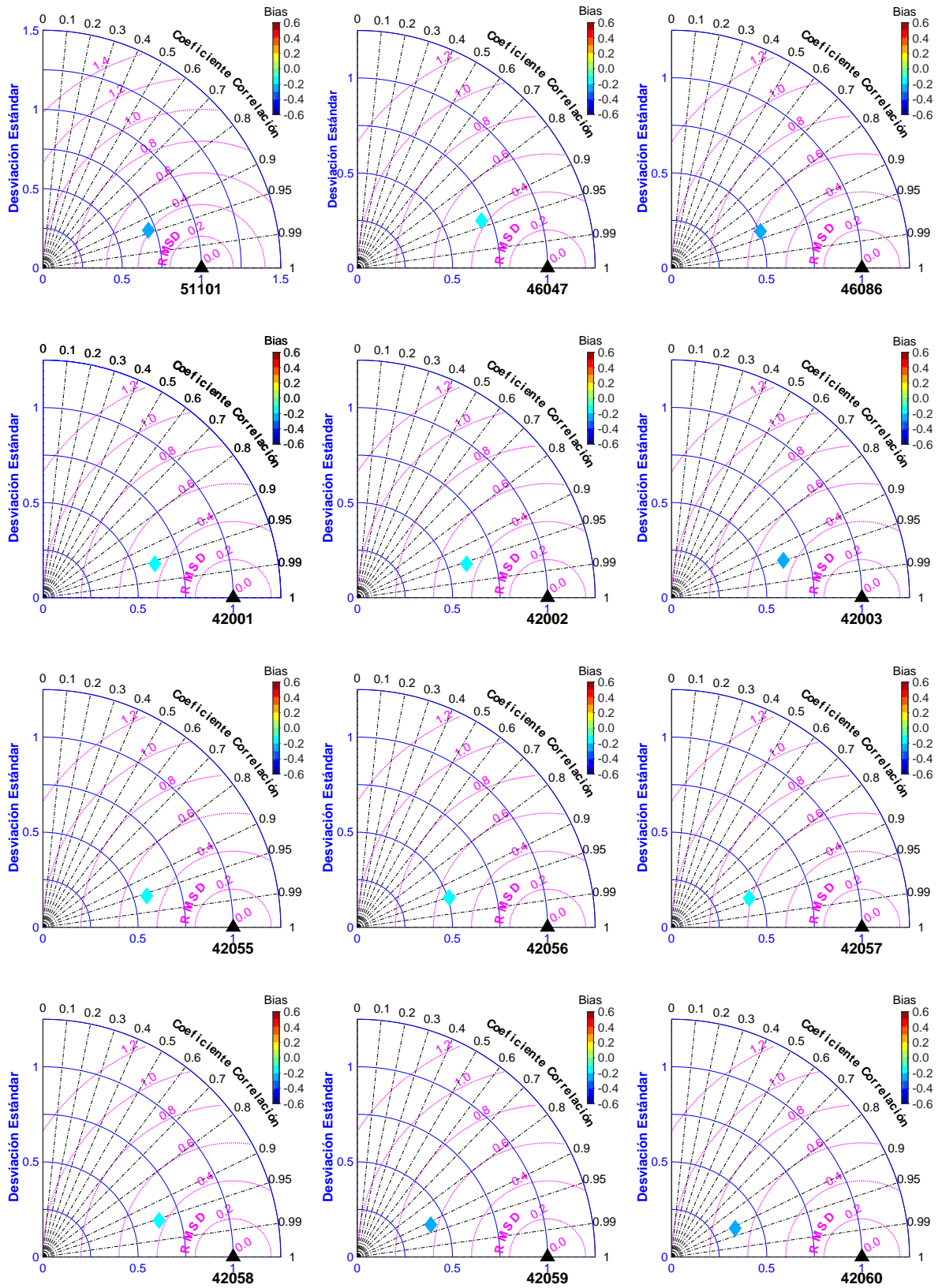
**Figura 40.** Cobertura temporal de estaciones utilizadas para validar los resultados numéricos. Los paneles corresponden a estaciones en el Pacífico Norte, Pacífico Central y frente a la costa oeste de EUA.



**Figura 41.** Cobertura temporal de estaciones utilizadas para validar los resultados numéricos. Los paneles corresponden a estaciones cercanas al mar territorial mexicano en el Pacífico, Golfo de México y Caribe.

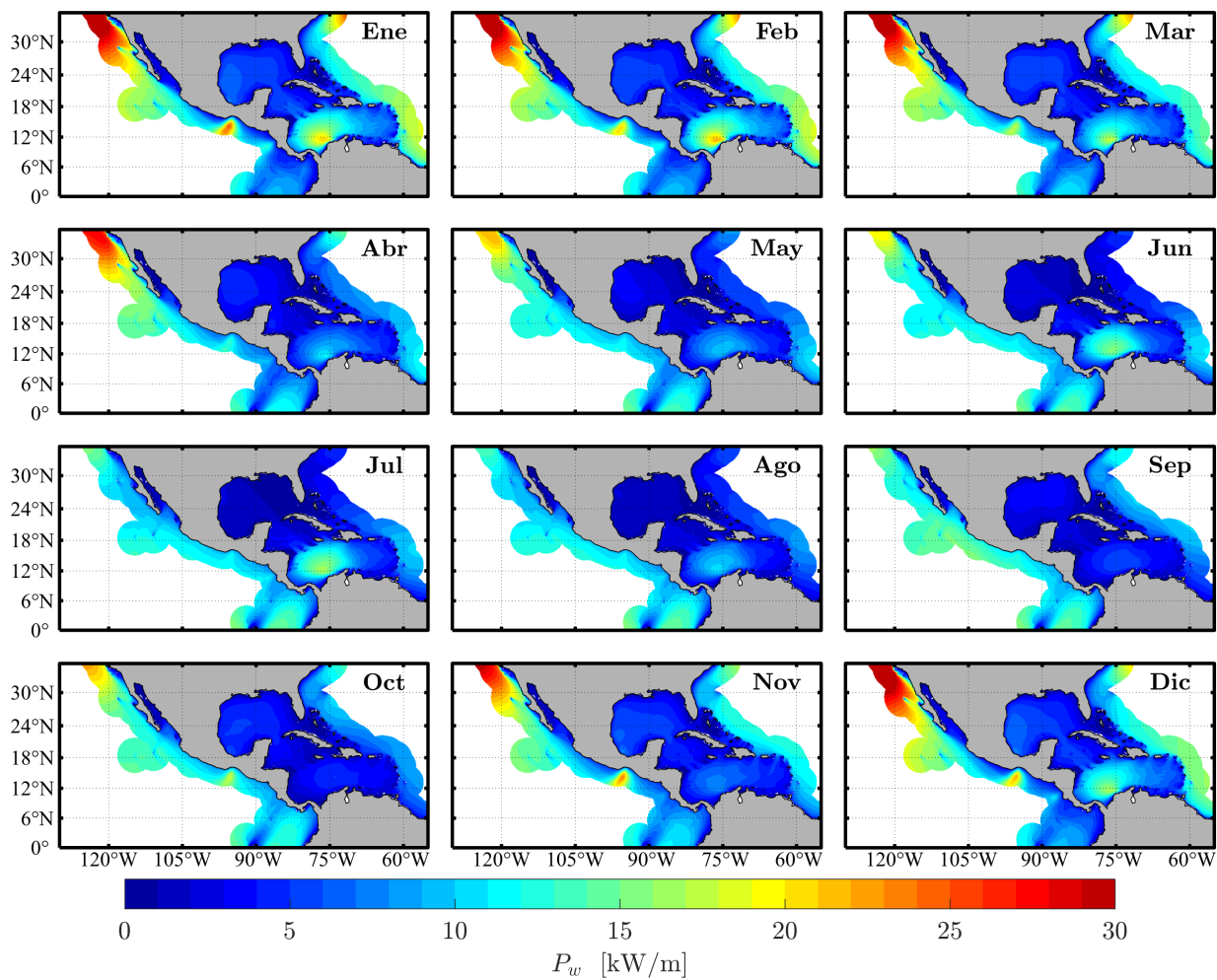


**Figura 42.** Diagramas de Taylor normalizados con información de la validación del modelo a partir de series de tiempo de  $H_s$ . En el triángulo de color negro se muestra la leyenda correspondiente a la estación meteo-oceanográfica. El eje cartesiano con líneas solidas azules muestran la desviación estándar, los semicirculos concentricos con línea puntuada rosa el  $RMSE$ , mientras que el eje radial con líneas negras discontinuas el coeficiente de correlación ( $R$ ). Finalmente la barra de colores muestra el  $Bias$ . Las estaciones corresponden a aquellas en la cuenca del Pacífico.



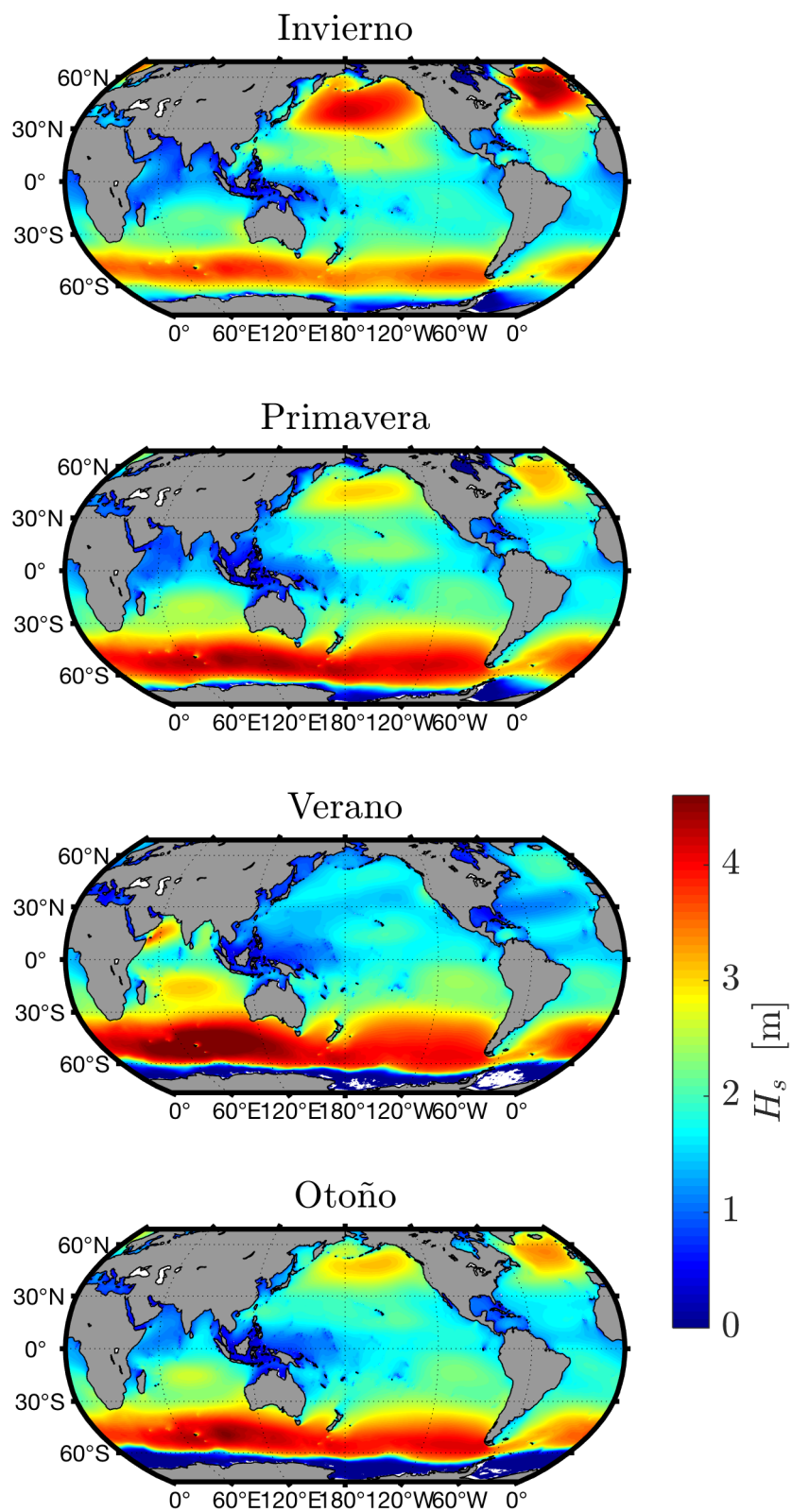
**Figura 43.** Diagramas de Taylor normalizados con información de la validación del modelo a partir de series de tiempo de  $H_s$ . En el triángulo de color negro se muestra la leyenda correspondiente a la estación meteo-oceanográfica. El eje cartesiano con líneas solidas azules muestran la desviación estándar, los semicirculos concéntricos con línea puntuada rosa el  $RMSE$ , mientras que el eje radial con líneas negras discontinuas el coeficiente de correlación ( $R$ ). Finalmente la barra de colores muestra el  $Bias$ . Excepto la estación 51101, las estaciones corresponden a aquellas en el Pacífico Mexicano, Golfo de México y Caribe.

## Apéndice B: Clima de oleaje y viento



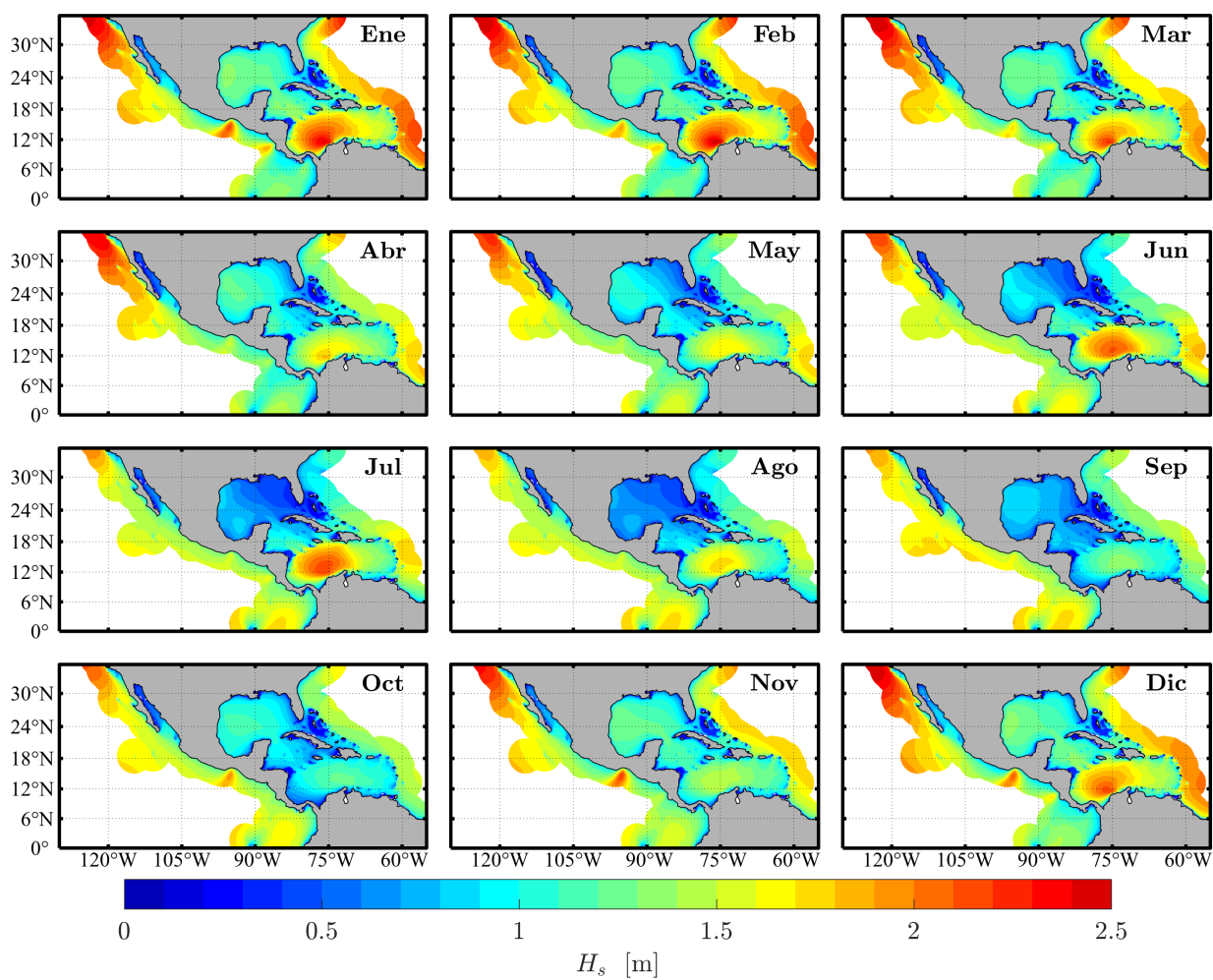
**Figura 44.** Clima mensual de la potencia del oleaje,  $P_w$ , calculado a partir de los resultados numéricos de la malla regional. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.



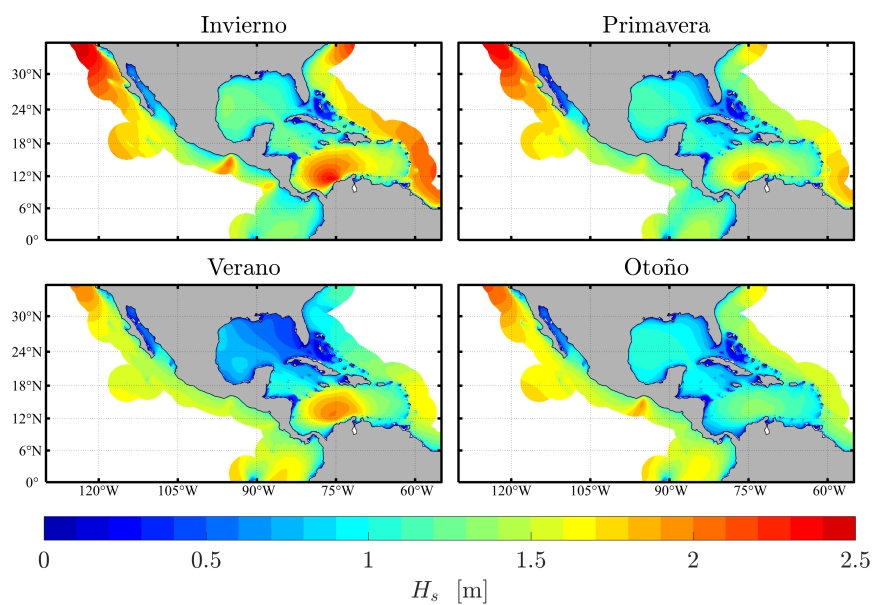


**Figura 45.** Clima estacional de  $H_s$  calculado a partir de los resultados numéricos de la malla global. El periodo utilizado para el cálculo abarca los años desde 1980 a 2022.

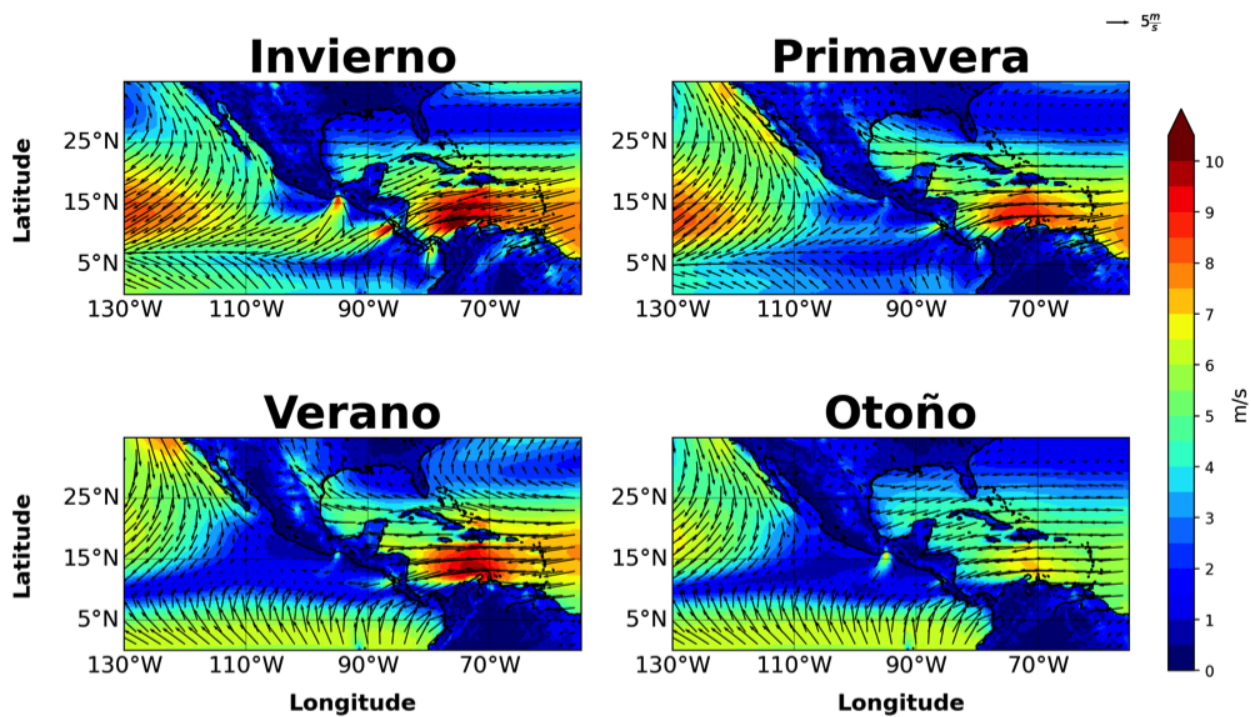




**Figura 46.** Clima mensual de  $H_s$  en mares mexicanos. Campo de oleaje generado a partir de simulación numérica.



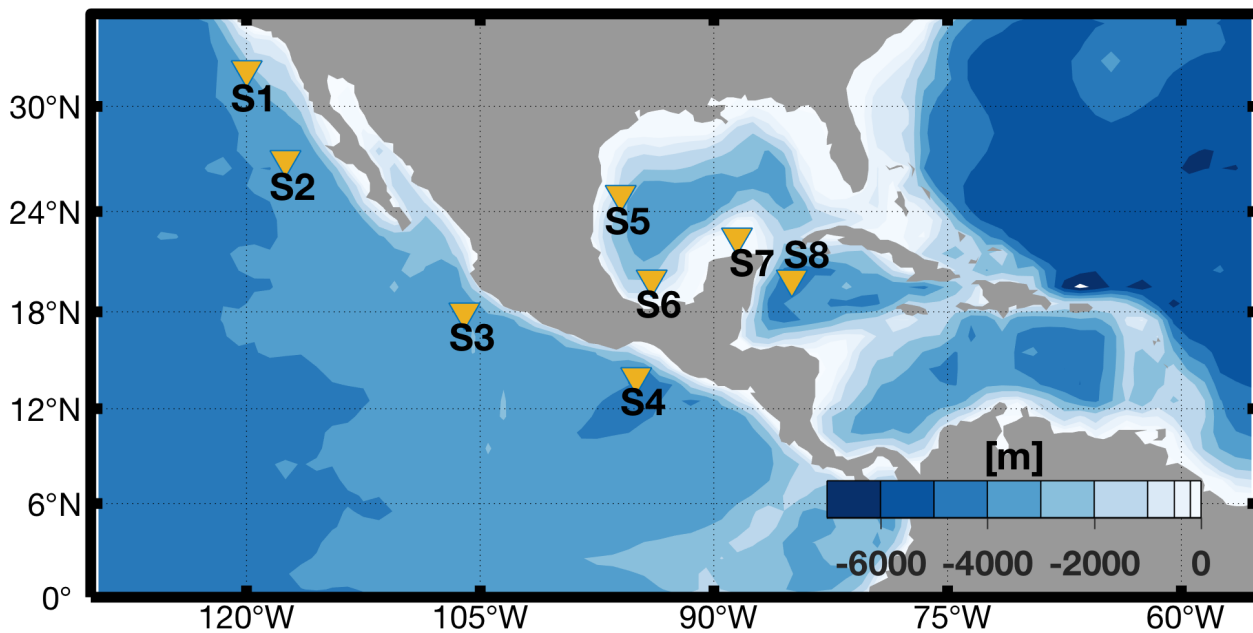
**Figura 47.** Clima estacional de  $H_s$  en mares mexicanos. Campo de oleaje generado a partir de simulación numérica



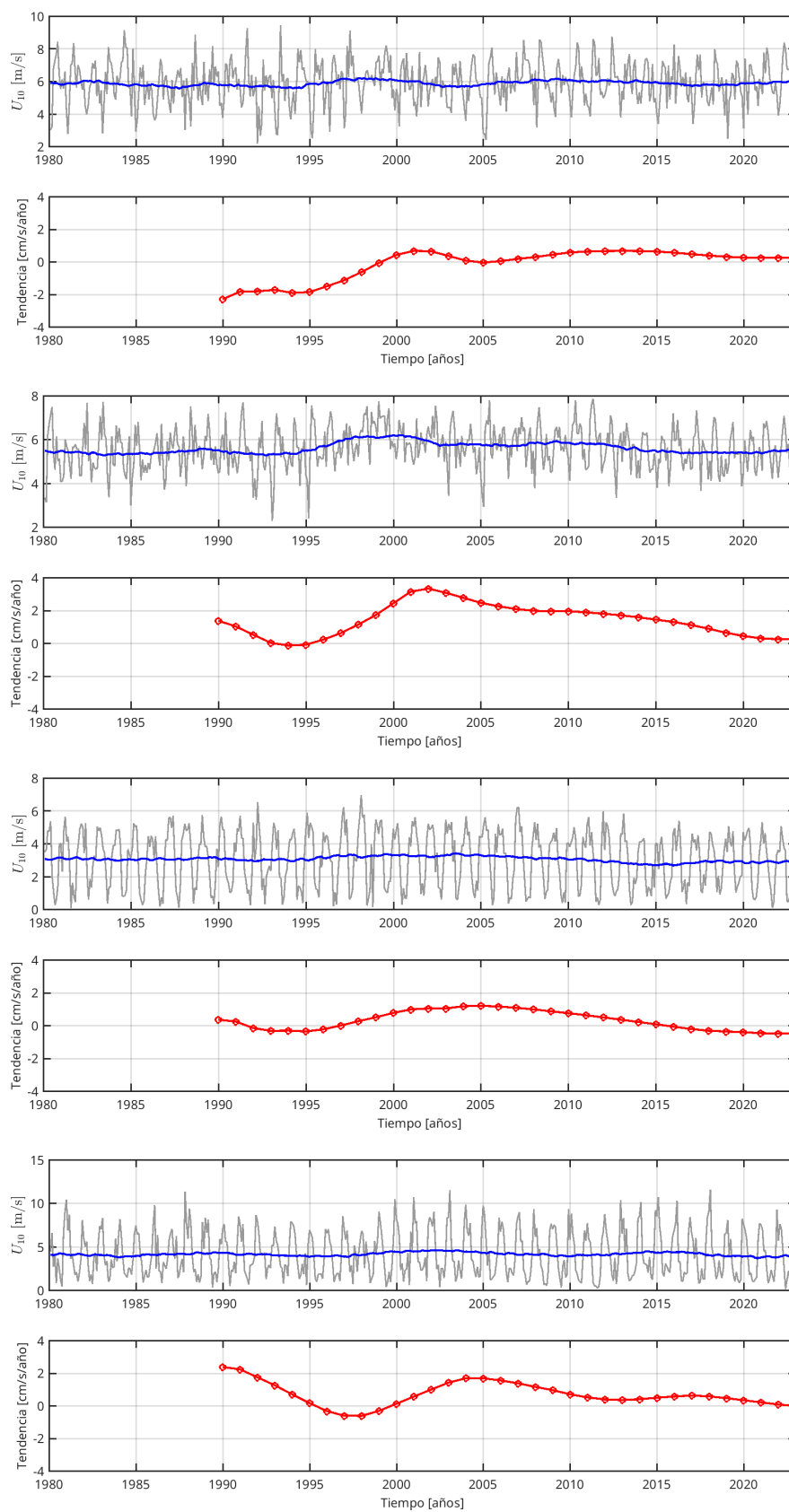
**Figura 48.** Clima estacional de  $U_{10}$  en dominio mares mexicanos. Datos de reanálisis ERA-5. Periodo de 1980 a 2022.

## Apéndice C: Variabilidad de largo plazo

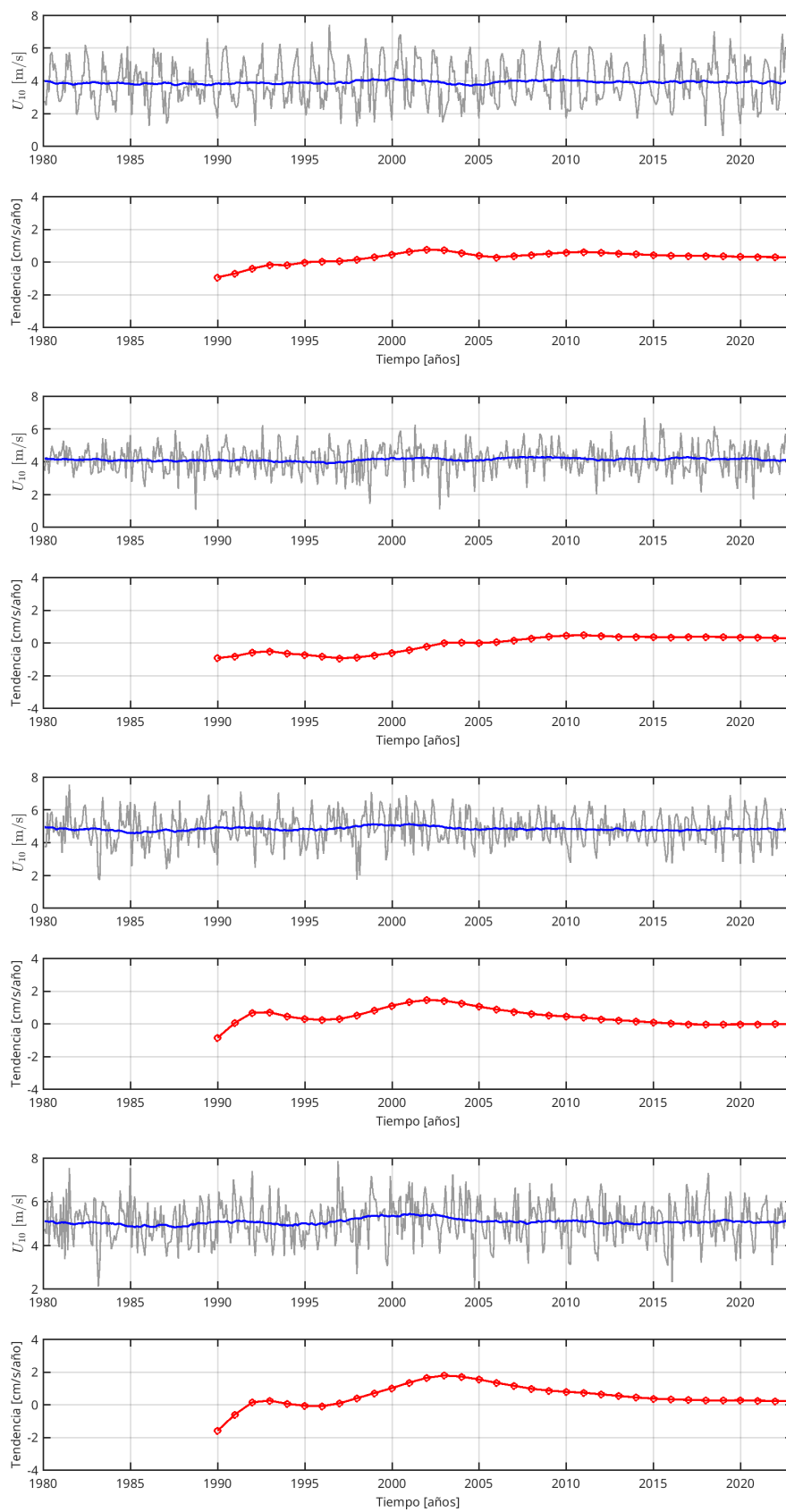
Se presentan figuras complementarias del análisis de variabilidad de largo plazo. En la figura 49 se muestra la localización de las estaciones o puntos de control para el análisis. De la figura 50 a la figura 53 las series de  $H_s$  y  $U_{10}$ .



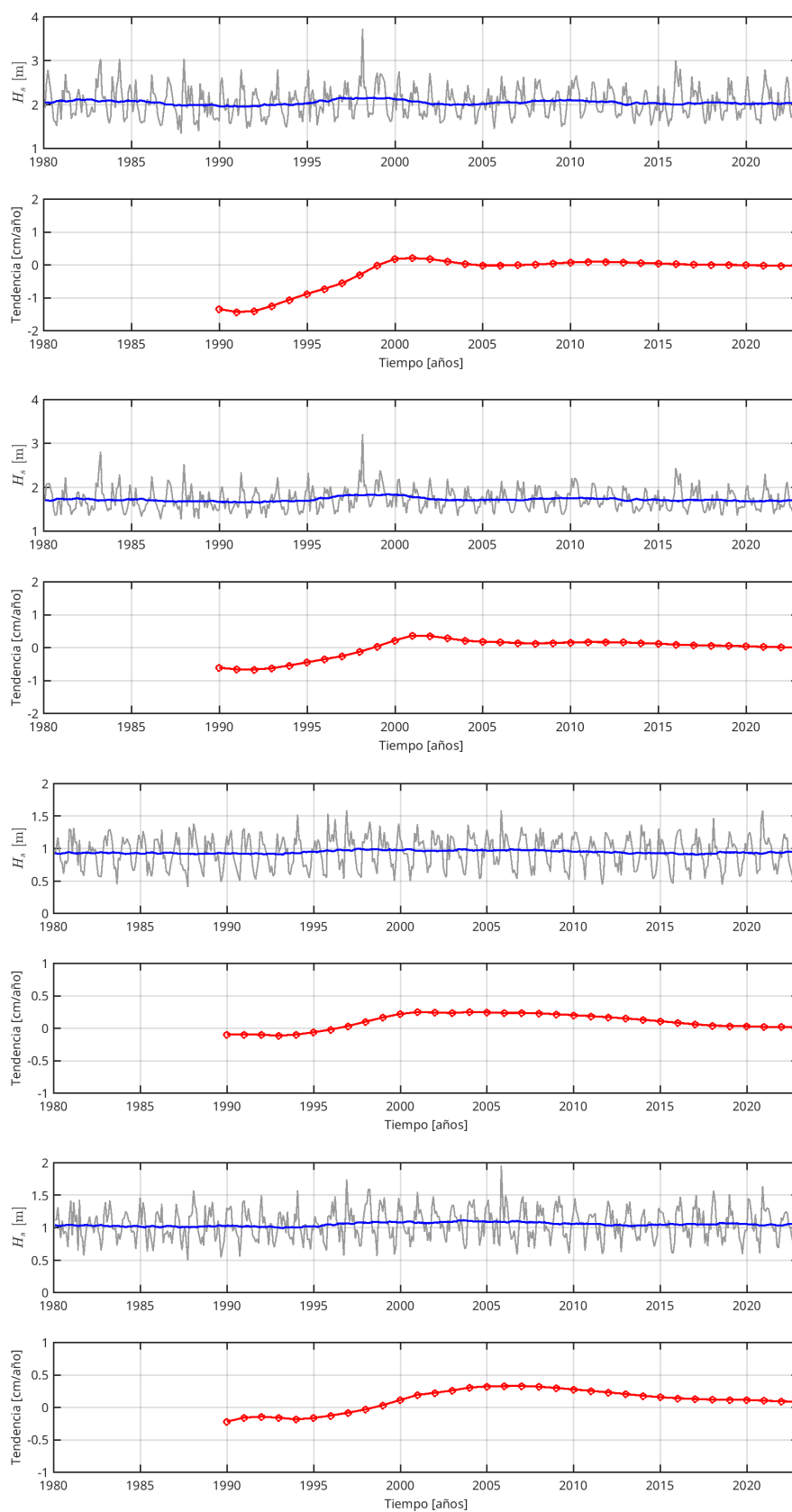
**Figura 49.** Localización geográfica de los puntos de control para el análisis del efecto de las variaciones de largo plazo en el cálculo de tendencias.



**Figura 50.** Igual que en la figura 23 pero para las estaciones en el Pacífico mexicano. A partir del panel superior: st01, st02, st03 y st04.



**Figura 51.** Igual que en la figura 23 pero para las estaciones en el Golfo de México y Mar Caribe. A partir del panel superior: st05, st06, st07 y st08.



**Figura 52.** Igual que en la figura 26 pero para las estaciones en el Pacífico mexicano. A partir del panel superior: st01, st02, st03 y st04.

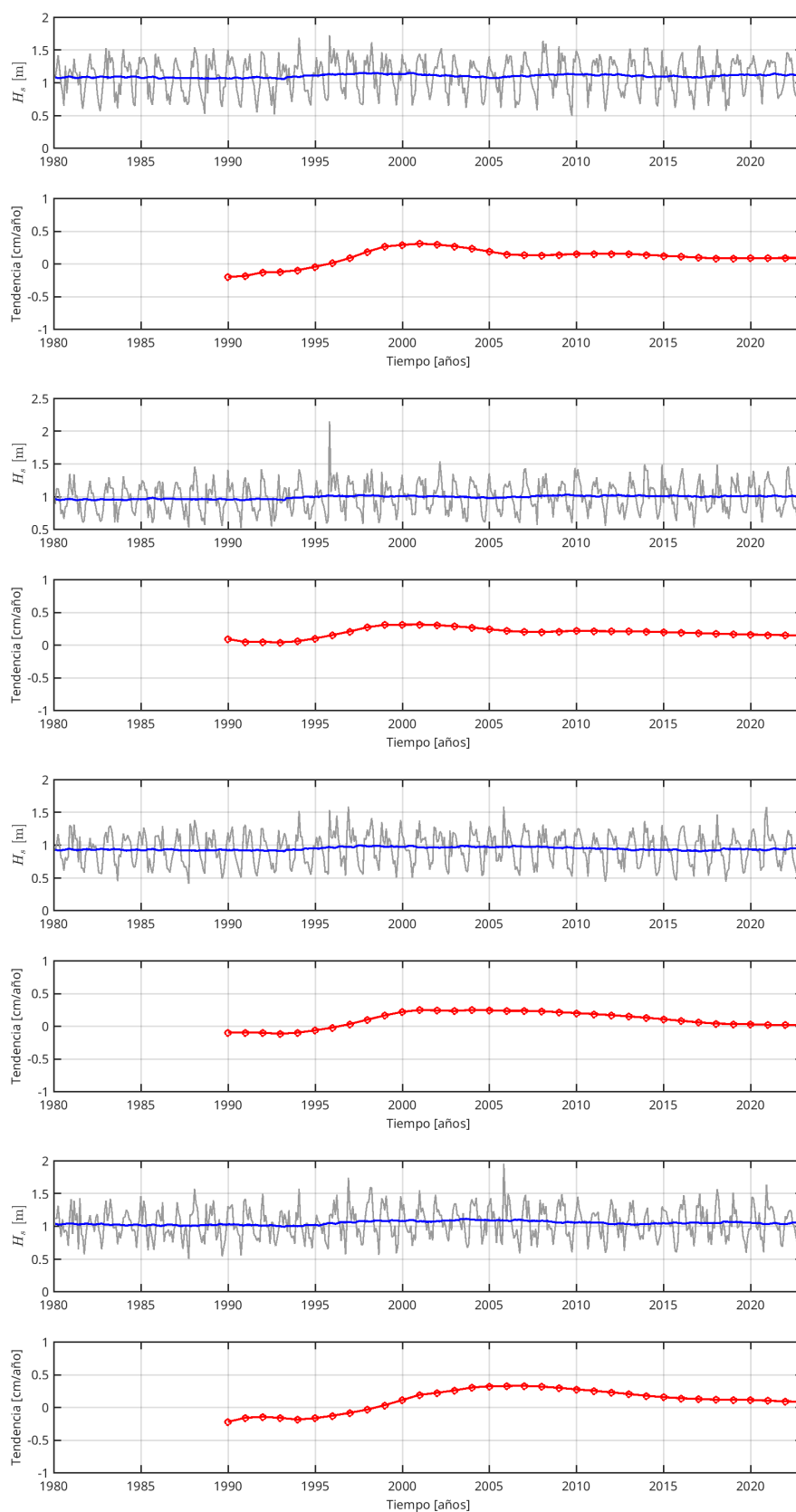
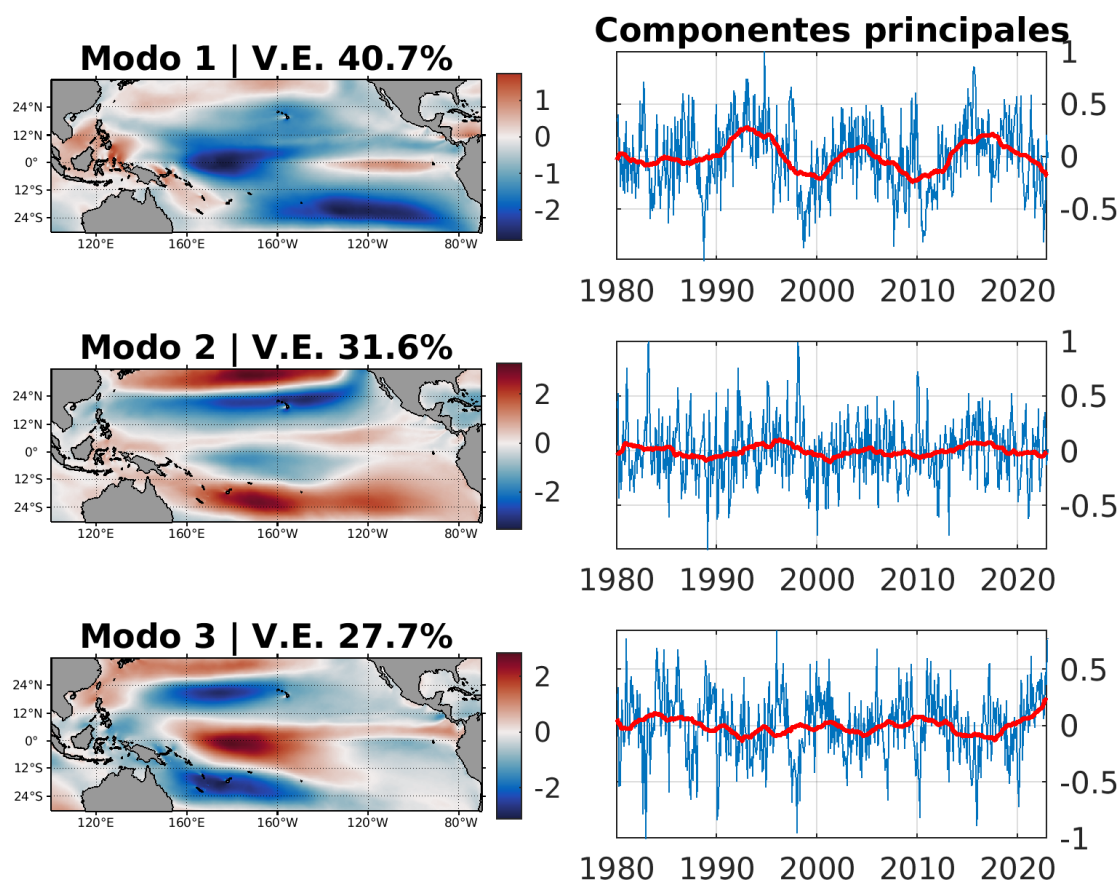


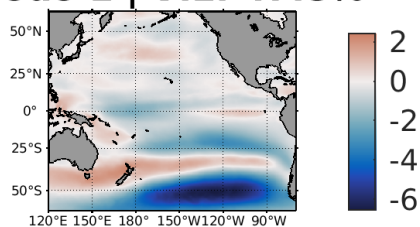
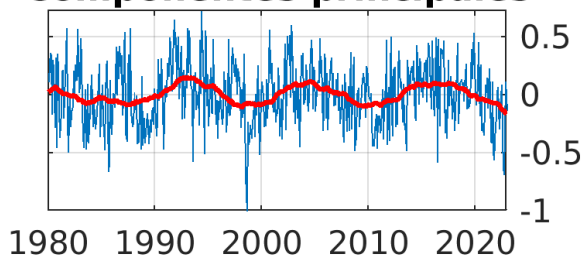
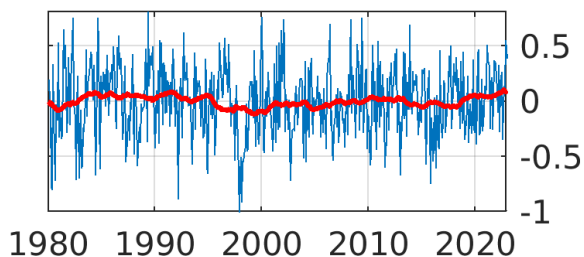
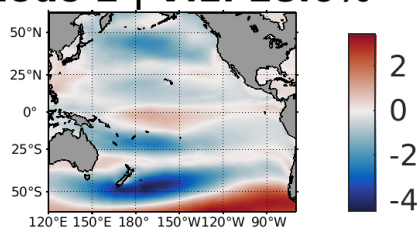
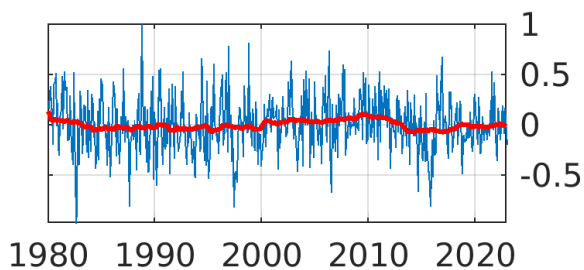
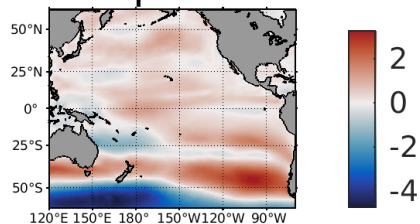
Figura 53. Igual que en la figura 26 pero para las estaciones en el Golfo de México y Mar Caribe. A partir del panel superior: st05, st06, st07 y st08.

## Apéndice D: Patrones de variabilidad y asociación con oscilaciones climáticas

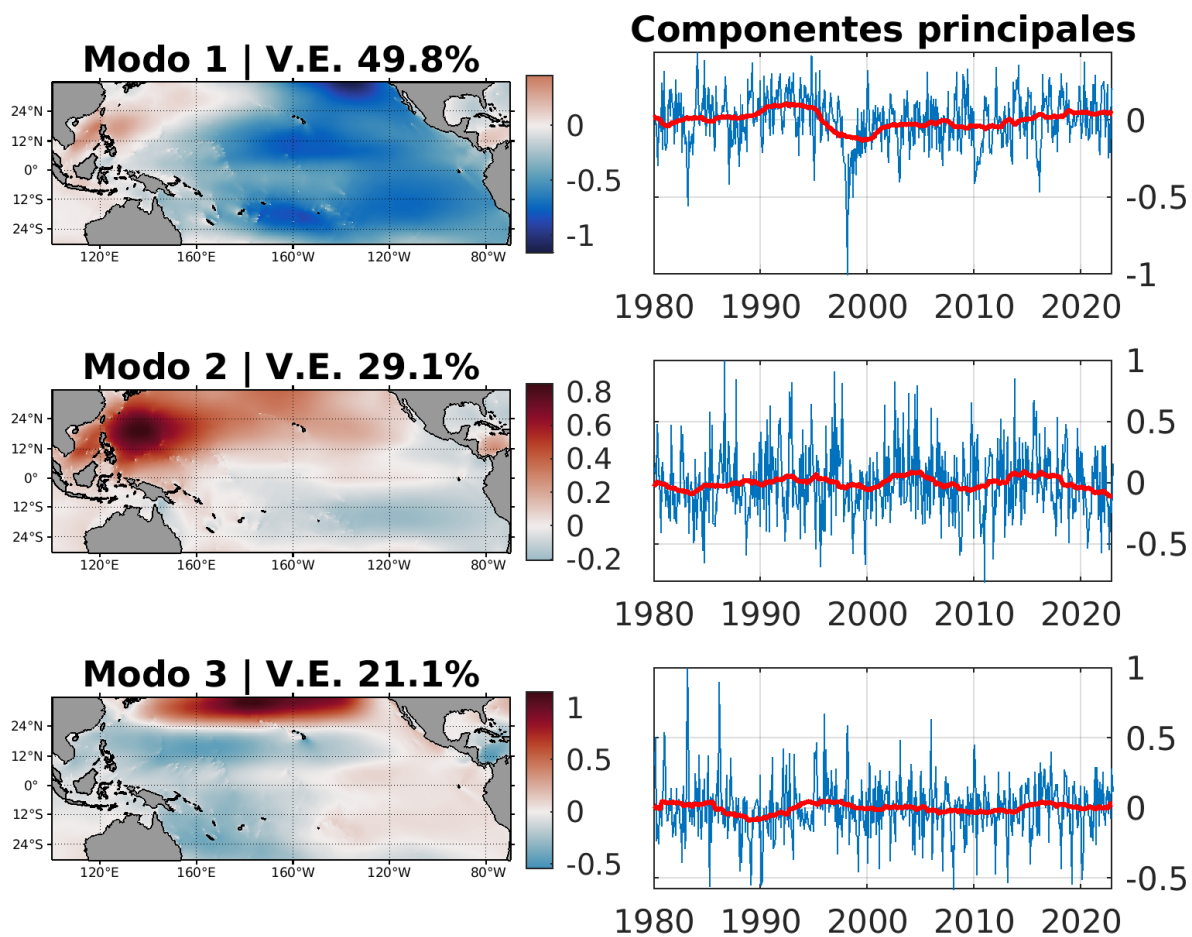


**Figura 54.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $U_{10}$  en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.

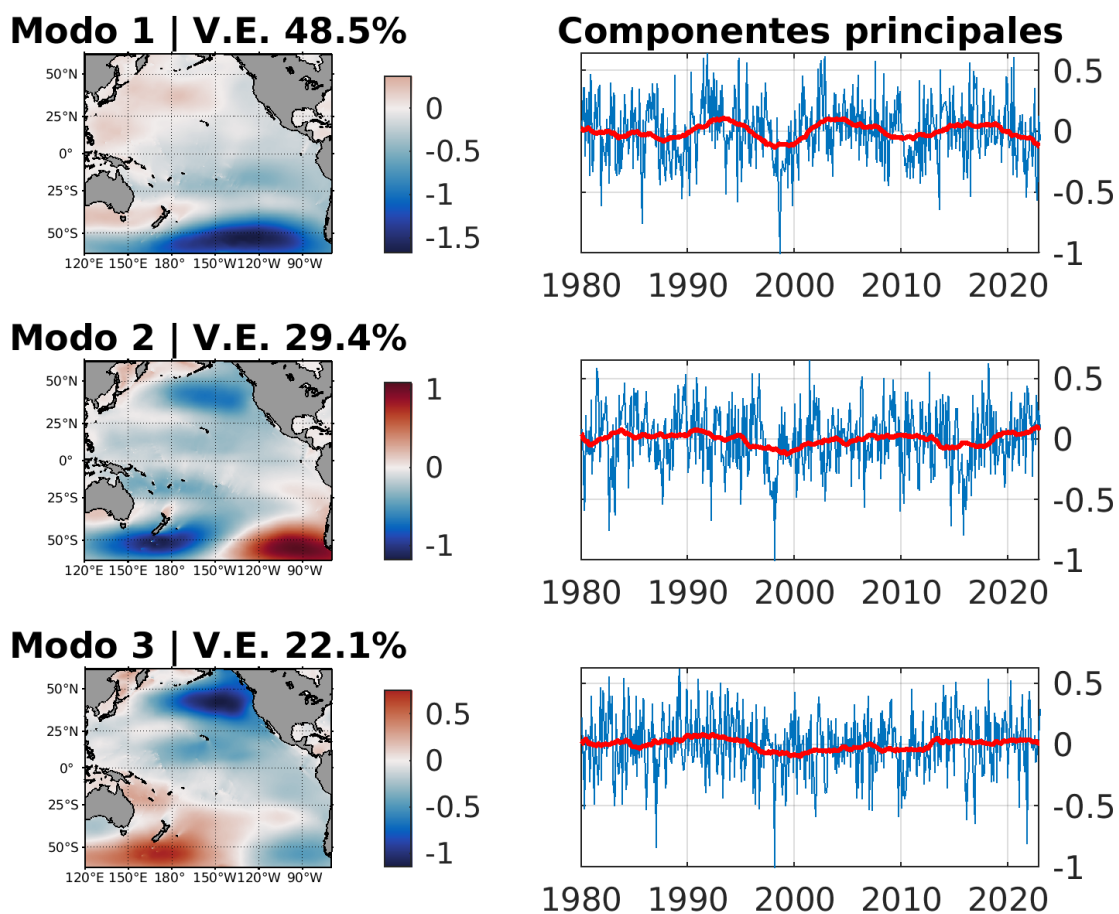


**Modo 1 | V.E. 47.8%****Componentes principales****Modo 2 | V.E. 28.6%****Modo 3 | V.E. 23.7%**

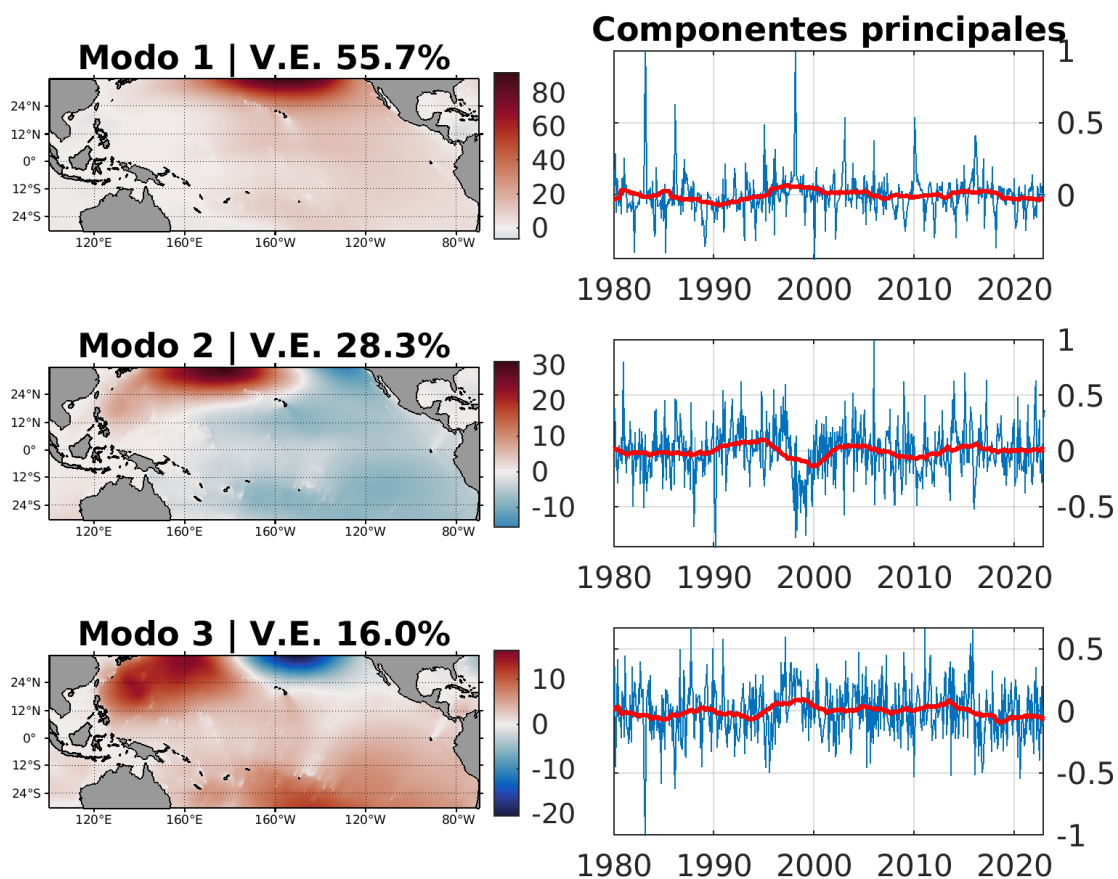
**Figura 55.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $U_{10}$  en toda la cuenca del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.



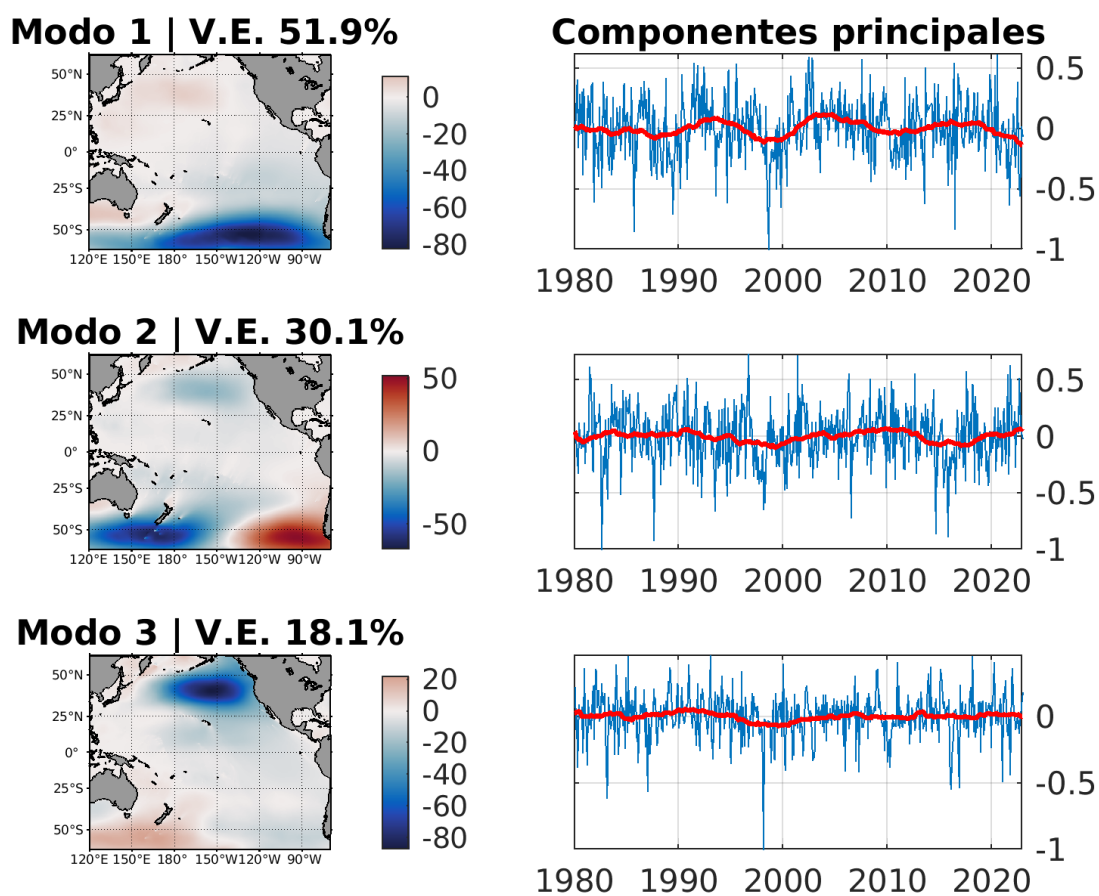
**Figura 56.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $H_s$  en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años. Note que esta figura es idéntica a la figura 30, pero se agrega aquí con el fin de completar la información en este anexo.



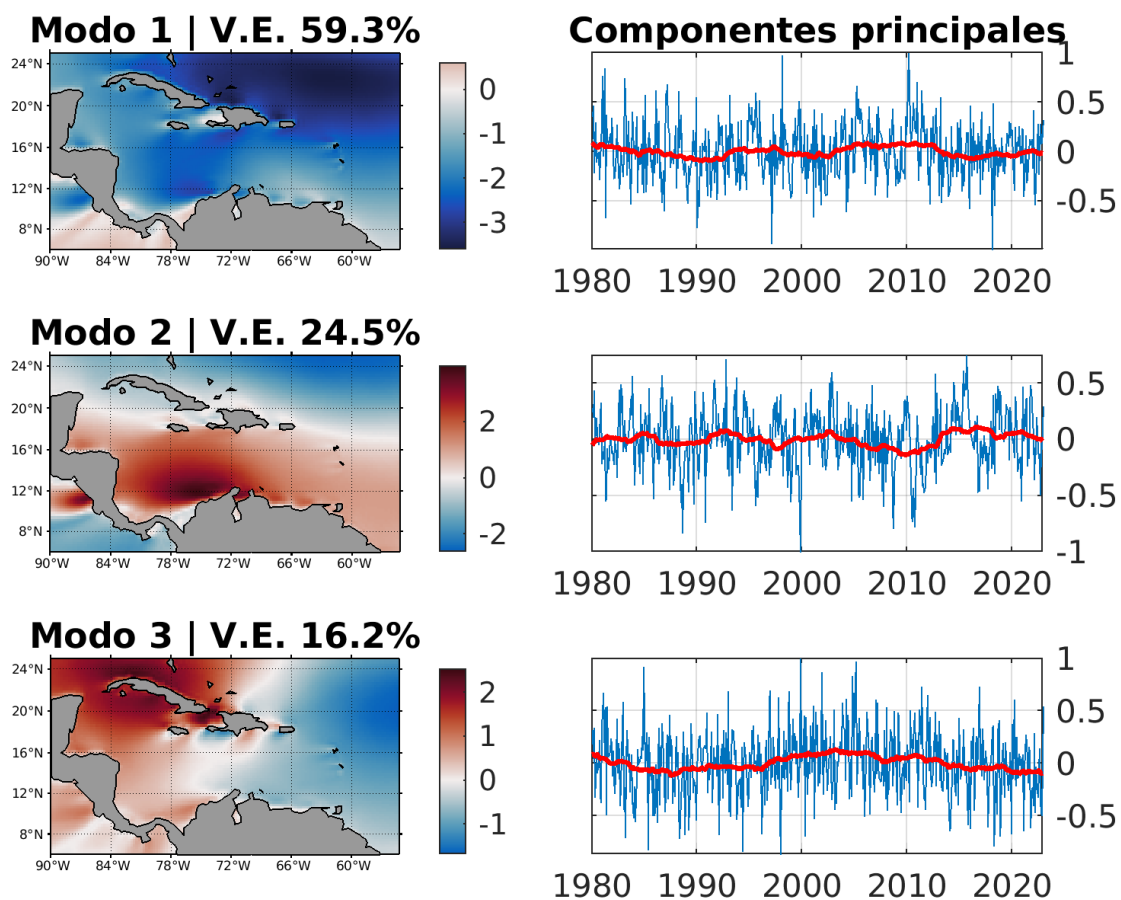
**Figura 57.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $H_s$  en toda la cuenca del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.



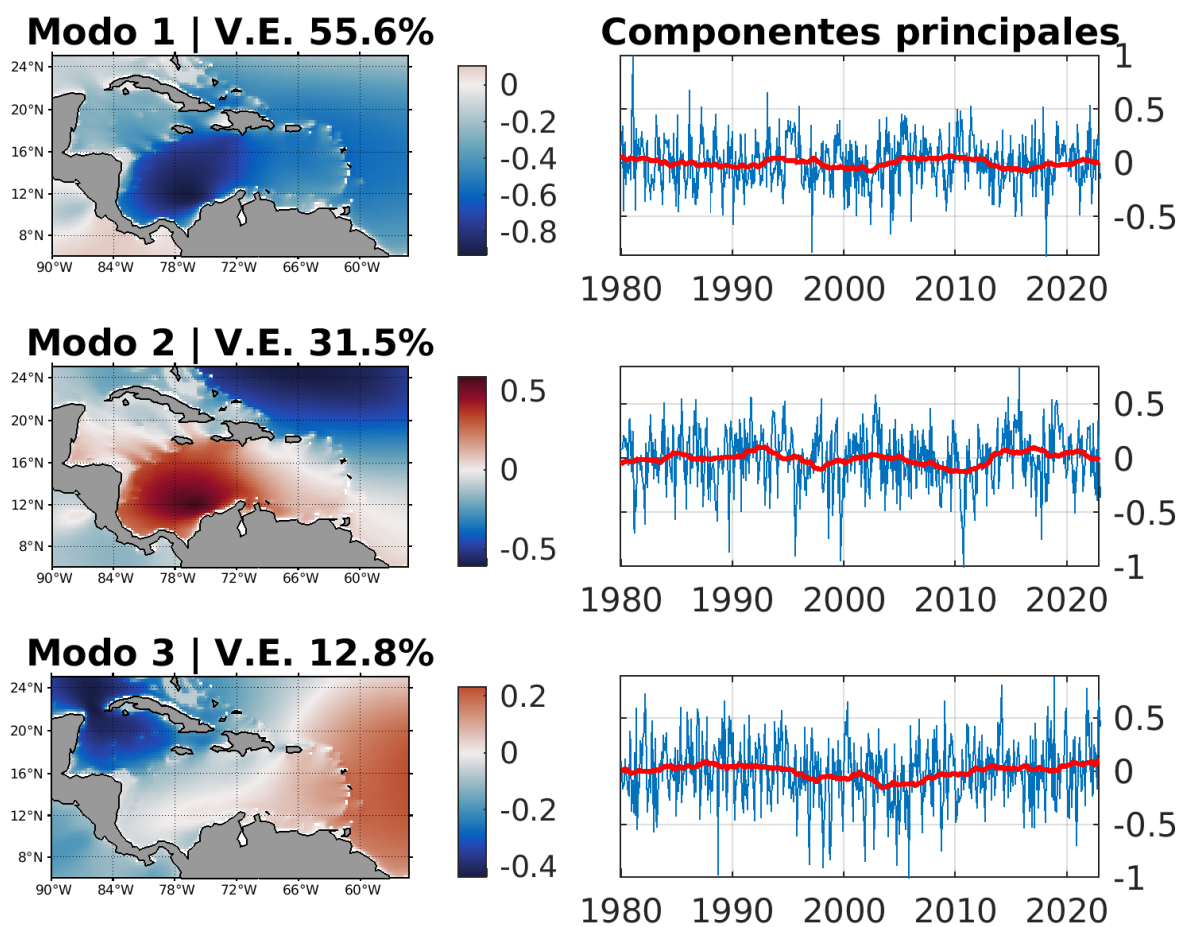
**Figura 58.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $P_w$  en la región MEI del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.



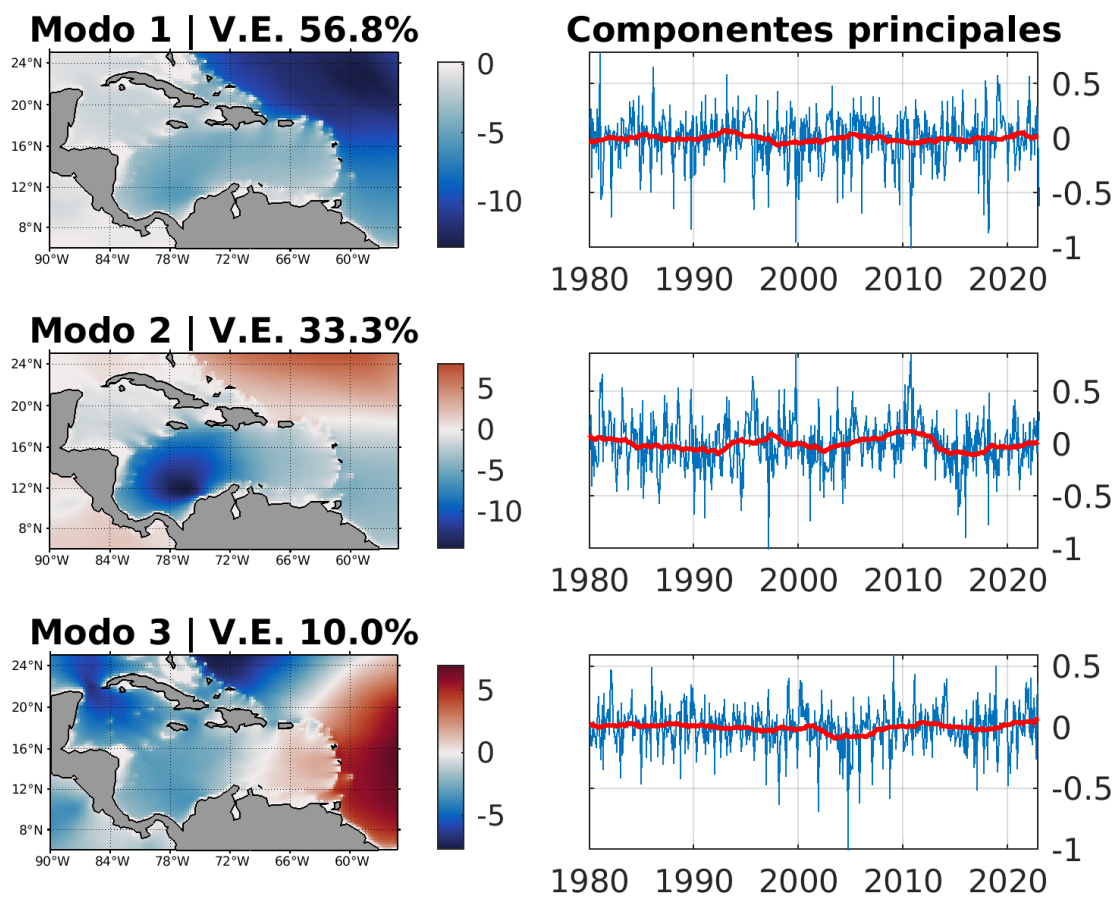
**Figura 59.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $P_w$  en toda la cuenca del Pacífico. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.



**Figura 60.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $U_{10}$  en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.



**Figura 61.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $H_s$  en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años. Note que esta figura es idéntica a la figura 35, pero se agrega aquí con el fin de completar la información en este anexo.



**Figura 62.** Patrones espaciales de los 3 primeros modos (columna a la izquierda) y sus respectivas componentes principales (columna a la derecha) calculados para los campos de  $P_w$  en la región del Caribe. Las líneas rojas en las componentes principales corresponde al promedio móvil utilizando una ventana de 5 años.