Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe

Dinámicas, tendencias y variabilidad climática

NACIONES UNIDAS

CEPAL

MINISTERIO DE ASUNTOS EXTERIORES Y DE COOPERACIÓN

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y MEDIO RURAL Y MARINO

UC UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

IH cantabria INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe

DINÁMICAS, TENDENCIAS Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA

Alicia Bárcena
Secretaria Ejecutiva

Antonio Prado
Secretario Ejecutivo Adjunto

Joseluis Samaniego
Director
División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos

Ricardo Pérez
Director
División de Documentos y Publicaciones

Las opiniones expresadas en este documento son de exclusiva responsabilidad de los autores y pueden no coincidir con las de las Organizaciones participantes.
Los límites y los nombres que figuran en este mapa no implican su apoyo o aceptación oficial por las Naciones Unidas.

Esta publicación puede obtenerse dirigiéndose a:
División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos de la CEPAL, página web: www.cepal.org/dmaah

Foto portada © Gabriel Barajas Ojeda
Publicación de las Naciones Unidas

LC/W.447
Copyright © Naciones Unidas, diciembre de 2011. Todos los derechos reservados
Impreso en Naciones Unidas, Santiago de Chile

Los Estados miembros y sus instituciones gubernamentales pueden reproducir esta obra sin autorización previa. Solo se les solicita que mencionen la fuente e informen a las Naciones Unidas de tal reproducción.

Efectos del cambio climático en la costa
de América Latina y el Caribe

Dinámicas, tendencias y variabilidad climática

NACIONES UNIDAS

CEPAL

MINISTERIO
DE ASUNTOS EXTERIORES
Y DE COOPERACIÓN

MINISTERIO
DE MEDIO AMBIENTE
Y MEDIO RURAL Y MARINO

UC UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

IH cantabria
INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

Este documento fue elaborado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria bajo la dirección del proyecto de Iñigo Losada Rodríguez, la coordinación de Fernando J. Méndez Incera y la participación de los investigadores Borja González Reguero, Sonia Castanedo Bárcena, Gabriel Díaz Hernández, Raúl Medina Santamaría, Pedro Díaz Simal, Bárbara Ondiviela Eizaguirre, Roberto Mínguez Solana, Ana J. Abascal Santillana, Antonio Espejo Hermosa, Cristina Izaguirre Lasa, Paula Camus Braña, Oscar García Aguilar, Pino González-Riancho Calzada, Melisa Menéndez García, José Antonio Juanes de la Peña y Antonio Tomás Sampedro. Por parte de la CEPAL el equipo que coordinó y supervisó el estudio fue Carlos de Miguel, Oficial de Asuntos Ambientales, José Javier Gómez, Oficial de Asuntos Económicos, Karina Martínez y Mauricio Pereira, Asistentes de investigación, todos ellos de la División de Desarrollo Sostenible y Asentamientos Humanos. Este documento forma parte del estudio regional de los efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe, financiado por el Gobierno de España mediante el Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación y del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

Se agradece especialmente el apoyo del personal de la Oficina Española de Cambio Climático del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino de España, en particular de Paz Valiente, Ana Pintó, José Ramón Picatoste y Alfonso Gutiérrez.

Además se agradece la colaboración de Felipe Fernández Pérez, Sheila Abad Herrero, Patricia Fernández Quintana, Felipe Maza y Nabil Kakeh Burgada, técnicos del Instituto de Hidráulica de Cantabria, y los comentarios de Rodrigo Cienfuegos, investigador del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la Pontificia Universidad Católica de Chile.

Índice

Glosario **19**

1. Introducción **25**
1.1. Contexto 25
1.2. Exposición de motivos 26
1.3. Objetivos del estudio 28
1.4. Zona de estudio 28
1.4.1. Descripción de la zona de estudio 29
1.5. Objetivos y estructura del documento 31

2. Fuentes de información y bases de datos **33**
2.1. Introducción 33
2.2. Bases de datos de información existente 35
2.2.1. Datos del Nivel Medio del Mar global (NMM) 35
2.2.2. Datos de Marea Astronómica (MA) 38
2.2.3. Datos de salinidad (Salinity, SAL) 39
2.2.4. Datos de temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature SST) 39
2.2.5. Bases de datos de presión y viento 40
2.2.6. Bases de datos de registros instrumentales de oleaje 41
2.2.7. Bases de datos de registros instrumentales del nivel del mar 42
2.2.8. Temperatura del aire 43
2.2.9. Bases de datos de proyecciones del nivel medio del mar 43
2.2.10. Bases de datos de proyecciones de modelos climáticos 46

3. Dinámicas costeras en América Latina y el Caribe **49**
3.1. Dinámicas Meteo-Oceanográficas 49
3.1.1. Nivel Medio del Mar 49
3.1.2. Salinidad 51
3.1.3. Temperatura del mar en Superficie 51
3.1.4. Temperatura del Aire 52
3.1.5. Viento 54
3.2. Dinámicas Costeras 56
3.2.1. Oleaje 56
3.2.2. Marea Astronómica 65
3.2.3. Marea Meteorológica 68

3.3. Eventos Extremos 70
3.3.1. Oleaje 71
3.3.2. Marea Meteorológica 73
3.4. Análisis de los huracanes 74
3.5. Conclusiones de las dinámicas costeras en América Latina y el Caribe 80

4. Métodos para evaluar las tendencias de largo plazo 81
4.1. Métodos de evaluación de la variación a largo plazo de una variable 81
4.2. Técnicas para analizar las tendencias de largo plazo 83
4.3. Técnicas aproximadas para determinar la variación de una variable en función de la variación de otra 88

5. Tendencias de las dinámicas en América Latina y el Caribe 91
5.1. Situación actual y conocimiento actual sobre el cambio en la región de América Latina y el Caribe 91
5.2. Tendencias en las dinámicas meteo-oceanográficas 93
5.2.1. Tendencias del Nivel Medio del Mar (Sea Level Rise) 93
5.2.2. Tendencias en el Nivel Medio del Mar Relativo (Relative Sea Level Rise) 101
5.2.3. Tendencias en la Salinidad 103
5.2.4. Tendencias de Temperatura Superficial del Mar 108
5.2.5. Tendencias de la Temperatura del Aire 114
5.2.6. Tendencias del viento 121
5.3. Tendencias en las dinámicas costeras 125
5.3.1. Tendencias en el oleaje 125
5.4. Tendencias en los eventos extremos 134
5.4.1. Tendencias en los eventos extremos de oleaje 134
5.4.2. Tendencias en los eventos extremos de marea meteorológica 143
5.5. Resumen de las tendencias 146

6. Análisis de la variabilidad climática interanual de las dinámicas en América Latina y el Caribe 149
6.1. Introducción 149
6.2. Técnicas estadísticas para analizar la variabilidad climática de los agentes 150
6.3. Descripción de los índices climáticos analizados 152
6.4. Resultados 161
6.4.1. Resultados de Correlación con índices climáticos contemporáneos 161
6.4.2. Análisis de desfase temporal (Correlación cruzada) 170
6.5. Resumen de la variabilidad climática interanual de las dinámicas 175

7. Conclusiones generales 177

Bibliografía 179

Anexo 1. Metodología, resultados y validación de la obtención de las bases de datos de las dinámicas costeras generadas por IHC 185

Anexo 2. Huracanes 219

Índice de figuras

Figura 1.1 Zona de estudio....29
Figura 1.2 Subida del nivel del mar global (GMSL) desde 1870 a 2008....35
Figura 1.3 Nivel medio del mar en cinco registros del planeta....37
Figura 1.4 Mapa de la componente de marea M2 calculada con el modelo TPXO....38
Figura 1.5 ERSST.v3b, anomalía anual desde 1880-2009 desde 60°S a 60°N con 95% de confianza....40
Figura 1.6 Vientos máximos del reanálisis NCEP a 10m de la superficie desde 1998 a 2008....41
Figura 1.7 Datos de satélite adquiridos para el estudio de América Latina y el Caribe....41
Figura 1.8 Boyas utilizadas en la validación de los datos de Oleaje (GOW)....42
Figura 1.9 Mareógrafos disponibles en el área de estudio procedentes del centro UHSLC ..43
Figura 1.10 Escenarios de subida del nivel medio del mar....44
Figura 1.11 Comparación entre resultados de modelos de escenarios del IPCC y valores instrumentales....45
Figura 1.12 Proyección de ascenso del nivel medio del mar de 1990 a 2100, basado en las proyecciones de temperatura de los escenarios A2, B1 y A1F1....46
Figura 1.13 Modelos climáticos AOGCM disponibles del IPCC-AR4....47
Figura 1.14 Influencia del índice NIÑO3 en las anomalías mensuales del nivel del mar....48
Figura 1.15 Estacionalidad del nivel medio del mar a escala global....50
Figura 1.16 Estacionalidad del nivel medio del mar en América Latina y el Caribe....50
Figura 1.17 Estacionalidad de la salinidad a escala global....51
Figura 1.18 Estacionalidad de la temperatura superficial del mar a escala global....51
Figura 1.19 Estacionalidad de la temperatura superficial del mar en América Latina y el Caribe....52
Figura 1.20 Estacionalidad de la temperatura superficial global....53
Figura 1.21 Estacionalidad de la temperatura superficial en América Latina y el Caribe....53
Figura 1.22 Patrón de circulación global de vientos teórica y real en América....54
Figura 1.23 Cuantil de 0,9 de la velocidad del viento entre 1948 y 2008....54
Figura 1.24 Velocidad media del viento estacional entre 1948 y 2008....55
Figura 1.25 Dirección media de la potencia eólica entre 1948 y 2008....56
Figura 1.26 Altura de ola significante media estacional....57
Figura 1.27 Altura de ola significante máxima estacional....58
Figura 1.28 Dirección del Flujo Medio de Energía....59
Figura 1.29 Altura de ola significante superada de media 12 horas al año desde 1948 a 2008....60
Figura 1.30 Descripción del clima marítimo en un punto de la costa de Argentina....61
Figura 1.31 Descripción del clima marítimo en un punto de la costa de Chile....62

Figura 1.32 Descripción del clima marítimo en un punto de la costa de Perú 63
Figura 1.33 Descripción del clima marítimo en un punto de la costa de México 64
Figura 1.34 Gráfico de estados del mar representativos en una red SOM para un punto de México 65
Figura 1.35 Nivel máximo alcanzado por la marea astronómica desde 1948 a 2008 66
Figura 1.36 Cuantil 0,9 de marea astronómica desde 1948 a 2008 67
Figura 1.37 Carrera de marea astronómica 67
Figura 1.38 Cuantil medio 0,90 de marea meteorológica desde 1948 a 2008 68
Figura 1.39 Cuantil medio 0,99 de marea meteorológica desde 1948 a 2008 69
Figura 1.40 Rango de variación mensual del cuantil 0,99 de marea meteorológica desde 1948 69
Figura 1.41 Forma de la Distribución Generalizada de Extremos (GEV) según el parámetro de forma 70
Figura 1.42 Altura de ola significante de periodo de retorno 50 años en el año horizonte 2010 71
Figura 1.43 Altura de ola significante de periodo de retorno 500 años en el año horizonte 2010 (valor medio) 72
Figura 1.44 Parámetro de forma obtenido en el análisis de extremos de altura de ola significante 72
Figura 1.45 Marea meteorológica de periodo de retorno 50 años en el año 2010 73
Figura 1.46 Parámetro de forma obtenido en el análisis de extremos de altura de ola significante 74
Figura 1.47 Serie de presión y velocidad del viento del forzamiento utilizado en el modelo WW3, y los datos medidos por la boya NOAA-42001, para el huracán Katrina (2005) 75
Figura 1.48 Posición e intensidad histórica (54 años) de los huracanes analizados en el presente estudio 75
Figura 1.49 Mapa de posición y nombre de las boyas tipo NDBC del National Data Buoy Center de la NOAA 76
Figura 1.50 Comparación de las series horarias de presión para el modelo HURAC-Hydromet-Rankin Vortex (1980), dato de las boya y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Katrina (2005) en diversas boyas analizadas, así como trayectoria seguida y mapa espacial del campo de presiones en un determinado instante 77
Figura 1.51 Comparación de las series horarias de viento para el modelo de HURAC-Bretschneider (1990), datos de las boya y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Katrina (2005) en dos de las boyas analizadas, junto a campo de vientos en un determinado instante del huracán 78
Figura 1.52 Mapa de altura de ola significante para el huracán Katrina, modelo del SPM-modificado (1984) (27-agosto de 2005 a las 17.00 horas) 79
Figura 1.53 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para altura de ola significante, en los puntos de control analizados 79

Figura 1.54 Esquema de las técnicas para obtener las distribuciones de los agentes.....82
Figura 1.55 Esquema del eje del tiempo y metodología utilizada en cada horizonte temporal.....82
Figura 1.56 Esquema de tendencia estadística de largo plazo.....84
Figura 1.57 Esquema de tendencia estadística de largo plazo. Probabilidad de excedencia sobre un umbral.....85
Figura 1.58 Esquema del proceso de cálculo de las tendencias mediante la técnica Trend-EOFs.....86
Figura 1.59 Esquema del proceso de comprobación de la significancia estadística en el cálculo de las tendencias.....86
Figura 1.60 Cambios en la función de densidad del agente X en la media y en la dispersión.....87
Figura 1.61 Simulación con modelo ARMA de la distribución de densidad en los próximos 35 años.....88
Figura 1.62 Gráfica explicativa del procedimiento del método de las perturbaciones.....89
Figura 1.63 Representación del método probabilístico para la determinación de la distribución de una variable en un análisis de tendencias.....90
Figura 1.64 Cambios de la temperatura según modelos climátológicos.....92
Figura 1.65 Tendencias observadas y simuladas según regiones del mundo de la anomalía de temperatura superficial terrestre.....92
Figura 1.66 Tendencia y reconstrucción obtenida para el nivel medio del mar global.....93
Figura 1.67 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe del Nivel Medio del Mar mediante el ajuste de tendencias locales.....94
Figura 1.68 Tipo de tendencia obtenida en el ajuste local a escala global.....95
Figura 1.69 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe del Nivel Medio del Mar mediante el ajuste de la técnica Trend-EOF.....96
Figura 1.70 Tendencias obtenidas para un punto de la costa Atlántica.....97
Figura 1.71 Tendencias obtenidas para un punto de la costa Pacífica.....97
Figura 1.72 Tendencia media del Nivel Medio del Mar en los periodos 2010-2040 y 2040-2070.....98
Figura 1.73 Valor medio e incertidumbre asociada del nivel medio del mar en el año horizonte 2040.....99
Figura 1.74 Valor medio e incertidumbre asociada del nivel medio del mar en el año horizonte 2070.....99
Figura 1.75 Comparación de los niveles esperados por subida del nivel medio del mar para los horizontes 2040 y 2070 y la sobrelevación producida en el nivel medio durante el Niño de 1998.....100
Figura 1.76 Tendencia media de subsidencia en el periodo 2010-2070.....100
Figura 1.77 Tendencia media del nivel medio del mar relativo en el periodo 2010-2040 y 2040-2070.....102
Figura 1.78 Valor medio e incertidumbre asociada del nivel medio del mar relativo en el año horizonte 2040.....102

Figura 1.79 Valor medio e incertidumbre asociada de nivel medio del mar relativo en el año horizonte 2070 103
Figura 1.80 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe de la salinidad (a 5 m de profundidad) mediante el ajuste de tendencias local 104
Figura 1.81 Tipo de tendencia obtenida en el ajuste local a escala global de la salinidad 104
Figura 1.82 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe de la salinidad (a 5 m de profundidad) mediante el ajuste de la técnica Trend-EOF 105
Figura 1.83 Tendencias de salinidad obtenidas para un punto de la costa de América Latina y el Caribe 106
Figura 1.84 Tendencias de salinidad obtenidas para un punto de la costa de América Latina y el Caribe 106
Figura 1.85 Tendencia media de la salinidad en los periodos 2010-2040 y 2040-2070 107
Figura 1.86 Valor medio e incertidumbre asociada en la salinidad en el año horizonte 2040 107
Figura 1.87 Valor medio e incertidumbre asociada en la salinidad en el año horizonte 2070 108
Figura 1.88 Tendencia y reconstrucción obtenida para la anomalía de temperatura del mar en superficie global 108
Figura 1.89 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe de la temperatura superficial del mar mediante el ajuste de tendencias local 109
Figura 1.90 Tipo de tendencia obtenida en el ajuste local a escala global de la temperatura superficial del mar 109
Figura 1.91 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe de la temperatura superficial del mar mediante el ajuste de la técnica Trend-EOF 110
Figura 1.92 Tendencias de temperatura superficial del mar obtenidas para un punto de la costa de América Latina y el Caribe 111
Figura 1.93 Tendencias de temperatura superficial del mar obtenidas para un punto de la costa de América Latina y el Caribe 111
Figura 1.94 Tendencia media de la temperatura superficial del mar en los periodos 2010-2040 y 2040-2070 112
Figura 1.95 Valor medio e incertidumbre de la temperatura superficial del mar (SST) en el año horizonte 2040 113
Figura 1.96 Valor medio e incertidumbre de la temperatura superficial del mar (SST) en el año horizonte 2070 113
Figura 1.97 Grado de confianza (escala IPCC) sobre un aumento de la temperatura superficial del mar de 1ºC para distintos años horizonte 114
Figura 1.98 Tendencia y reconstrucción obtenida para la anomalía de temperatura del aire en superficie global 115

Figura 1.99 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y de América Latina y el Caribe de la temperatura del aire en superficie mediante el ajuste de tendencias local 115
Figura 1.100 Tipo de tendencia obtenida en el ajuste local a escala global para la temperatura del aire en superficie 116
Figura 1.101 Patrón espacial de la tendencia media a escala global y deAmérica Latina y el Caribe para la temperatura del aire en superficie mediante el ajuste de la técnica Trend-EOF 116
Figura 1.102 Tendencias de temperatura del aire en superficie obtenidas para un punto de América Latina y el Caribe 117
Figura 1.103 Tendencias de temperatura del aire en superficie obtenidas para un punto de la costa de América Latina y el Caribe 117
Figura 1.104 Tendencia lineal media equivalente de la temperatura del aire en superficie entre 2010-2040 y 2040-2070 118
Figura 1.105 Variación de la temperatura del aire en superficie e incertidumbre asociada en 2040 118
Figura 1.106 Variación de la temperatura del aire en superficie e incertidumbre asociada en 2070 119
Figura 1.107 Probabilidad de un aumento de la temperatura del aire en superficie de 1ºC en las costas de América Latina y el Caribe en la actualidad y en los años horizonte 2040, 2050 y 2070 120
Figura 1.108 Tendencia media del cuantil 0,9 de la velocidad del viento a 10 m entre 2010 y 2070 121
Figura 1.109 Variación del cuantil 0,9 de la velocidad del viento a 10 m e incertidumbre asociada en 2040 122
Figura 1.110 Variación del cuantil 0,9 de la velocidad del viento a 10 m e incertidumbre asociada en 2070 122
Figura 1.111 Esquema de los cuatro sectores direccionales considerados en el análisis de la dirección del viento 123
Figura 1.112 Tendencia media de giro de la dirección de la potencia eólica entre 2010 y 2070 para los cuatro sectores: Norte, Este, Sur y Oeste 124
Figura 1.113 Tendencia media de la altura de ola significante superada 12 horas al año (Hs_{12}) entre 2010 y 2070 125
Figura 1.114 Variación de la altura de ola significante superada 12 horas al año e incertidumbre asociada en 2040 126
Figura 1.115 Variación de la altura de ola significante superada 12 horas al año e incertidumbre asociada en 2070 126
Figura 1.116 Probabilidad de superar un aumento de 0,5 m de (Hs_{12}) en la actualidad y en los años horizonte 2040, 2050 y 2070 127
Figura 1.117 Tendencia media de la altura de ola significante media mensual entre 2010 y 2070 129
Figura 1.118 Variación de la altura de ola significante media mensual e incertidumbre asociada en 2040 130

Figura 1.119 Variación de la altura de ola significante media mensual e incertidumbre asociada en 2070 130
Figura 1.120 Probabilidad de superar un aumento de 0,2 m de la altura significante media mensual en la actualidad y en los años horizonte 2040, 2050 y 2070 131
Figura 1.121 Tendencia media de giro del flujo medio de energía entre 2010 y 2070 132
Figura 1.122 Variación de la dirección del flujo medio de energía e incertidumbre asociada en 2040 133
Figura 1.123 Variación de la dirección del flujo medio de energía e incertidumbre asociada en 2070 133
Figura 1.124 Tendencia anual de largo plazo de los extremos de oleaje en 2010-2040 135
Figura 1.125 Tendencia estacional de largo plazo de los extremos de oleaje 136
Figura 1.126 Altura de ola significante de periodo de retorno 50 años en el año horizonte 2040 y 2070 137
Figura 1.127 Altura de ola significante de periodo de retorno 500 años en el año horizonte 2040 (valor medio) 137
Figura 1.128 Variación esperable del periodo de retorno de 500 años en el año 2040 138
Figura 1.129 Localización de los cinco puntos donde se ha realizado el análisis comparativo de los extremos de oleaje por efecto del cambio climático, en términos de periodo de retorno y altura de ola asociada 139
Figura 1.130 Funciones de densidad de probabilidad obtenidas para un punto de la costa de América Latina y el Caribe (Baja California) 140
Figura 1.131 Probabilidad asociada a la excedencia sobre 7 m de altura de ola significante y periodo de retorno asociados en un punto de América Latina y el Caribe (Baja California) 141
Figura 1.132 Marea meteorológica asociada a un periodo de retorno de 50 años en el año 2040 144
Figura 1.133 Tendencia anual de largo plazo en los extremos de marea meteorológica en 2010-2040 144
Figura 1.134 Tendencia de largo plazo estacional de marea meteorológica 145
Figura 1.135 Serie temporal del índice climático AO 152
Figura 1.136 Serie temporal del índice climático SAM 153
Figura 1.137 Anomalías de presión en el Pacífico bajo situaciones de Niño y Niña 154
Figura 1.138 Esquema de la situación de vientos y estructura oceánica en condiciones normales del fenómeno ENSO en los meses de diciembre a febrero 155
Figura 1.139 Esquema de la situación de vientos y estructura oceánica en fase Niño y fase Niña 155
Figura 1.140 Regiones de medida de los índices Niño 156
Figura 1.141 Serie temporal del índice climático SOI 157
Figura 1.142 Serie temporal del índice climático NIÑO3 157
Figura 1.143 Serie temporal del índice climático AMO 158
Figura 1.144 Serie temporal del índice climático NTA 159

Figura 1.145 Zonas geográficas de los índices CAR, NTA y TSA 159
Figura 1.146 Serie temporal del índice climático TSA 160
Figura 1.147 Serie temporal del índice climático CAR 160
Figura 1.148 Correlación del percentil 0,95 de la altura de ola significante con diversos índices climáticos 162
Figura 1.149 Correlación de la altura significante media mensual con los índices: SOI, CAR, NTA 163
Figura 1.150 Correlación de la altura significante máxima mensual con los índices: SOI, TSA, NTA 164
Figura 1.151 Correlación de la dirección del flujo medio de energía del oleaje con los índices: NIÑO3, TSA, SAM y NTA 165
Figura 1.152 Correlación por desviación típica (grados positivos en sentido horario) de la dirección del Flujo Medio de Energía mensual del oleaje con los índices: NIÑO3 (izquierda-superior), TSA, SAM y NTA 166
Figura 1.153 Correlación del nivel del mar con los índices: NIÑO3, CAR, AMO, TSA, SOI y NTA 167
Figura 1.154 Correlación por desviación típica del Nivel del mar con los índices: NIÑO3, CAR, AMO, TSA, SOI y NTA 168
Figura 1.155 Correlación del cuantil 0,95 de marea meteorológica con los índices: AMO, NTA, SOI, NIÑO3, CAR 169
Figura 1.156 Análisis de correlación cruzada de una de las variables con el índice: NIÑO3 – Punto: 363 y con el índice SOI – Punto 450 170
Figura 1.157 Desfase temporal de la correlación máxima del percentil 0,95 de altura de ola significante con los distintos índices climáticos 171
Figura 1.158 Desfase temporal de la correlación de la dirección del flujo medio de energía del oleaje con los distintos índices climáticos 172
Figura 1.159 Desfase temporal de la correlación del nivel medio del mar con los distintos índices climáticos 173
Figura 1.160 Desfase temporal de la correlación del cuantil 0,95 de marea meteorológica con los distintos índices climáticos 174
Figura 1.161 Malla global del reanálisis GOW 186
Figura 1.162 Mallas de detalle de reanálisis de oleaje en América Latina y el Caribe y resolución espacial de las mismas 187
Figura 1.163 Trayectorias históricas de huracanes en el Atlántico y en el Pacífico Nordeste 188
Figura 1.164 Boyas de oleaje utilizadas para la validación de la malla global del reanálisis GOW 189
Figura 1.165 Validación en la boya NOAA 46003. Región: Pacífico Norte. Malla Global 189
Figura 1.166 Validación en la boya NOAA 46005. Región: Pacífico Norte. Malla Global 190
Figura 1.167 Validación en la boya de Silleiro indefinidas (OPPE). Región: Atlántico Norte. Malla Global 190

Figura 1.168 Validación en la boya de Bilbao indefinidas (OPPE). Región: Atlántico Norte. Malla Global 191
Figura 1.169 Series temporales de altura de ola y periodo de pico en la boya 41043 de la NOAA, al Norte de la isla de Puerto Rico 192
Figura 1.170 Gráficos de dispersión y cuantiles para las boyas 41043, 32302 y 41040 193
Figura 1.171 Error medio cuadrático entre el reanálisis GOW y datos de satélite. Periodo: Marzo a Mayo 2000 193
Figura 1.172 Datos de satélite adquiridos para el estudio 194
Figura 1.173 Selección de datos de satélite en torno a un punto de la costa pacífica de México, utilizando un criterio de búsqueda desde tierra 195
Figura 1.174 Identificación de *outliers* en la calibración del oleaje 195
Figura 1.175 Rosa de calibración en función de la dirección del oleaje con intervalo de confianza del 95% 196
Figura 1.176 Gráficos de cuantiles del reanálisis de oleaje y de los datos de satélite 197
Figura 1.177 Ejemplos de transformación de la calibración en los cuantiles de altura de ola 197
Figura 1.178 Efecto espacial de la calibración. Valores de los índices RMSE (Error Cuadrático Medio) y Scatter Index en el oleaje global, antes y después de las correcciones 198
Figura 1.179 Batimetría utilizada en la generación de reanálisis de marea meteorológica en la zona de estudio. Malla 1 (resolución: 1/4º) 200
Figura 1.180 Resultados del reanálisis GOS de elevación de la superficie libre debida a marea meteorológica para la fecha 17/12/1992. Zona Golfo de México y Caribe 201
Figura 1.181 Resultados del reanálisis GOS de elevación de la superficie libre debida a marea meteorológica para la fecha 17/12/1992. Zona América del Sur 202
Figura 1.182 Localización y nombre de los mareógrafos 203
Figura 1.183 Comparación de la serie de marea meteorológica del reanálisis GOS con el mareógrafo h775A localizado en el Golfo de México 203
Figura 1.184 Comparación de la serie de marea meteorológica del reanálisis GOS con el mareógrafo h280A localizado en la costa del Atlántico 204
Figura 1.185 Comparación de la serie de marea meteorológica del reanálisis GOS con el mareógrafo h281A localizado en la costa del Atlántico 204
Figura 1.186 Comparación de la serie de marea meteorológica del reanálisis GOS con el mareógrafo h567A localizado en la costa del Pacífico 205
Figura 1.187 Comparación de la serie de marea meteorológica del reanálisis GOS con el mareógrafo h081A localizado en la costa del Pacífico 205
Figura 1.188 Comparación de la serie de marea meteorológica del reanálisis GOS con el mareógrafo h287A localizado el sur de Chile 206
Figura 1.189 Localización de los puntos a lo largo de la costa de América Latina y el Caribe en los que se ha calculado la marea astronómica 207
Figura 1.190 Localización de los mareógrafos 208

Figura 1.191 Validación en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en el Caribe 209
Figura 1.192 Validación en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en Centroamérica 210
Figura 1.193 Validación en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en la costa del Pacífico 210
Figura 1.194 Validación en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en la costa del Atlántico 211
Figura 1.195 Valor medio del error medio cuadrático de los residuos 211
Figura 1.196 Diagrama de dispersión en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en el Caribe 212
Figura 1.197 Diagrama de dispersión en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en Centroamérica 212
Figura 1.198 Diagrama de dispersión en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en la costa del Pacífico 213
Figura 1.199 Diagrama de dispersión en un punto de la costa América Latina y el Caribe localizado en la costa del Atlántico 213
Figura 1.200 Valor del coeficiente de correlación R^2 214
Figura 1.201 Marea astronómica en el periodo 1948-2100 en un punto localizado en la costa del Caribe 215
Figura 1.202 Marea astronómica en el periodo 1948-2100 en un punto localizado en el Pacífico 215
Figura 1.203 Marea astronómica en el periodo 1948-2100 en un punto localizado en el Atlántico 216
Figura 1.204 Amplitud máxima de la marea astronómica en el periodo 1948-2100 216
Figura 1.205 Serie de presión y velocidad del viento del forzamiento utilizado en el modelo WW3 y los datos medidos por la boya NOAA-42001, para el huracán Katrina (2005) 220
Figura 1.206 Posición e intensidad histórica (54 años) de los huracanes analizados en el presente estudio 221
Figura 1.207 Ejemplo del mapa de presiones obtenidas con el modelo Hydromet-Rankin Vortex (1980) 223
Figura 1.208 Mapa de variación de la presión atmosférica para el huracán Katrina (27-agosto de 2005 a las 17.00 horas) 224
Figura 1.209 Mapa de variación de la presión atmosférica para el huracán Kenna (24-octubre de 2002 a las 09.00 horas) 225
Figura 1.210 Mapa de posición y nombre de las boyas tipo NDBC del National Data Buoy Center de la NOAA 225
Figura 1.211 Comparación de las series horarias de presión para el modelo HURAC-Hydromet-Rankin Vortex (1980), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Katrina (2005) 227
Figura 1.212 Comparación de las series horarias de presión para el modelo HURAC-Hydromet-Rankin Vortex (1980), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Gilbert (1988) 228

Figura 1.213 Comparación de las series horarias de presión para el modelo HURAC-Hydromet-Rankin Vortex (1980), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Mitch (1998) 228

Figura 1.214 Comparación de las series horarias de presión para el modelo HURAC-Hydromet-Rankin Vortex (1980), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Wilma (2005)....229

Figura 1.215 Comparación de las series horarias de presión para el modelo HURAC-Hydromet-Rankin Vortex (1980), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Ike (2008)....230

Figura 1.216 Ejemplo del mapa de viento obtenido con el modelo de Bretschneider (1990) ...232

Figura 1.217 Mapa de variación del viento para el huracán Katrina (27-agosto de 2005 a las 17.00 horas) 233

Figura 1.218 Mapa de variación del viento para el huracán Kenna (24-octubre de 2002 a las 11.00 horas) 233

Figura 1.219 Comparación de las series horarias de viento para el modelo de HURAC-Bretschneider (1990), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Katrina (2005) 234

Figura 1.220 Comparación de las series horarias de viento para el modelo de HURAC-Bretschneider (1990), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Gilbert (1988) 235

Figura 1.221 Comparación de las series horarias de viento para el modelo de HURAC-Bretschneider (1990), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Mitch (1998) 235

Figura 1.222 Comparación de las series horarias de viento para el modelo de HURAC-Bretschneider (1990), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Wilma (2005)....236

Figura 1.223 Comparación de las series horarias de viento para el modelo de HURAC-Bretschneider (1990), datos de las boyas y reanálisis NCEP/NCAR, para el huracán Ike (2008)....237

Figura 1.224 Mapa de altura de ola significante para el huracán Katrina, modelo de Bretschneider (1990) (27-agosto de 2005 a las 17.00 horas)....239

Figura 1.225 Mapa de altura de ola significante para el huracán Katrina, modelo de Young (1988) (27-agosto de 2005 a las 17.00 horas) 240

Figura 1.226 Mapa de batimetría empleada para el modelo del SPM-modificado (1984) 241

Figura 1.227 Mapa de altura de ola significante para el huracán Katrina, modelo del SPM-modificado (1990) (27-agosto de 2005 a las 17.00 horas) 242

Figura 1.228 Comparación de las series horarias de Hs y Tp para los modelos: Bretschneider (1990), Young (1988), SPM-modificado, datos de las boyas y datos de la base de datos GOW, para el huracán Katrina (2005)....243

Figura 1.229 Comparación de las series horarias de Hs y Tp para los modelos: Bretschneider (1990), Young (1988), SPM-modificado, datos de las boyas y datos de la base de datos GOW, para el huracán Gilbert (1988)....244

Figura 1.230 Comparación de las series horarias de Hs y Tp para los modelos: Bretschneider (1990), Young (1988), SPM-modificado, datos de las boyas y datos de la base de datos GOW, para el huracán Charley (2004)....245

Figura 1.231 Comparación de las series horarias de Hs y Tp para los modelos: Bretschneider (1990), Young (1988), SPM-modificado, datos de las boyas y datos de la base de datos GOW, para el huracán Wilma (2005) 246

Figura 1.232 Comparación de las series horarias de Hs y Tp para los modelos: Bretschneider (1990), Young (1988), SPM-modificado, datos de las boyas y datos de la base de datos GOW, para el huracán Ike (2008).....247

Figura 1.233 Un vehículo es arrastrado en los Estados Unidos de Norteamérica por la marea meteorológica del huracán Gustav en 2008 248

Figura 1.234 Ejemplo de un evento bidimensional huracán en una playa y su efecto asociado de aumento de nivel del mar *(storm surge)* y oleaje.....249

Figura 1.235 Esquema del corte batimétrico y marea meteorológica a lo largo del transecto 250

Figura 1.236 Mapa de viento para el huracán Katrina del 28-agosto de 2005 a las 17.00 horas, y datos de batimetría, viento y marea meteorológica debida a la acción del viento a lo largo del transecto hacia el punto de control.....252

Figura 1.237 Mapa de viento para el huracán Katrina del 28-agosto de 2005 a las 17.00 horas, y datos de batimetría, viento y marea meteorológica debida a la acción del viento a lo largo del transecto hacia el punto de control.....253

Figura 1.238 Mapa de marea meteorológica debida a la variación de la presión atmosférica, para el huracán Katrina del 27-agosto de 2005 a las 22.00 horas 255

Figura 1.239 Series comparativas de marea meteorológica obtenida con el modelo analítico y los datos del mareógrafo GESLA N° 242, para el huracán Katrina del 2005 ...256

Figura 1.240 Series comparativas de marea meteorológica obtenida con el modelo analítico y los datos de los mareógrafos GESLA N° 752 y 242, para el huracán Charley del 2004 256

Figura 1.241 Series comparativas de marea meteorológica obtenida con el modelo analítico y los datos de los mareógrafos GESLA N° 242 y 246, para el huracán Frances del 2003 257

Figura 1.242 Puntos de control analizados en el presente estudio, y mapas de viento y oleaje para los huracanes Kenna (2001) y Katrina (2005) respectivamente 258

Figura 1.243 Mapa de mínimos históricos (54 años de datos de huracanes) de presión atmosférica, en los puntos de control analizados 259

Figura 1.244 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para la velocidad del viento, en los puntos de control analizados 259

Figura 1.245 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para altura de ola significante, en los puntos de control analizados.....260

Figura 1.246 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para el periodo de pico del oleaje, en los puntos de control analizados 260

Figura 1.247 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para la marea meteorológica por presión, en los puntos de control analizados.....261

Figura 1.248 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para la marea meteorológica por viento, en los puntos de control analizados 261

Figura 1.249 Mapa de máximos históricos (54 años de datos de huracanes), para la marea meteorológica conjunta en los puntos de control analizados 262

Índice de cuadros

Cuadro 1.1 Esquema y documentos del proyecto 26
Cuadro 1.2 Bases de datos de información existente 34
Cuadro 1.3 Bases de datos generadas por IHC 35
Cuadro 1.4 Escenarios de subida del nivel medio del mar 44
Cuadro 1.5 Resumen de variables costeras contempladas en el estudio 49
Cuadro 1.6 Variación de la probabilidad (respecto a la de 2010) de superar 50 cm en el cambio de Hs_{12} en los años horizonte en diversos puntos de la región 128
Cuadro 1.7 Coordenadas geográficas (referencia: elipsoide WGS84) de los cinco puntos del análisis comparativos de extremos de oleaje 140
Cuadro 1.8 Variación de los periodos de retorno de 50, 100, 250 y 500 años, en los años 2040 y 2070, en cinco puntos de análisis 142
Cuadro 1.9 Variación de la altura de ola asociada los periodos de retorno de 50, 100, 250 y 500 años, en los años 2040 y 2070, en cinco puntos de análisis 142
Cuadro 1.10 Evolución del periodo de retorno de 50 años de altura de ola significante en varios puntos de estudio 142
Cuadro 1.11 Coordenadas geográficas de la localización de las boyas de la NOAA en el Atlántico/Caribe 226

Glosario

A1B	Escenario de cambio climático del IPCC de la familia A1
A2	Escenario de cambio climático del IPCC de la familia A2
ALyC	América Latina y el Caribe
AR4	Cuarto informe del IPCC (Assessment Report 4)
ARMA	Modelo autor-regresivo de media móvil (Auto-Regressive Mean Average model)
AMO	Oscilación multidecadal del Atlántico (Atlantic Multidecadal Oscillation)
AO	Oscilación del Ártico (Artic Oscillation)
AOGCM	Atmosphere-Ocean General Circulation Model
B1	Escenario de cambio climático del IPCC de la familia B1
BIAS	Sesgo
BODC	British Oceanographic Data Centre
C3A	Cambio Climático en las Costas de América Latina y el Caribe (nombre del proyecto)
CAR	Caribbean SST Index
CEPAL	Comisión Económica para América Latina y el Caribe
CEPALSTAT	Servicio de estadísticas de CEPAL (http://www.eclac.org/estadisticas/)
CI	Cota de inundación
CORR	Coeficiente de correlación de Pearson (0-1)
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
CSIRO	Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (www.csiro.au)
DEF	Diciembre – Enero – Febrero

DINAS	Dynamic and Interactive Assessment of National Regional and Global Vulnerability of Coastal Zones to Climate Change and Sea-Level Rise
DIVA	Dynamic Interactive Vulnerability Assessment
DMI	Dipole Mode Index
EA	Patrón del Este Atlántico (East Atlantic pattern)
EA/WR	Patrón del Este Atlántico-Oeste de Rusia (East Atlantic-Western Russian pattern)
ENOS / ENSO	El Niño-Oscilación del Sur (El Niño-Southern Oscillation)
EOFs / EOF	Función empírica ortogonal (Empirical Ortogonal Function)
EP/NP	Patrón del Pacífico Este-Pacífico Norte (East Pacific-North Pacific pattern)
ERS-2	Satélite europeo (Europe Remote Sensing 2)
ERSST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
ETOPO	Earth Topography Digital Dataset. A global relief model of Earth's surface that integrates land topography and ocean bathymetry.
FEM	Flujo de Energía Medio (del oleaje)
GCM	Modelo general de circulación (General Circulation Model)
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans
GEI	Gases de efecto invernadero
GEV	Función generalizada de extremos (Generalized extreme Value)
GIA	Ajuste glacial isostático (Glacial Isostatic Adjustment)
GFO	Satélite estadounidense (Geosat Follow-On)
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GMSL	Nivel medio del mar global (Global Mean Sea Level)
GODAS	Global Ocean Data Assimilation System
GOS	Base de datos de marea meteorológica (Global Ocean Surges)
GOT	Base de datos de marea astronómica (Global Ocean Tides)
GOW	Reanálisis de oleaje global de IH Cantabria (Global Ocean Waves)
GPD	Función Generalizada de Pareto (Generalized Pareto Distribution)
IHC	Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria
IH Cantabria	Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria
IOD	Dipolo del Océano Índico (Indian Ocean Dipole)
IPCC	Panel Intergubernamental de cambio Climático
ITCZ	Cinturón de calmas ecuatoriales
JJA	Junio – Julio – Agosto
JMA	Japan Meteorological Agency
MA	Marea Astronómica

MAM	Marzo – Abril – Mayo
MaxDiss	Método de selección por máxima disimilitud
MDA	Máximo Dominio de Atracción
MLE	Método de máxima verosimilitud (Maximum Likelihood Estimation)
MM	Marea meteorológica
MMA	Método de Máximo Anual
MMM	Método de Máximos Mensuales
MPIM	Max Planck Institute für Meteorologie
NAO	Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation)
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NMM	Nivel medio del mar
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPI	North Pacific Index
OECC	Oficina Española de Cambio Climático
OGCM	Modelo general de circulación oceánica
OMM	Organización Meteorológica Mundial
OPPE	Organismo Público Puertos del Estado
PCs	Componentes principales (Principal Components)
PDO	Oscilación multidecadal del Pacífico (Pacific Multidecadal Oscillation)
PNA	Patrón de Norte América-Pacífico (Pacific North American Index)
PNUMA	Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente
POT	Peak Over Threshold
PSMSL	Permanent Service for Mean Sea Level
QBO	Oscilación cuasi-bianual o “Vientos de Singapur” (Quasi-biennial Oscillation)
QQ	Cuantil-cuantil (Quantile-quantile)
R2	Coeficiente de regresión simétrica
RBF	Método de interpolación de funciones de base radial (Radial Basis Function)
REDEXT	Red de boyas en aguas profundas del OPPE
REDMAR	Red de mareógrafos del OPPE
RMSE	Error medio cuadrático de los residuos (Root Mean Square Error)
RSLR	Ascenso del nivel del mar relativo (Relative Sea Level Rise)
SAL	Salinidad

SAM	Oscilación del Antártico (Southern Annular Mode)
SAT	Temperatura del aire en superficie (Surface Air Temperature)
SCA	Patrón de Escandinavia (Scandinavian pattern)
SI	Índice de dispersión (Scatter Index)
SLP	Presión a nivel del mar (Sea level pressure)
SLR	Ascenso del nivel del mar (Sea Level Rise)
SOI	Southern Oscillation Index
SOM	Redes auto-organizativas (Self-organizing maps)
SON	Septiembre – Octubre – Noviembre
SPM	Shore Protection Manual
SST	Temperatura superficial del agua del mar(Sea Surface Temperature)
SWAN	Modelo numérico de propagación de oleaje (Simulating WAves Nearshore)
TEOF	Técnica de tendencias espaciales Trend-EOF
TOPEX/Poseidon	Satélite franco-estadounidense de oceanografía espacial (1997-2003)
TPXO	Global model of ocean tides based on altimetric data from the TOPEX/POSEIDON mission
TNA	Tropical North Atlantic Index
TSA	Tropical South Atlantic Index
UHSLC	University of Hawaii Sea Level Center
WAM	Modelo numérico de generación de oleaje (WAve Model)
WP	Índice del Pacífico Oeste (Western Pacific index)
WW III	Modelo numérico de generación de oleaje (Wave Watch III)

Lista de símbolos

β_{LT} Pendiente de la tendencia de largo plazo (eventos extremos)

CI Cota de Inundación

Dir Dirección (del oleaje)

Hs Altura de ola significante

Hs95 Percentil 95 de la altura de ola significante

Hs_{12} Altura de ola significante superada 12 horas al año

IC Índice Climático

P Presión

pdf Función de densidad (probability density function)

Prob Probabilidad

q_n Cuantil n

R^2 Coeficiente de determinación

σ Desviación estándar

Tm Periodo medio del oleaje

Tp Periodo de pico del oleaje

Tr Periodo de retorno

W Velocidad del viento (a 10 m)

Unidades

g Gramos / valor de la aceleración de la gravedad terrestre

kg Kilogramos

km Kilómetros

m Metros

mb Milibares

mm Milímetros

m/s Metros / segundo

º Grados sexagesimales

ºC Grados Celsius

psu Unidades prácticas de salinidad (practical salinity units)

1. Introducción

1.1. Contexto

El estudio regional de los efectos del cambio climático en las costas de América Latina y el Caribe (ALyC en adelante) se ha estructurado en cuatro partes principales en concordancia con una metodología integral de evaluación del riesgo desarrollada durante el estudio. Como resultado del estudio regional se presentan cuatro documentos principales que versan sobre el análisis de los agentes, el estudio de la vulnerabilidad de las costas, la evaluación de los impactos derivados, y por último, un documento dedicado a la integración de todos los factores en la evaluación de los riesgos asociados a algunos de los impactos estudiados en las costas de la región.

Como productos auxiliares se presenta un documento de efectos del cambio climático que recoge las formulaciones teóricas utilizadas y constituye un manual de los conceptos, procesos y fenómenos costeros, analizados en el estudio entre muchos otros. Además en el citado documento se presentan las expresiones para la evaluación de los impactos de una forma aproximada (método de las perturbaciones) que se pueden utilizar como primer diagnóstico en futuros proyectos locales y regionales. Adicionalmente, la metodología desarrollada para el estudio del riesgo de forma integral se describe en un documento específico (guía metodológica). Por último en el marco del proyecto se ha desarrollado un visor web de los resultados para la máxima difusión de los mismos en los países de la región. En concreto, los documentos del proyecto son:

- Documento 1: Dinámicas, tendencias y variabilidad climática en ALyC
- Documento 2: Vulnerabilidad y exposición de las costas de ALyC frente al cambio climático
- Documento 3: Impactos del cambio climático en las costas de ALyC
- Documento 4: Evaluación de riesgos frente al cambio climático en las costas de ALyC
- Efectos teóricos el cambio climático en las costas (documento auxiliar)
- Guía metodológica del análisis del riesgo (documento auxiliar)
- Visor web de resultados

El cuadro 1.1. resume la estructura y los productos del estudio realizado. En concreto, el presente documento es el primero de todos ellos y se dedica al estudio de las dinámicas costeras, los cambios detectados y la influencia de la variabilidad climática en las mismas.

CUADRO 1.1
ESQUEMA Y DOCUMENTOS DEL PROYECTO

Cambio Climático en las costas de ALyC			
Documento 1: Agentes costeros	**Documento 2: Vulnerabilidad**	**Documento 3: Impacto**	**Documento 4: Riesgos**
• Dinámicas • Tendencias • Variabilidad climática en la costa			

Documentos auxiliares		
Efectos teóricos del cambio climático en las costas	Guía metodológica	Visor web de resultados

Fuente: Elaboración propia.

1.2. Exposición de motivos

Los Estudios Regionales sobre Economía del Cambio Climático (ERECC) coordinados técnicamente por la CEPAL proporcionan análisis a escala local, permitiendo a países y regiones identificar las implicaciones del cambio climático para sus economías y grupos socio-económicos específicos. En este marco, surgen los ERECC, del interés común y la capacidad de ALyC para enfrentarse a los problemas asociados al cambio climático.

Las zonas costeras son sumamente vulnerables a los potenciales impactos del cambio climático tal y como muestran diversos estudios e investigaciones en los últimos años (Nicholls et al 1999 y 2010, IPCC 2007) por ser las zonas de la tierra en contacto con los océanos. Todos los escenarios socioeconómicos establecidos por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) consideran, en mayor o menor medida, un incremento considerable de la población en las zonas costeras motivado por movimientos migratorios hacia la costa en búsqueda de recursos, así como por un fuerte incremento de varias actividades socioeconómicas, lo que lleva aparejado la construcción de nuevas infraestructuras, la introducción de industrias extractivas, la reducción de los recursos de agua dulce y de aporte de sedimentos en las zonas costeras y otras problemáticas asociadas a la conservación de hábitat costeros. El problema de la erosión costera y de los daños ocasionados por los procesos de regresión e inundación del litoral es un problema de carácter global que afecta a todos los países y que, sin duda, se acrecentará por efecto del cambio climático tal y como se ha demostrado en varios estudios (Bird, 1985, Zhang et al. 2004).

El transporte marítimo es uno de los elementos fundamentales del sistema económico de cualquier país. El desarrollo del sistema portuario y de la industria asociada al mismo, conlleva la ocupación de parte del territorio costero, ocupación no siempre compatible con la preservación de los ecosistemas costeros. El cambio climático introducirá pérdida de operatividad y seguridad en los puertos así como daños a las infraestructuras lo que redundará en costes importantes. Más aún, una parte importante de las infraestructuras portuarias requerirá una reevaluación de su funcionalidad y operatividad a partir de la cual será necesario evaluar las opciones y costes de la adaptación.

Un problema similar surge en las ciudades costeras, en las que la mayor parte de las infraestructuras de defensa, transportes, abastecimiento de agua, energía y saneamiento, han sido diseñadas para unas condiciones climáticas que van a verse sustancialmente modificadas. Es importante contar con los datos, herramientas y metodologías necesarias para poder abordar esta problemática identificando qué ciudades y en qué zonas se debe considerar planificar estrategias de adaptación para así acometer las inversiones necesarias.

En cuanto al sector turístico, existen aún muchas incertidumbres sobre la evolución turística, pues se desconocen las posibles variaciones del comportamiento de la demanda debidas al cambio climático y el nivel cuantitativo del impacto que supondrá pero indudablemente este sector puede verse fuertemente afectado en varios países de ALyC.

Finalmente, es necesario recalcar que los riesgos derivados del cambio climático en zonas costeras han sido puestos de manifiesto de forma sistemática en los diferentes informes del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) y contrastados en numerosas publicaciones científicas. La mayor parte de los problemas detectados vienen asociados a los impactos producidos por cambios en la dinámica marina y aunque en la mayor parte de los casos solo se consideran los problemas derivados del aumento del nivel del mar, los cambios en los regímenes de temperatura, precipitación, oleaje, marea meteorológica y viento, combinados con la elevadísima vulnerabilidad inherente a la zona costera, interfaz entre tierra y océano, en la que cohabitan un sistema natural con importantes ecosistemas y elevada biodiversidad y un sistema socioeconómico con una, cada vez más creciente, presión del hombre, compitiendo por la utilización de los recursos, conducen a una necesidad de evaluar el riesgo asociado al cambio climático.

Por todo ello, parece evidente que cualquier ERECC para un país costero cuente con un análisis específico de los riesgos inducidos por el cambio climático en zonas costeras.

España, por su configuración, actividades y situación económica, es uno de los países europeos cuyas costas y recursos socio-económicos asociados se encuentran más amenazados por el cambio climático. Consciente de esta problemática, la Oficina Española de Cambio Climático dependiente del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, ha desarrollado en colaboración con el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, una metodología específica (en adelante, metodología UC/OECC) para la evaluación de impactos del cambio climático en zonas costeras que ha servido como base para el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático y que ha sido muy positivamente valorada por distintos organismos internacionales. El Gobierno de España desea poner esta metodología y las herramientas asociadas a disposición de aquellos países que así lo deseen pues la información generada mediante la aplicación de esta metodología puede ser de gran utilidad para evaluar impactos, plantear medidas de adaptación y realizar un análisis económico de las mismas.

En este documento se presenta un avance de la aplicación de la metodología UC/OECC a la costa de ALyC. A continuación, se describen el objetivo general y los objetivos específicos del trabajo llevado a cabo.

1.3. Objetivos del estudio

El objetivo general de este estudio es dotar al ERECC de ALyC de la información específica necesaria para poder realizar un análisis económico de los impactos del cambio climático en la costa de ALyC.

Para alcanzar este objetivo general se han planteado inicialmente los siguientes objetivos específicos:

- Desarrollar metodologías y técnicas para la elaboración de bases de datos numéricas de alta resolución temporal y espacial del clima marítimo pasado y futuro.
- Generar una base de datos de dinámica marina (nivel del mar, marea meteorológica, oleaje) con la más alta resolución espacial y temporal en aguas profundas.
- Implementar técnicas y algoritmos de *downscaling* (mejora de la resolución) y clasificación para gestionar la base de datos.
- Utilizar diferentes técnicas de generación de predicciones/proyecciones de clima marítimos futuro (extrapolación de tendencias a partir de análisis estadístico no estacionario, *downscaling* dinámico y *downscaling* estadístico) para analizar la variabilidad del clima marítimo.
- Elaborar y obtener indicadores de impacto para zonas costeras incluyendo la inundación, erosión, efectos sobre las infraestructuras del transporte, abastecimiento y turismo.
- Generar un Atlas de impactos para el litoral de ALyC para aguas profundas (en general, calados mayores de 100 m).
- Elaborar una guía de acciones posibles de adaptación frente al cambio climático con indicadores de coste económico asociado.
- Contribuir a la integración de la información generada en el análisis económico propuesto en el ERECC.
- Desarrollar iniciativas de capacitación que contribuyan a la transferencia de las herramientas y metodologías aplicadas y favorezcan el desarrollo de futuros proyectos locales.

De forma adicional a los objetivos inicialmente planteados se ha desarrollado una metodología integral para la evaluación de la **vulnerabilidad** y el **riesgo,** obteniendo resultados a diversas escalas espaciales (5 km, 50 km y por países).

1.4. Zona de estudio

La zona de estudio comprende la costa de América Latina y el Caribe, cubriendo una longitud total de costa de, aproximadamente, 72.182 km. Con el fin de describir brevemente las características geomorfológicas y ecológicas de este gran territorio se van a distinguir cuatro zonas geográficas: Norteamérica, Centroamérica, Sudamérica e Islas del Caribe (véase figura 1.1.).

FIGURA 1.1
ZONA DE ESTUDIO

Fuente: Elaboración propia.

1.4.1. Descripción de la zona de estudio

1.4.1.1. Norteamérica

La costa objeto de estudio perteneciente a este subcontinente es la correspondiente a México. La costa oeste de este tramo pertenece a la *Pacific Rim Province* (Schwartz, 2005) que se extiende desde la frontera con Guatemala hasta la Península de Alaska. Esta región es tectónicamente activa ya que se encuentra en la zona de convergencia de las placas del Pacífico, Juan de Fuca y Cocos con la placa de Norteamérica. La morfología general de esta provincia está caracterizada por una estrecha plataforma continental y una estrecha o inexistente llanura costera seguida inmediatamente por sistemas montañosos o cordilleras. Predominan los acantilados siendo una excepción los sistemas de barras arenosas que se encuentran a lo largo de la costa del Golfo de California. En la parte norte de este Golfo, el río Colorado forma un delta con un gran sistema de canales, estuarios, marismas y lagunas salinas. La costa este de Baja California se caracteriza por la existencia de las sierras al norte y al sur de la península. En la costa oeste de la península los principales elementos geomorfológicos son Bahía Magdalena y Bahía Vizcaíno. Más al sur, la costa en las proximidades de Guatemala se caracteriza por la existencia de sistemas barra-laguna, con dunas en las barras y manglares en la mayoría de las lagunas. Los arrecifes de coral no son frecuentes en esta costa. La carrera de marea viva varía entre los 0,5 m en la costa cerca de Acapulco hasta los 7 m que se alcanzan en la parte norte del Golfo de California en la desembocadura del río Colorado. La mayor parte de energía del oleaje en esta costa proviene de oleaje tipo *swell* y del producido por las tormentas tropicales y los huracanes en la temporada de agosto a enero.

La costa del Atlántico está incluida en el Golfo de México. Esta costa tiene varios sistemas barra-marisma-laguna bien desarrollados. Al sur del delta del río Río Grande se encuentra la Laguna Madre, uno de los refugios de aves más importantes de México. Más al sur se encuentran sistemas discontinuos de barras-lagunas hasta llegar al gran sistema delta-estuario del Río Pánuco. Continuando hacia el sur se encuentra el sistema de dunas y playas que protegen a la Laguna Tamiahua. Esta costa se encuentra en la zona de hábitat tropical del coral. También existe coral en la costa de Veracruz, además de grandes extensiones de marismas, lagunas y barras arenosas, donde existen dunas y manglares. Finalmente la costa oeste de la Península del Yucatán está dominada por la sedimentación de grandes sistemas de drenaje que alimentan a sistemas arenosos asociados con los deltas. Existen barreras de corales y los manglares dominan en las zonas abrigadas. Esta zona es micromareal y, en general, la energía del oleaje es baja. Sin embargo, está sometida a la acción de tormentas tropicales que en ocasiones llegan a la categoría de huracán.

1.4.1.2. Centroamérica

Centroamérica incluye los siguientes países: Belice, Guatemala, Honduras, El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Panamá, que poseen, aproximadamente, el 12% de la longitud de costa de todo ALyC. La actividad tectónica de esta zona ha dado lugar a una plataforma continental estrecha a lo largo de la costa del Pacífico. En el Atlántico, el arco insular del Caribe protege a la costa de la acción del oleaje y permite el desarrollo de plataformas más anchas. Contrariamente a la idea general, en esta zona, las plataformas continentales dominadas por el efecto de manglares o arrecifes de coral son más una excepción que una norma. La costa centroamericana consiste en un gran número de penínsulas, golfos y bahías favoreciendo un alto grado de diversidad fisiográfica. Existen extensas zonas intermareales y sistemas de barras arenosas bien desarrollados. En la costa del Pacífico existen acantilados bien desarrollados en Costa Rica y parcialmente desarrollados en El Salvador, Nicaragua y Panamá mientras que Nicaragua no tiene acantilados. En el Atlántico, la costa tiende a ser bastante plana y no existen acantilados excepto en Guatemala. Existen muchos e importantes sistemas laguna/estuario como la Bahía Amatique (Guatemala), el Golfo de Fonseca (El Salvador/Honduras/Nicaragua), el Golfo de Nicoya y el Golfo Dulce (Costa Rica) y la Bahía de Panamá (Panamá). Hay grandes diferencias en las dinámicas entre las dos costas: mientras que en el Pacífico el rango de marea vivas alcanza los 6 m, en el Atlántico son de unos 30 cm. Los vientos dominantes producen olas de hasta 3 m en la costa del Caribe, siendo menores en el Pacífico, aunque esta región también se ve afectada por los huracanes.

1.4.1.3. Sudamérica

Sudamérica se extiende desde zonas climáticas tropicales (12º30'N) hasta zonas polares (alrededor de 55ºS), englobando una gran diversidad de ecosistemas costeros y marinos como: playas de arena, costa rocosa, arrecifes de coral, manglares, zonas intermareales y campos de fanerógamas marinas. Tectónicamente, está dividida en dos partes, la cordillera de los Andes en el oeste y una vasta plataforma en el este. La costa andina del Pacífico se caracteriza por su alto relieve, una plataforma continental relativamente estrecha bordeando una profunda trinchera y pequeñas cuencas de drenaje. La costa del Atlántico, por el contrario, se caracteriza por su bajo relieve, una plataforma continental más ancha y grandes cuencas fluviales y depósitos aluviales. En la costa de Sudamérica el elemento predominante son las playas de arena. Éstas presentan gran variación morfodinámica: desde pequeñas playas encajadas, alternando con costa rocosa y zonas pantanosas con manglares en la costa del Pacífico de Venezuela, Colombia y Ecuador, hasta extensas playas expuestas, disipativas y micromareales como la existente a lo largo de 640 km desde Río Grande do Sul (sur de Brasil) hasta el Nordeste de Uruguay. Al sur del 43ºS, en la Patagonia, la costa está principalmente formada por bajos arenosos, playas de cantos y bloques y altos acantilados. Los arrecifes de coral en Suramérica están más desarrollados en la costa del Atlántico que en la del Pacífico. Específicamente, se encuentra estos ecosistemas en las costas de Colombia, Venezuela y Brasil. Los manglares aparecen en las zonas protegidas a lo largo

de toda la costa de Sudamérica excepto en Chile, Argentina y Uruguay. En esta costa también existen grandes ecosistemas estuarinos como el Golfo de Guayaquil en Ecuador que es el de mayor extensión de la costa del Pacífico de Sudamérica y los deltas/estuarios de los tres grandes ríos que desembocan en el Atlántico: Amazonas (Brasil), Orinoco (Venezuela) y Paraná, estuario del Río de la Plata (Argentina y Uruguay).

1.4.1.4. Islas del Caribe

La mayor parte de las Islas del Caribe están localizadas en los trópicos, entre los paralelos 10ºN y 23ºN (Trópico de Cáncer), aunque algunas de las islas en el archipiélago de las Bahamas se extienden al norte de esta línea. Las Grandes Antillas, compuestas por las cuatro mayores islas: Cuba, Jamaica, la Española (Santo Domingo) y Puerto Rico, son, con la excepción de Cuba, bastante montañosas con estrechas llanuras costeras, mientras que en Cuba predominan las planicies. Las Pequeñas Antillas son dos archipiélagos, uno exterior desde Barbados hasta Anguilla, continuando hacia el norte hasta las islas de las Bahamas, consistente en islas de cota baja, y otro interior desde Granada hacia el norte compuesto por islas montañosas de origen volcánico. En las islas se encuentran los mismos ambientes costeros y marinos que en el continente. Existe gran variedad de morfología de playas dependiendo del tipo de sedimento, de la existencia o no de ríos, de la energía del oleaje, de la existencia o no de corales, etc. Se pueden encontrar desde playas rectilíneas de varios kilómetros de longitud como las de la costa este de Barbados, hasta playas encajadas de varios cientos de metros. En las islas volcánicas, como Montserrat y Dominica, el tipo de costa que predomina es el acantilado con altas pendientes. Los manglares se encuentran en zonas protegidas de la energía del oleaje como estuarios, lagunas y bajos fangosos. Por ejemplo, en las costas del Golfo de Trinidad y en el sur de la costa de Jamaica existen grandes extensiones de manglares. Los corales juegan un importante papel en la formación y protección de muchas islas del Caribe. Los principales tipos de corales que se pueden encontrar en el Caribe son: de franja, como los que existen en la costa oeste de Barbados; barrera de arrecifes de coral, como por ejemplo la barrera de la costa este de la isla Andros en las Bahamas; y de parches o manchas, pequeños núcleos aislados de coral que a veces miden solamente unos metros de diámetro. Otro importante ecosistema en las islas es el constituido por las praderas de fanerógamas que se encuentran, normalmente entre las playas y los arrecifes de coral. El clima en las Islas del Caribe viene determinado por el régimen de vientos Alisios (viento del Nordeste) que sopla durante todo el año. Además, las islas están localizadas en la zona de paso de los huracanes. El rango de marea medio es de 30 cm y el máximo de 50 cm. El oleaje llega normalmente del este dependiendo del régimen de los vientos Alisios. El régimen extremal de oleaje está condicionado por eventos asociados a huracanes.

1.5. Objetivos y estructura del documento

Este documento responde a una necesidad de satisfacer la carencia de conocimiento en tres objetivos concretos. En primer lugar dotar de información recopilando o generando, según el caso, datos para aumentar el conocimiento de las distintas dinámicas y fenómenos que afectan a las costas de ALyC y que, en muchos casos, no se dispone del conocimiento adecuado de forma homogénea y para tal cantidad de variables. Este conocimiento es vital para la ingeniería de costas, puertos y gestión integral del medio ambiente. Por otro lado, ante la amenaza del cambio climático, se pretende dar respuesta a cómo se están produciendo los cambios y en qué grado cabe esperar modificaciones en el futuro mediante el cálculo de tendencias del largo plazo de las dinámicas costeras. En tercer lugar, y por último, dada la importancia de ciertos patrones climáticos en la región como el Niño, se analiza la influencia de diversos patrones climáticos en las dinámicas costeras mediante un análisis de la variabilidad climática de la región.

Con respecto a la estructura de este documento, se organiza de la siguiente forma:

Apartado 1. Introducción, donde se plantean los objetivos del trabajo y su organización.

Apartado 2. Fuentes de información y bases de datos consultadas y generadas por el Instituto de Hidráulica de Cantabria (IHC) en ALyC para la definición de las dinámicas y el cálculo de las tendencias de largo plazo.

Apartado 3. Análisis y descripción de las dinámicas en las costas de ALyC, definiendo las condiciones actuales a partir de las bases de datos existentes que se especifican en cada caso, o si fueran de propia elaboración para su uso en el estudio, descripción del proceso de elaboración, validación y resultados.

Apartado 4. Metodologías para analizar las tendencias de largo plazo de las dinámicas y de los impactos en las costas.

Apartado 5. Análisis de tendencias de Largo Plazo para las dinámicas actuantes en las costas de ALyC. Este apartado constituye la descripción de las condiciones dinámicas en las costas de la región en el futuro, definiéndose los valores medios y la incertidumbre o variabilidad esperable.

Apartado 6. Descripción del modelo de análisis de la variabilidad interanual. Análisis de la variabilidad interanual consistente en la descripción de la influencia en las dinámicas de ALyC de patrones de variabilidad climática interanual a través de índices climáticos.

Apartado 7. Conclusiones generales sobre las dinámicas y las tendencias en ALyC.

Anexo 1. Descripción, calibración y validación de las bases de datos de oleaje, marea meteorológica y marea astronómica generadas por IHC.

Anexo 2. Huracanes en ALyC.

2. Fuentes de información y bases de datos

2.1. Introducción

Para la consecución de los objetivos de obtener una correcta definición, tanto espacial como temporal, de los agentes físicos que actúan en las costas de ALyC se ha recurrido a información de diversos organismos de todo el mundo. La información requiere ser de calidad contrastada y tener una longitud temporal adecuada para permitir el análisis de tendencias de las variables. Pese a la gran información encontrada al respecto, recogida en el cuadro 1.2., se ha identificado una importante carencia de información en cuanto a los datos de marea meteorológica, astronómica y oleaje. Las causas son que los datos disponibles no cubren homogéneamente todo el área de estudio, por ejemplo las boyas instrumentales, y los que sí lo cubren, como los datos de satélite, no tienen una resolución temporal adecuada (datos dispersos en el tiempo y series relativamente cortas para un análisis de tendencias de largo plazo). Por esta razón, el IHC ha desarrollado numéricamente datos, convenientemente calibrados y validados, de las tres variables mencionada con una cobertura espacial y temporal de alta definición en las costas de ALyC –véase el Cuadro 1.3.

CUADRO 1.2
BASES DE DATOS DE INFORMACIÓN EXISTENTE

Tipo de información existente	Cobertura temporal	Resolución espacial	Fuente
Nivel Medio del Mar (NMM)	1950-2009 / mensual	Global, 1º	CSIRO—Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation.
	Variable	Global, dispersa	Mareógrafos UHSLC—University of Hawaii Sea Level Center.
Subsidencia	-	Variable	DIVA—Dynamic Interactive Vulnerability Assessment. (Peltier et al. 2000)
Marea Astronómica	Constantes armónicas	Global, 0,25º	TPXO—Global model of ocean tides based on altimetric data from the TOPEX/POSEIDON mission.
Salinidad (SAL)	1980-2009 / mensual	Global, 1ºx0,333º	NCEP - GODAS—National Centers for Environmental Prediction (USA), Global Ocean Data Assimilation System.
	1948-2011 / mensual	Global 2,5º (Malla Gaussiana)	NCEP - NCAR—National Centers for Environmental Prediction (USA), National Center for Atmospheric Research.
Temperatura Superficial del Mar (SST)	1950-2009 / mensual	Global, 2º	ERSSTv3 - NOAA—Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, National Oceanic and Atmospheric Administration (USA).
Anomalía de la Temperatura del aire	1950-2005 / mensual	Global, 2º	GISS - NASA—Goddard Institute for Space Studies, National Aeronautics and Space Administration (USA).
Temperatura del aire	1948-2009 / mensual	Global, 2,5º (Malla Gaussiana)	NCEP - NCAR
Presión atmosférica	1948-2009 / 6h	Global, 2,5º (Malla Gaussiana)	NCEP - NCAR
Viento	1948-2009 / 6h	Global, 2,5º (Malla Gaussiana)	NCEP - NCAR
Huracanes	1950-2010	Global, dispersa	National Hurricane Center, NOAA
Oleaje	Variable	Global, dispersa	Datos de satélite CSIRO
	Variable	Global, dispersa	Boyas NOAA
	Variable	Global, dispersa	Boyas Puertos del Estado
Batimetría	-	Global, 2´	ETOPO—Earth Topography Digital Dataset. A global relief model of Earth's surface that integrates land topography and ocean bathymetry.
	-	Global, 0,5´	GEBCO—General Bathymetric Chart of the Oceans.

Fuente: Elaboración propia.

CUADRO 1.3
BASES DE DATOS GENERADAS POR IHC

Tipo de información generada por IHC	Cobertura temporal	Resolución espacial	Fuente
Oleaje	1948-2010	Global, ALyC 0,25º (Caribe) y 0,5º	GOW-IHC
Marea Meteorológica	1948-2010	Global, ALyC 0,25º	GOS-IHC
Marea Astronómica	1948-2010	Global, ALyC 0,25º	GOT-IHC

Fuente: Elaboración propia.

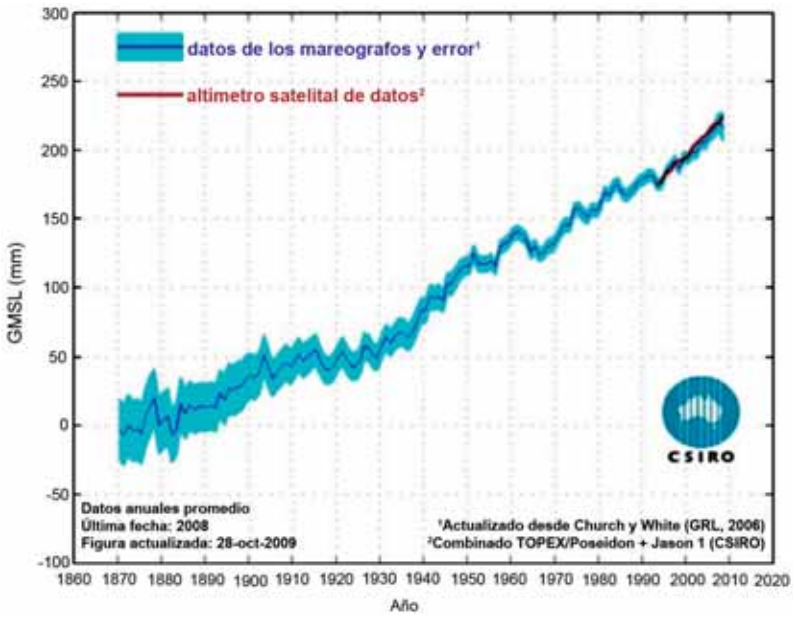
En el apartado 2.2 se explica la fuente de información de procedencia de cada variable y sus características. Los datos generados por IHC, en cada caso, se explican brevemente en los respectivos apartados dedicados al estudio de las variables y en anexos al documento principal. Debido a que esta descripción es muy fugaz respecto a la explicación completa de la metodología y el proceso de generación de estos datos, se ha preferido explicar estos aspectos de forma más exhaustiva en un anexo (anexo 1.).

2.2. Bases de datos de información existente

2.2.1. Datos del Nivel Medio del Mar global (NMM)

Los datos de nivel del mar han sido obtenidos del centro CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation): http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_data_cmar.html.

FIGURA 1.2
SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR GLOBAL (GMSL)
DESDE 1870 A 2008
(Milímetros)



Fuente: CSIRO.

La estimación más reciente de cambios en el nivel medio del mar global (figura 1.2.) se basa en datos tomados desde satélites desde 1993 (rojo en la figura 1.2.) y, desde 1870, mediante la combinación de niveles de mareógrafos in situ y los patrones espaciales de la variabilidad determinada con datos de satélite (azul). El intervalo de confianza no se muestran en la información por satélite por razones de claridad, pero su valor está entorno a ±5 mm.

En este estudio, se han utilizado dos tipos de datos, para dos periodos de tiempo distintos, desde 1950 a 2001 y desde 1993 hasta 2009, existiendo un periodo de solapamiento de 8 años.

Periodo 1950-2001:

En este periodo se ha reconstruido la información del nivel del mar siguiendo el método planteado por Church et al. (2004), con la salvedad de que se han extendido hasta el año 2001.

Las características de estos datos son las siguientes:

- Malla de resolución espacial 1º x 1º y entre la latitud 65°S hasta la 65°N, desde enero de 1950 a diciembre de 2001 y con resolución temporal de un mes.
- Los datos están desestacionalizados.
- Se ha aplicado la corrección del barómetro inverso.
- Se ha aplicado la corrección GIA (Mitrovica) a los datos de mareógrafos.

Periodo 1993-2009:

Estos datos han sido tomados por altímetros en los satélites de las misiones TOPEX/POSEIDON, Jason-1 and Jason-2/OSTM. Sus características son:

- Datos con resolución especial de 1ºx1º, desde la latitud 65°S a la 65°N
- El dato refleja la media mensual de las medidas, desde enero de 1993 hasta agosto de 2009. Esta fuente de datos se actualiza periódicamente, a medida que la información está disponible.

Las versiones disponibles son:

—Versión con o sin corrección del barómetro inverso.

—Versión con o sin estacionalidad (señal anual o semi-anual).

—Versión con o sin la corrección GIA.

Es necesario plantear una breve discusión sobre la relación entre estos datos y las sobreelevaciones por causas tectónicas. Los movimientos de la tierra se pueden clasificar en dos tipos: movimientos lentos y monótonos, como el *Glacial Isostatic Adjustment* (GIA); o rápidos e irregulares como la tectónica en Chile, movimientos de índole sísmica.

Respecto a los segundos, los seísmos no son elementos afectados por el cambio climático. Si bien, un seísmo de gran escala puede modificar por sí mismo, o por efecto de la generación de tsunamis, un cambio considerable en la configuración de la costa (tómese de ejemplo el seísmo del Océano Índico en el 2004 o el reciente de Chile de 2010), y por ende, la vulnerabilidad frente al cambio climático. No obstante, no es objeto de este estudio analizar efectos de tal naturaleza puesto que desde el punto de vista del riesgo frente a cambio climático, la configuración de la costa se asume invariable a gran escala en el largo plazo. Consideraciones de ese otro tipo son propias de un estudio de análisis de riesgos frente a tsunamis y otros desastres naturales.

Respecto a los movimientos lentos de elevación o subsidencia de la tierra, la base de datos de nivel del mar aquí presentada parte de información de subida relativa del nivel del mar, es decir, del ascenso del nivel del mar respecto al de la tierra, por lo que los efectos de este tipo de movimientos tectónicos quedan recogidos en el análisis realizado. En la figura 1.3. se muestran diversos ejemplos del comportamiento de distintos registros del nivel del mar donde se aprecian distintas tendencias de aumento o descenso del nivel relativo del mar:

• *Glacial Isostatic Adjustment* (Ej: Estocolmo) – (GIA o Post Glacial Rebound, PGR). La tierra se está elevando más rápido que el nivel del mar.

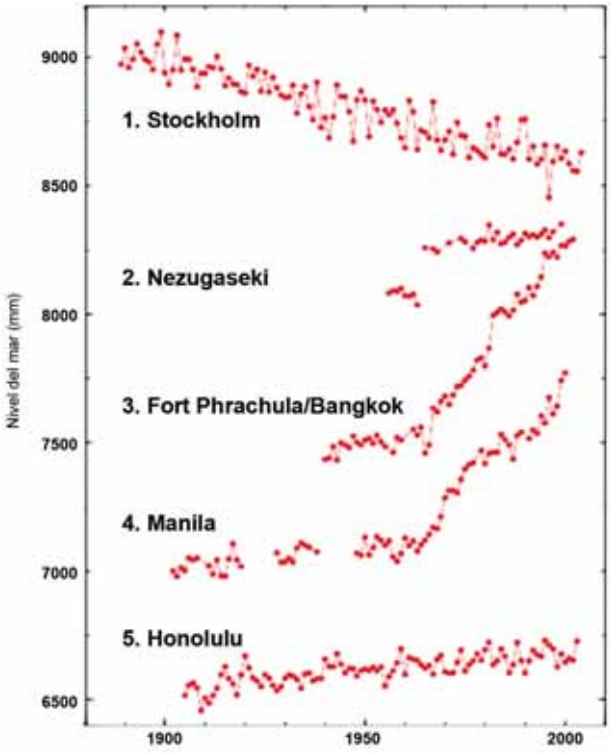
• Seísmos (Ej: Nezugaseki, Japón). El nivel del mar muestra un gran salto a partir del terremoto de 1964, indicando que la tierra se ha hundido respecto al mar.

• Extracción de agua subterránea (Bangkok, Tailandia): Debido a una extracción de agua subterránea excesiva desde 1960 la tierra está hundiéndose respecto al mar.

• Sedimentación (Manila): Los depósitos de la descarga fluvial y la tierra ganada al mar está causando una subida del nivel del mar.

• Tendencia de largo plazo (Hawaii): En una localización alejada de los efectos de la GIA y sin efectos sísmicos registrados en la escala de tiempo del registro de nivel del mar.

FIGURA 1.3
NIVEL MEDIO DEL MAR EN CINCO REGISTROS DEL PLANETA
(Milímetros)



Fuente: *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL).

Estos cambios en los registros aparecen porque los mareógrafos miden los cambios en el nivel del mar, pero la estación de medida está instalada en la superficie y mide cambios en la superficie del mar respecto a una posición fija en la Tierra. Tanto si la Tierra se mueve respecto al mar o viceversa, el registro mostrará un cambio relativo del nivel del mar. Por esta razón, estos dos efectos no pueden ser aislados con información de mareógrafos exclusivamente, como es el caso de los datos utilizados en el estudio. Con el uso de receptores GPS *(Global Positioning System)* cercanos a los mareógrafos se podría recoger el movimiento de la Tierra y poder aislar el efecto en el registro del nivel del mar.

Por otro lado, los cambios en la presión atmosférica también influirían en un cambio en el nivel del mar. Por ello, los datos empleados en el estudio están corregidos baroclínicamente.

La base de datos utilizada para obtener las tendencias de ascenso del nivel medio del mar es ampliamente empleada por la Comunidad científica dedicada al estudio del nivel del mar:

En el apartado 3 de este documento se presentan los resultados sobre la distribución del nivel medio del mar y su variación media estacional actual en las costas de estudio.

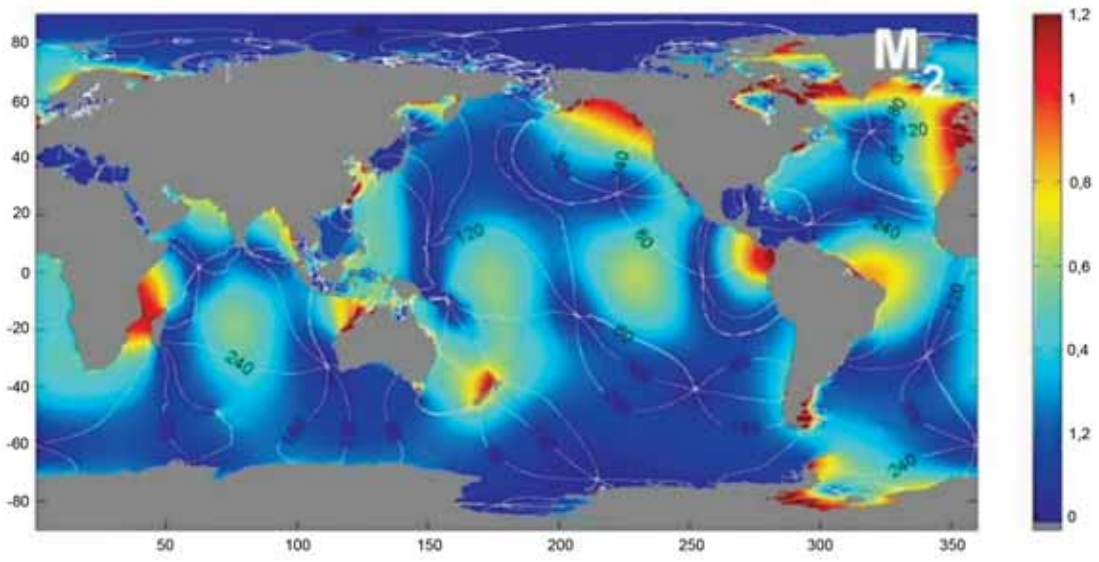
2.2.2. Datos de Marea Astronómica (MA)

Los datos de marea astronómica han sido generados por IH Cantabria a lo largo de la costa de ALyC utilizando las constantes armónicas procedentes del modelo global de mareas TPXO (versión 7) desarrollado por la Universidad del estado de Oregón (Egbert et al., 1994; Egbert y Erofeeva, 2002). El modelo TPXO asimila datos de las misiones TOPEX/POSEIDON y de mareógrafos (Ardalan y Hashemi-Farahani, 2007), siendo uno de los modelos globales de marea más precisos (http://www.esr.org/polar_tide_models/Model_TPXO71.html).

La base de datos incluye ocho constantes armónicas primarias (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1) y dos de largo periodo (Mf y Mm), proporcionadas en una malla global de 1440 x 721 puntos, con 0,25º de resolución espacial (http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html).

En la figura 1.4. se muestra un mapa de la componente M2 calculada con dicho modelo.

FIGURA 1.4
MAPA DE LA COMPONENTE DE MAREA M2 CALCULADA CON EL MODELO TPXO
(Metros)



Fuente: http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html.

Gracias a estos datos se han generado series horarias desde enero de 1948 hasta diciembre de 2099 de marea astronómica en las costas de ALyC. Para esta base de datos no se consideran las posibles variaciones de largo plazo de la marea astronómica por ascenso del nivel medio del mar. Los resultados de carrera de marea (rango entre el valor máximo y mínimo) a lo largo de la costa se presenta en el apartado dedicado a la caracterización del medio costero (capítulo 4).

2.2.3. Datos de salinidad (*Salinity*, SAL)

Los datos de salinidad utilizados provienen del reanálisis NCEP-Global Ocean Data Assimilation System (GODAS) de la NOAA. Se ha utilizado el dato a la profundidad de 5 m (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html).

El Nuevo sistema GODAS fue desarrollado para sustituir el RA6, con el objetivo de disponer de condiciones iniciales para el sistema de Predicción del Clima Global (Global Climate Forecast System–CFS) desarrollado en el reanálisis NCEP (Saha et al. 2006). Información más detallada del modelo se puede encontrar en Behringer and Xue (2004).

El GODAS está basado en una configuración cuasi-global del modelo GFDL MOM.v3. El dominio del modelo se extiende desde los 75°S a 65°N y tiene una resolución de 1°, aumentada a 1/3° en la dirección N y S desde 10º del Ecuador. El modelo tiene 40 niveles con una resolución de 10 m, hasta los 230 m. El GODAS está forzado con el flujo de momento, flujo de calor y flujo de agua dulce del Reanálisis Atmosférico NCEP 2 (R2).

Las características de los datos son las siguientes:

- Cobertura temporal: resolución mensual desde enero de 1980 a noviembre de 2009.
- Cobertura espacial: resolución de 0,333º en latitud y 1º en longitud, en una malla global de 418x360 nodos.

En el apartado 3 de este capítulo de este documento se presentan los resultados sobre la distribución de salinidad y su variación media estacional actual en las costas de estudio.

2.2.4. Datos de temperatura superficial del mar *(Sea Surface Temperature, SST)*

Los datos de temperatura de la superficie del mar se han obtenido de la NOAA (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, ERSST): http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/ersstv3.php#grid.

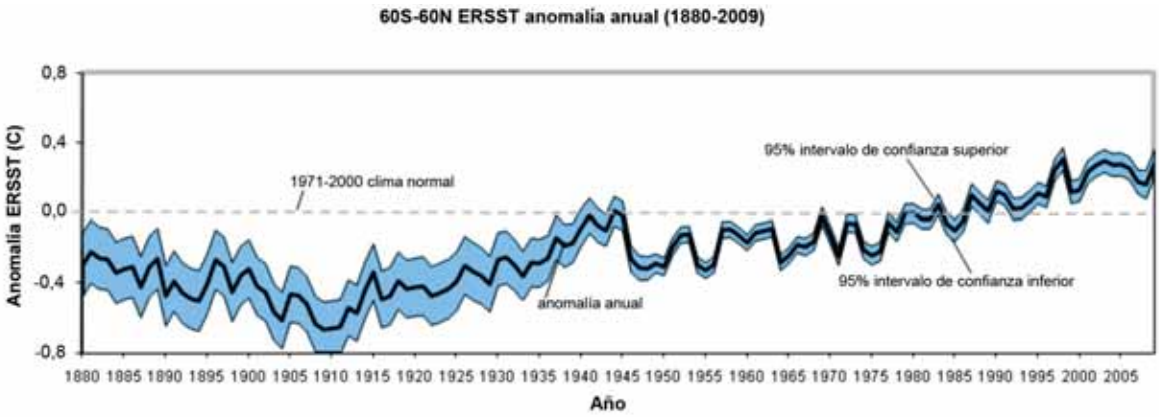
Las características de la base de datos son las siguientes:

- Cobertura temporal: resolución mensual desde 1950 a 2009.
- Cobertura espacial: resolución de 2ºx2º, global.

La versión más reciente de ERSST es la v3b. El análisis está basado en el International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) versión 2.4. Al final de cada mes, el análisis ERSST es actualizado con la información disponible de barcos y boyas para cada mes. Las anomalías son calculadas para la climatología mensual del periodo 1971-2000 (Xue et al. 2003).

La base de datos ERSST.v3b ha sido generada utilizando datos in situ discontinuos de SST completados mediante métodos estadísticos que permiten una reconstrucción estable a partir de información espacial dispersa. El análisis mensual se extiende desde enero de 1854 al presente. No obstante, debido a la información instrumental dispersa, la señal analizada está limitada a 1880. Después de 1880, la señal es más consistente en el tiempo –figura 1.5.–. ERSST es adecuada para estudios de gran escala especial y temporal, ya que las variaciones locales y de corto plazo han sido suavizadas.

FIGURA 1.5
ERSST.V3B, ANOMALÍA ANUAL DESDE 1880-2009
DESDE 60°S A 60°N CON 95% DE CONFIANZA (AZUL)
(Grados centígrados)



Fuente: NOAA-NCDC.
Nota: La información es de mayor confianza a partir de 1940.

Como se puede observar en la figura 1.5., la magnitud del incremento en temperaturas en las décadas recientes es mucho mayor que la incertidumbre en los datos.

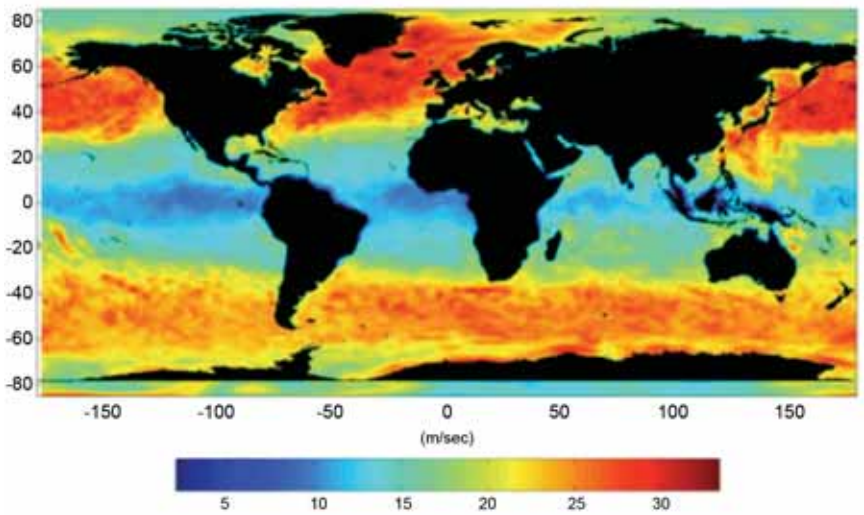
En el apartado 3 de este documento se presentan los resultados sobre la distribución espacial y su variación media estacional actual en las costas de estudio.

2.2.5. Bases de datos de presión y viento

Los datos de presión y viento han sido necesarios para la generación de datos de marea meteorológica y oleaje en este trabajo. Los datos han sido obtenidos del Proyecto de Reanálisis de los National Centers for Environmental Prediction (USA) y National Center for Atmospheric Research.(NCEP/NCAR) de la Physical Sciences Division (NOAA/ESRL) debido a su cobertura global, resolución espacial y alcance temporal, ya que proporcionan datos atmosféricos desde 1948 hasta la actualidad, siendo un producto periódicamente actualizado. Los datos pueden ser obtenidos de esta web: http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml.

En la figura 1.6. se representa la velocidad máxima del viento a 10 m de la superficie a escala global en los últimos 10 años del reanálisis NCEP.

FIGURA 1.6
VIENTOS MÁXIMOS DEL REANÁLISIS NCEP A 10M DE LA SUPERFICIE DESDE 1998 A 2008
(Milímetros/segundo)



Fuente: Elaboración propia en base a datos del Proyecto de Reanálisis NCEP/NCAR.

2.2.6. Bases de datos de registros instrumentales de oleaje

En la validación y calibración de los resultados numéricos de oleaje, como se explica en el capítulo 4, ha sido necesaria la información de registros instrumentales. En este trabajo se han utilizado dos fuentes de datos: datos medidos desde satélites y datos de boyas.

En la base de datos utilizada se cuenta con información de alturas de ola desde 1992 hasta 2009 en las regiones identificadas en la figura 1.7. Los datos han sido procesados a partir de la información de distintas misiones con altímetros: Jason-2 (desde el final de 2009), Jason-1, TOPEX/POSEIDON, ERS-2, Envisat y GFO.

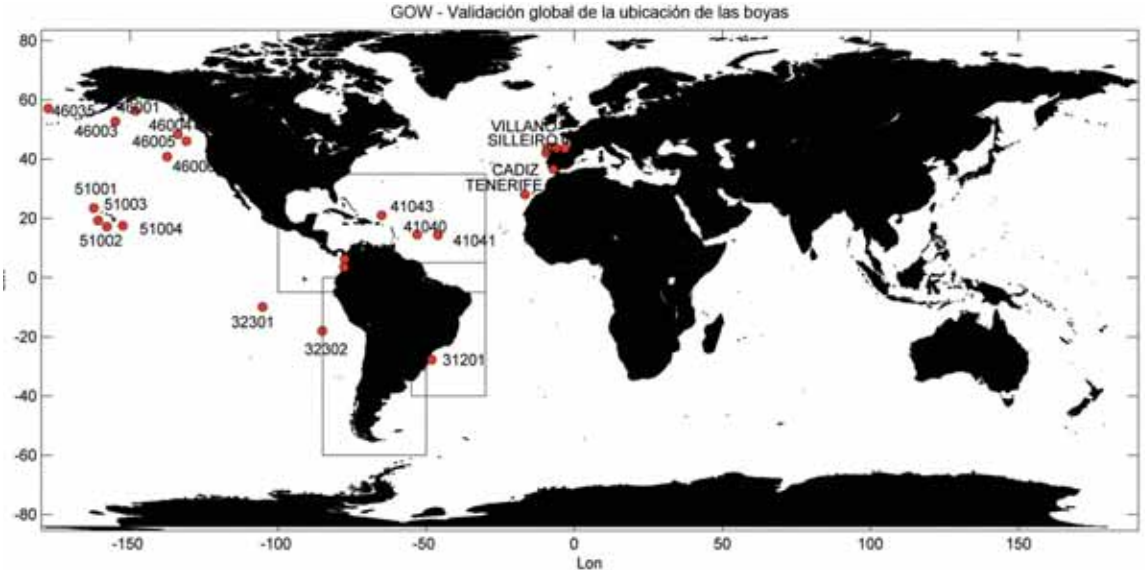
FIGURA 1.7
DATOS DE SATÉLITE ADQUIRIDOS PARA EL ESTUDIO DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE

Fuente: Elaboración propia en base a datos de satélite de la red AVISO.

Dichas bases de datos provienen de la red AVISO: http://www.aviso.oceanobs.com/.

Para la validación de los datos de oleaje generados se ha recurrido a registros de boyas debido a que la información de los satélites está homogéneamente distribuida en el espacio pero no en el tiempo, puesto que las distintas pasadas de un satélite por una misma zona están separadas en el tiempo varios días. Las boyas utilizadas son de dos fuentes: Puertos del Estado - Gobierno de España (http://www.puertos.es/es/index.html) y el National Data Buoy Center de la agencia NOAA (http://www.ndbc.noaa.gov/). Las boyas utilizadas en la validación de la base de datos de oleaje que se ha generado (ver anexo) se representan en la figura 1.8.

FIGURA 1.8
BOYAS UTILIZADAS EN LA VALIDACIÓN DE LOS DATOS DE OLEAJE (GOW)



Fuente: Puertos del Estado (Gobierno de España) y NOAA.

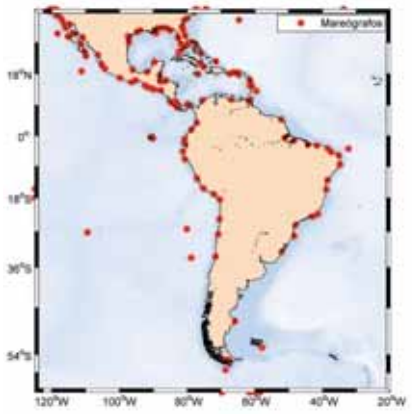
2.2.7. Bases de datos de registros instrumentales del nivel del mar

Los datos de mareógrafos han sido obtenidos del Centro de Nivel del Mar de la Universidad de Hawaii (UHSLC). Esta institución gestiona información de mareógrafos de todo el mundo, proporcionados por redes regionales y nacionales de nivel del mar. Estos datos están disponibles en Internet, a través de la siguiente dirección: http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhslc/rqds.html.

Concretamente, los mareógrafos utilizados en este trabajo pertenecen a la base de datos de nivel del mar de alta calidad *(UHSLC research quality sea level station data),* de tal forma que los datos proporcionados han sido revisados y sometidos a un control de calidad previo. Las series de datos presentan una resolución temporal horaria, y la longitud del registro es variable, en función de la estación mareográfica.

En la figura 1.9. se muestran los mareógrafos disponibles en la zona de estudio que se han utilizado para validar los resultados de la generación numérica de la componente meteorológica del nivel del mar y la marea astronómica (véase anexo 1.2). Se dispone de un total de 179 mareógrafos.

FIGURA 1.9
MAREÓGRAFOS DISPONIBLES EN EL ÁREA DE ESTUDIO PROCEDENTES DEL CENTRO UHSLC



Fuente: Elaboración propia.

2.2.8. Temperatura del aire

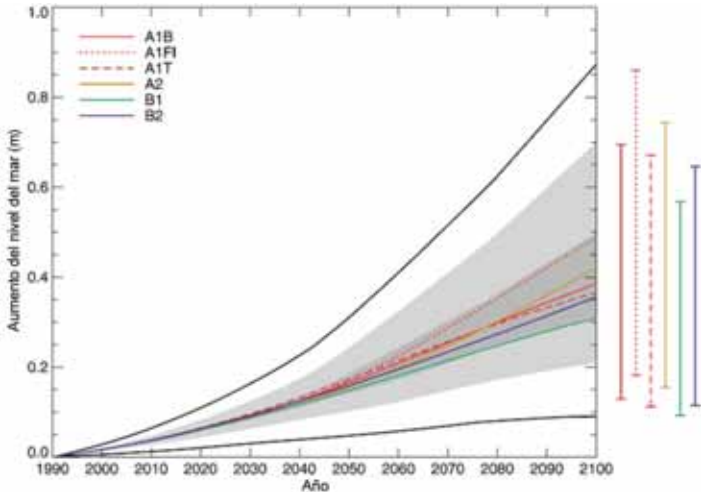
La temperatura del aire se ha extraído de la información del reanálisis NCEP-NCAR de resolución temporal mensual y espacial de aproximadamente 1,875ºx1,9º. Se ha preferido esta fuente de información en lugar de otras como las del Hadley Centre o la NASA, también disponibles a través de la red, debido a su cobertura espacial y temporal, más adecuada para los fines de este estudio.

2.2.9. Bases de datos de proyecciones del nivel medio del mar

Una de las primeras bases de datos de proyecciones de ascenso de nivel del mar para los distintos escenarios socioeconómicos se publicó en el tercer informe del IPCC (2001). En dicho informe (ver figura 1.10.) se realiza una agregación de 7 modelos atmosférico-oceánicos (AOGCM, *Atmosphere Ocean General Circualation Model)* y se obtienen, desde 1990 y hasta el año 2100, el ascenso del nivel medio del mar global para 6 escenarios socioeconómicos (líneas de colores) con su incertidumbre asociada (sombreado en gris).

A partir de estas proyecciones se puede obtener, por ejemplo, que la subida media (media de todos los escenarios) del nivel medio del mar en el año 2050 (desde 2010) sería de aproximadamente 12 cm y que para el 2100 (desde 2010) sería de 30 cm. Recientemente, el cuarto informe del IPCC (2007) ha publicado los últimos resultados que se muestran en el cuadro 1.4:

FIGURA 1.10
ESCENARIOS DE SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR
(Metros)



Fuente: IPCC, TAR, 2001.

CUADRO 1.4
ESCENARIOS DE SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR

Año	A1B	A1T	A1FI	A2	B1	B2
1990	0	0	0	0	0	0
2000	10	11	9	9	12	11
2010	21	23	19	20	26	24
2020	35	42	32	32	44	42
2030	55	63	48	47	64	63
2040	77	86	69	67	84	83
2050	102	112	96	89	105	103
2060	126	135	130	115	127	125
2070	150	156	165	142	145	146
2080	173	173	200	173	161	168
2090	192	186	234	203	175	190
2100	208	194	266	237	185	210

Tabla 1. Proyecciones ajustadas del nivel del mar (mm) para el percentil mínimo (5), derivadas de ajustar las proyecciones del TAR para corresponder a las proyecciones del AR4 al año 2095.

Año	A1B	A1T	A1FI	A2	B1	B2
1990	0	0	0	0	0	0
2000	27	26	28	27	25	26
2010	59	59	60	60	56	58
2020	96	100	99	97	92	97
2030	143	149	146	139	132	142
2040	200	208	204	190	178	192
2050	266	272	278	251	227	247
2060	337	342	368	320	279	307
2070	413	413	471	401	333	369
2080	493	482	584	490	388	435
2090	571	548	701	588	444	504
2100	649	611	819	692	496	576

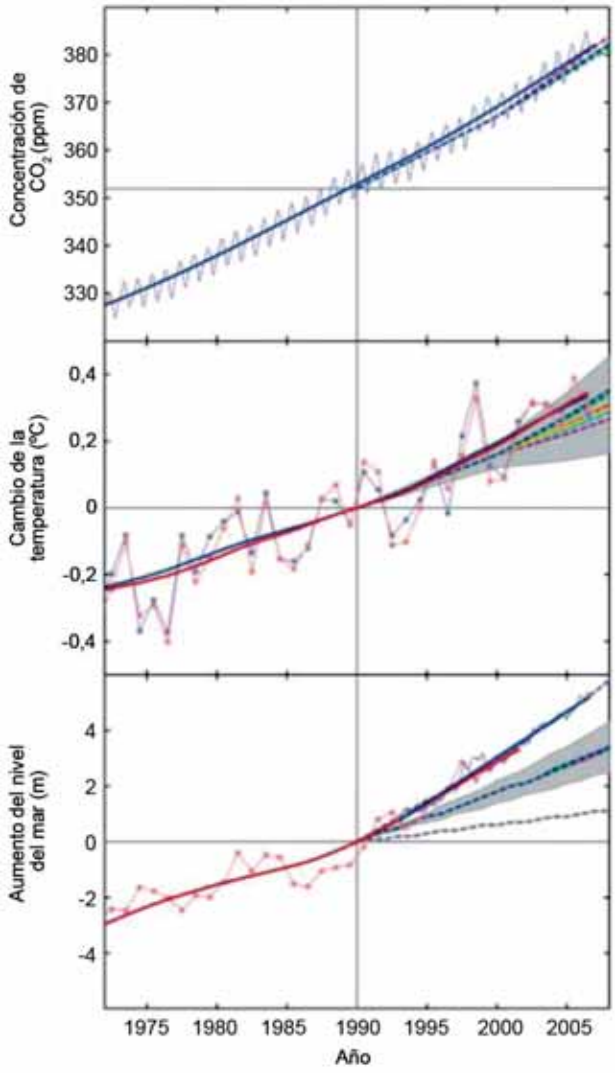
Tabla 2. Proyecciones ajustadas del nivel del mar (mm) para el percentil máximo (95), derivadas de ajustar las proyecciones del TAR para corresponder a las proyecciones del AR4 al año 2095.

Fuente: Hunter, J., (2010), Estimating sea-level extremes under conditions of uncertain sea-level rise. Climatic Change. 99:331–350.

A partir de estas proyecciones del AR4-IPCC se puede observar valores similares si bien la incertidumbre para cada escenario socioeconómico es algo menor. En el informe IPCC (2007) se detalla que no se tienen en cuenta futuros cambios rápidos en la dinámica del flujo de hielo. El deshielo de los glaciares y la contribución de la Antártica y de Groenlandia a la subida del nivel del mar son varios de los factores que han hecho que la comunidad científica del nivel del mar se haya reformulado muchas

de las hipótesis que han dado lugar a los resultados del IPCC. A modo de ejemplo, en la figura 1.11. se muestra una comparación entre la subida del nivel del mar obtenida con observaciones de mareógrafos y de satélite (3,3 mm/año) y la media de los modelos del IPCC (Rahmstorf et al. 2007).

FIGURA 1.11
COMPARACIÓN ENTRE RESULTADOS DE MODELOS DE ESCENARIOS DEL IPCC Y VALORES INSTRUMENTALES

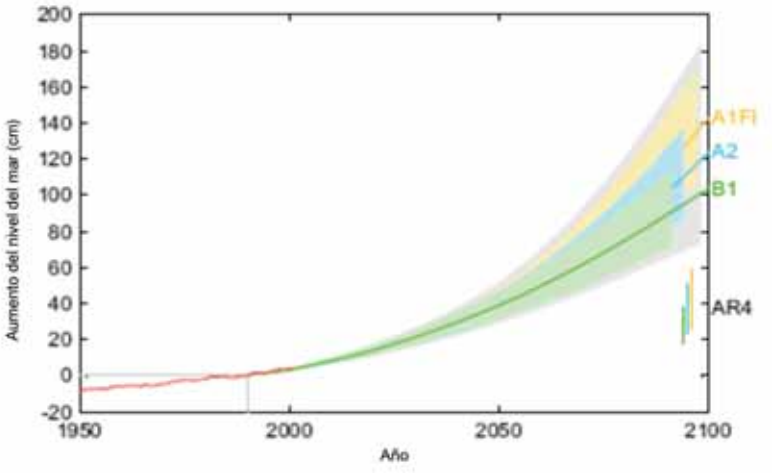


Cambios en importantes parámetros climáticos desde 1973, comparados con los escenarios del IPCC (representados con líneas discontínuas y sobreado en gris). (Arriba) Concentración mensual de dióxido de carbono y su tendencia en Mauna Loa, Hawaii (azul), hasta Enero de 2007, obtenido de Scripps en colaboración con la NOAA. ppm, partes por millón. (Medio) Media global anual de la temperatura superficial en la superficie continental y océano obtenida de GISS (rojo) y del Hadley Centre/Climate Research Unit (azul) hasta 2006, con sus tendencias. (Abajo) Datos del nivel del mar basados principalmente en registros de mareógrafos (anuales, rojo) y de altímetros de satélite (datos 3 mensuales, azul, hasta 2006) y sus tendencias. Todas las tendencias son no lineales y están obtenidas con un periodo de solapamiento de 11 años y el criterio de mínimo ruido (*roughness criterion*) al final, excepto para los datos de altimetría donde se usa una tendencia lineal debido a la corta longitud de la serie. Para temperatura y nivel del mar, la información se representa como desviaciones respecto al valor de la línea de tendencia en 1990, año base para los escenarios IPCC.

Fuente: Rahmstorf et al. 2007

Como se puede observar, las diferencias son importantes y varios investigadores han intentado resolver la cuestión del ascenso del nivel del mar utilizando aproximaciones semiempíricas (modelos estadísticos sencillos que relacionan la subida de la temperatura media global con el ascenso del nivel del mar). En esta línea, Rahmstorf (2007), Vermeer y Rahmstorf (2009), Horton et al. (2008), Gringsted et al. (2009) han desarrollado trabajos en los que obtienen un ascenso del nivel del mar para el 2100 mayor que el obtenido por el IPCC-AR4 (2007). En la figura 1.12. se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos por Vermeer y Rahmstorf (2009) en los que se observa un aumento del nivel medio del mar global de 1 m para el año 2100.

FIGURA 1.12
PROYECCIÓN DE ASCENSO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR DE 1990 A 2100, BASADO EN LAS PROYECCIONES DE TEMPERATURA DE LOS ESCENARIOS A2, B1 Y A1F1



Fuente: Vermeer y Rahmstorf (2009).
Nota: Se muestra también el rango de los resultados del IPCC-AR4.

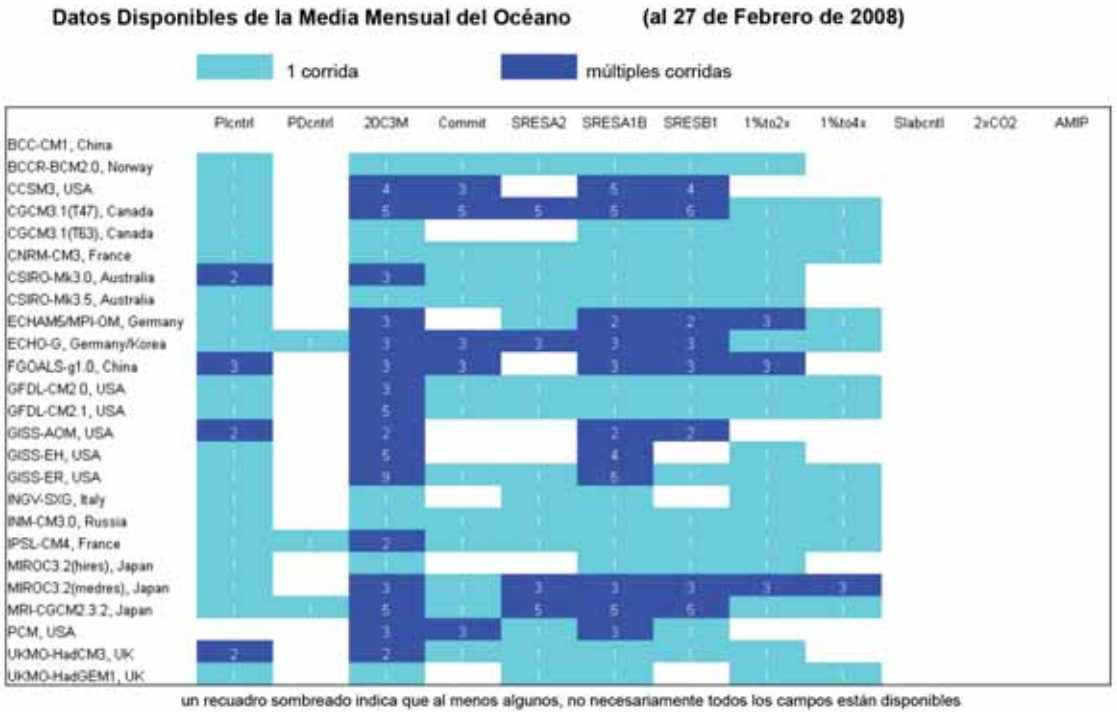
Por otro lado, existen otros estudio realizados por varios de los expertos de nivel del mar para Holanda (Dutch Delta Committee, *"Exploring high-end climate change scenarios for flood protection of the Netherlands",* 2008), que concluye que en el 2100 el nivel medio del mar global subirá en el rango entre 0,55 y 1,1 m.

Posteriormente, en los capítulos dedicados a los impactos y los riesgos, y a la vista de toda la información disponible, se definen las situaciones a analizar de subida de nivel del mar contemplados en este proyecto con base en los escenarios de emisiones.

2.2.10. Bases de datos de proyecciones de modelos climáticos

En la página web http://www-pcmdi.llnl.gov/ se puede acceder a la información de los modelos climáticos AOGCM utilizados en el IPCC-AR4 (2007). Esta información se puede sintetizar en la figura 1.13.

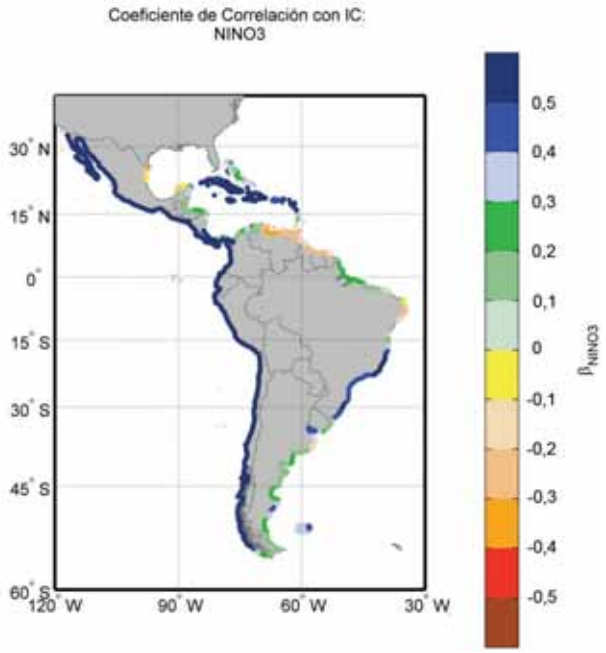
FIGURA 1.13
MODELOS CLIMÁTICOS AOGCM DISPONIBLES DEL IPCC-AR4



Fuente: http://www-pcmdi.llnl.gov/

Con objeto de comprobar la idoneidad de la información disponible de los modelos climáticos para los fines de este estudio, se ha realizado una búsqueda de literatura científica de trabajos de modelación y proyección del fenómeno ENOS para los distintos escenarios de cambio climático (El Niño–Oscilación del Sur), también conocido como ENSO (El Niño–Southern Oscillation). Las conclusiones a las que se ha llegado son que, al día de hoy, los modelos climáticos AOGCM presentan grandes incertidumbres en cuanto al modelado de los eventos ENOS y que no hay consenso en cuanto a si estos eventos son más o menos intensos y/o frecuentes (ver por ejemplo: Cane, M.A. (2005), Nicholls, N. (2008) Van Oldenborgh et al. (2005), Collins, M. et al. (2005)). Por ese motivo, y dado el alcance de este estudio, no se van a utilizar las proyecciones a lo largo del siglo XXI de los modelos climáticos AOGCM del IPCC. El análisis que se va a realizar está basado en las correlaciones históricas entre los agentes que se consideran en este estudio y los índices climáticos conocidos (NIÑO3, SAM, etc.). De esta manera, dada una predicción a corto plazo (a 1 año vista) de un evento ENOS, los resultados que se van a obtener permitirán evaluar el riesgo asociado a la presentación de un determinado valor de, por ejemplo, el índice NIÑO3. A modo de ejemplo en la figura 1.14. se muestra la influencia del índice NIÑO3 en las anomalías del nivel del mar. Como puede apreciarse, la costa del Pacífico Sur se ve afectada en gran magnitud por el ENOS. En el apartado 6 se describe la influencia en los agentes considerados (nivel del mar, intensidad del oleaje, dirección del oleaje, marea meteorológica) de los índices climáticos que gobiernan el clima oceánico en ALyC.

FIGURA 1.14
INFLUENCIA DEL ÍNDICE NIÑO3 EN LAS ANOMALÍAS MENSUALES DEL NIVEL DEL MAR



Fuente: Elaboración propia.

3. Dinámicas costeras en América Latina y el Caribe

Las dinámicas consideradas en este estudio se resumen en el cuadro cuadro 1.5 y se describen a continuación.

CUADRO 1.5
RESUMEN DE VARIABLES COSTERAS CONTEMPLADAS EN EL ESTUDIO

Variables Meteo-Oceanográficas	Dinámicas Costeras (IHC)	Eventos Extremos	Eventos de Huracanes
• Nivel Medio del Mar (NMM) • Temperatura Superficial del mar (SST) • Salinidad (SAL) • Temperatura del Aire en Superficie (SAT) • Viento (W)	• Oleaje (Media mensual, máxima mensual, altura superada 12 horas al año y dirección del flujo medio de energía) • Marea Meteorológica • Marea Astronómica	• Oleaje • Marea Meteorológica	• Viento • Oleaje • Marea Meteorológica

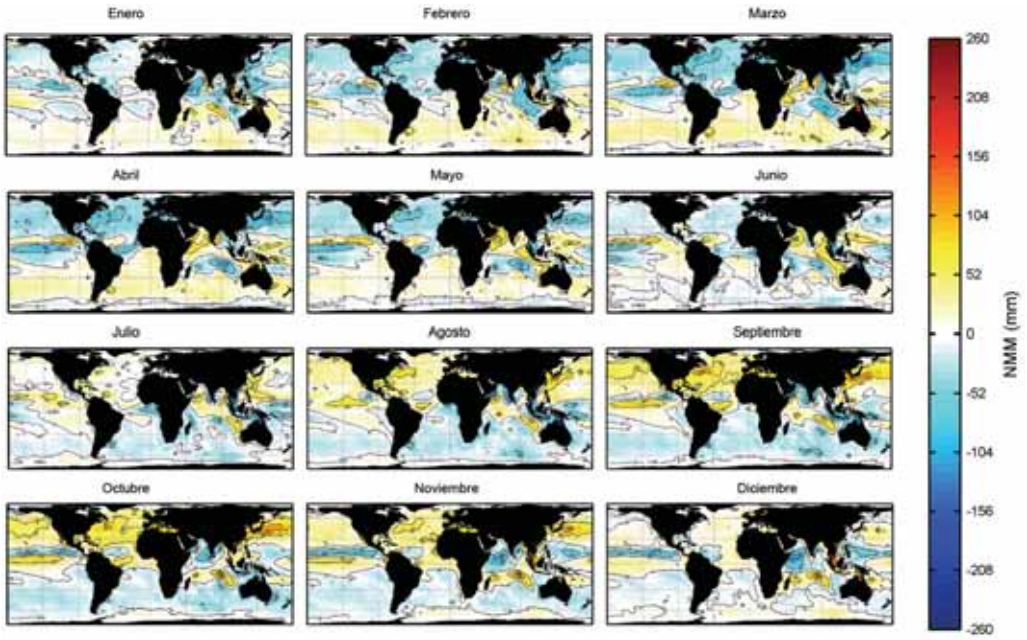
Fuente: Elaboración propia.

3.1. Dinámicas Meteo-Oceanográficas

3.1.1. Nivel Medio del Mar

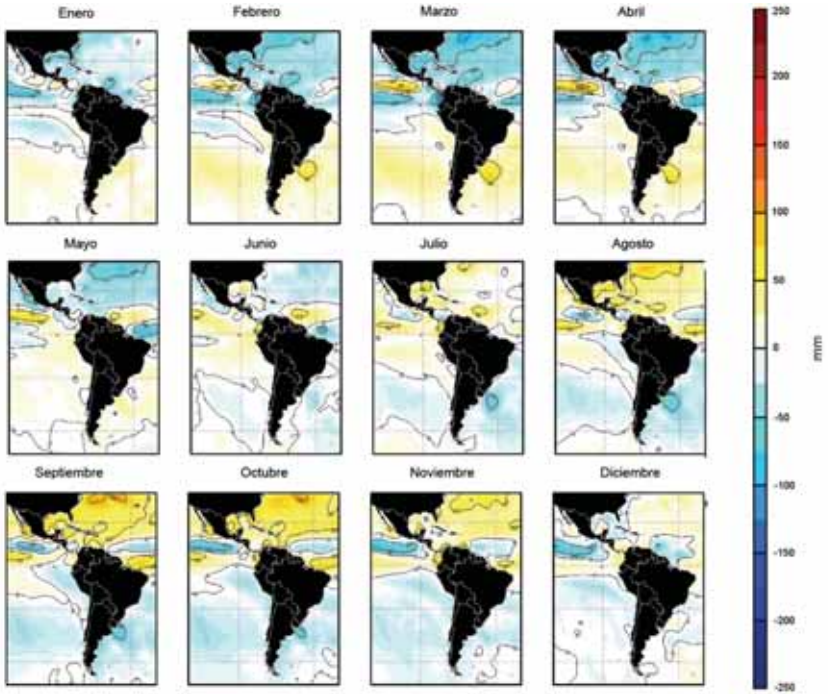
Utilizando la información del nivel del mar global se ha obtenido la estacionalidad (medias mensuales) a nivel global y en concreto en la región de ALyC. A nivel global se aprecia una variabilidad espacial notoria, con niveles máximos de variación en el Pacífico Norte y los mares más cerrados por islas o continentes, como en el caso de Nueva Zelandia o el mar Mediterráneo. A la escala de ALyC –figura 1.16.– se aprecia una variación estacional entre la parte del hemisferio Norte y la del Sur, con las mayores variaciones teniendo lugar en la costa norte de Brasil y la costa Pacífica de Centroamérica.

FIGURA 1.15
ESTACIONALIDAD DEL NIVEL MEDIO DEL MAR A ESCALA GLOBAL
(Milímetros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.16
ESTACIONALIDAD DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Milímetros)

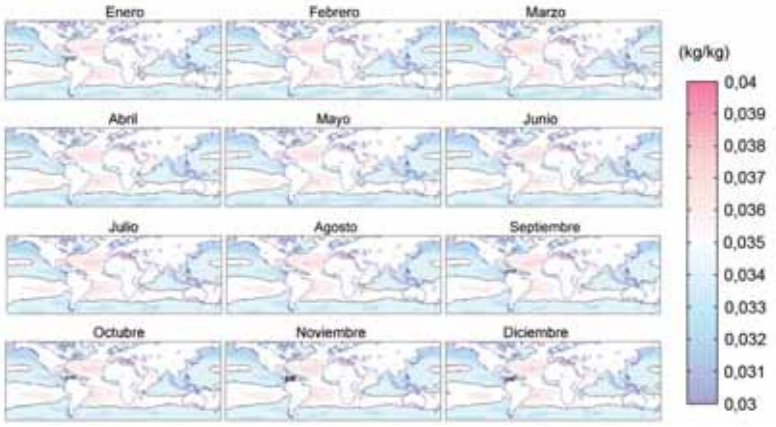


Fuente: Elaboración propia.

3.1.2. Salinidad

De la estacionalidad de la salinidad a escala global –figura 1.17.– se puede desprender la conclusión de que el Atlántico es más salino que el Pacífico y especialmente los son los mares interiores como el Mediterráneo. No obstante, la estacionalidad de esta variable no es tan marcada como en otras.

FIGURA 1.17
ESTACIONALIDAD DE LA SALINIDAD A ESCALA GLOBAL
(Kilogramos/kilogramos)

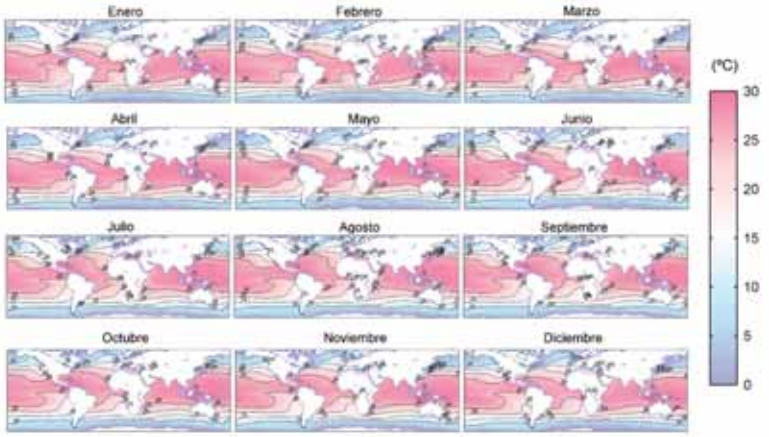


Fuente: Elaboración propia.

3.1.3. Temperatura del mar en Superficie

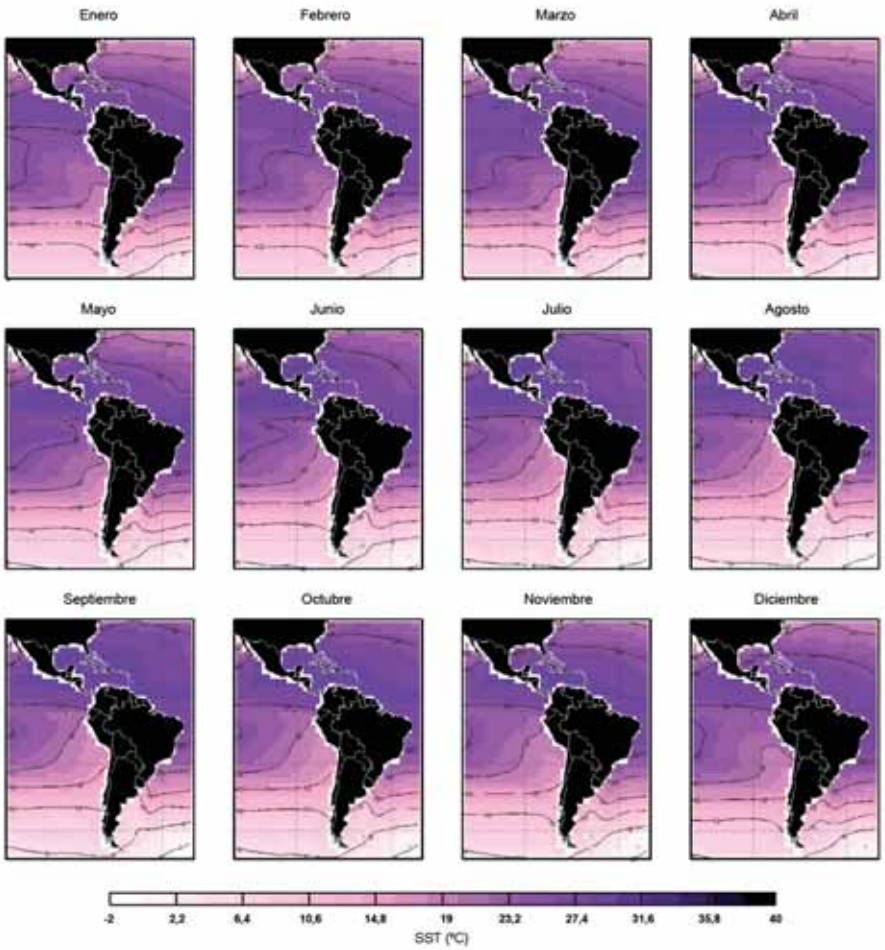
A escala global, existe una graduación de la temperatura del mar con la latitud y se observa un cambio estacional con movimientos de las isotermas de Norte a Sur en los meses estivales del hemisferio Sur y al contrario en los meses de invierno.

FIGURA 1.18
ESTACIONALIDAD DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR A ESCALA GLOBAL
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.19
ESTACIONALIDAD DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR EN AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Grados centígrados)

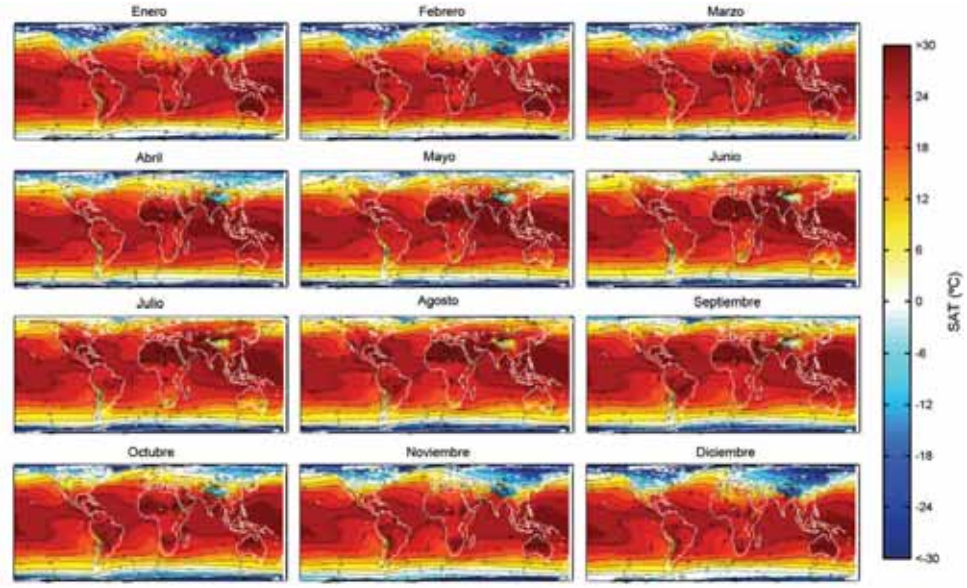


Fuente: Elaboración propia.

3.1.4. Temperatura del Aire

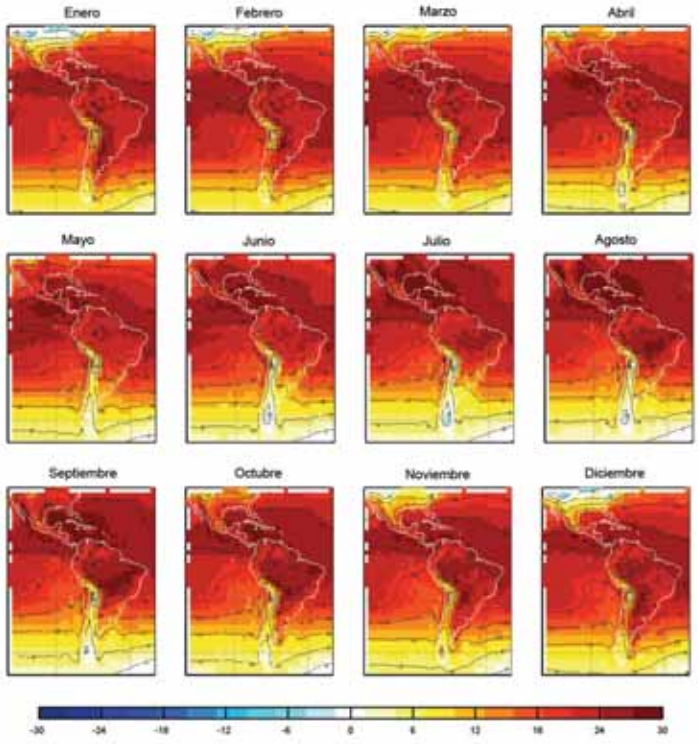
Como ocurre con las variables anteriores, se observa la modulación provocada por los ciclos invierno-verano en el Hemisferio Norte y Sur, con temperaturas más altas en el Hemisferio Norte y bajas en el Sur y viceversa.

FIGURA 1.20
ESTACIONALIDAD DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL GLOBAL
(Grados centígrados)



Fuente: Reanálisis NCEP-NCAR.

FIGURA 1.21
ESTACIONALIDAD DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL EN AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE



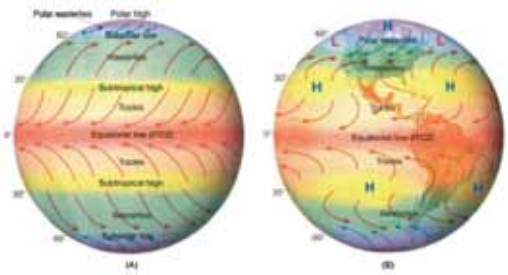
Fuente: Reanálisis NCEP-NCAR.

3.1.5. Viento

Para describir el viento en la región se ha utilizado el percentil 90 anual, como indicador de la rama de vientos más intensos en la zona, pero sin llegar a considerarse extremos. La fuente de información del viento ha sido el reanálisis NCEP-NCAR y debido a la resolución del mismo no quedan recogidos adecuadamente los ciclones tropicales, pero sí aparecen como vientos de intensidad alta, por lo que el percentil 90 refleja la rama alta de los vientos fuertes en la zona. Se aprecia en la figura 1.23. que los mayores vientos se dan en el Sur del continente, debidos a los vientos del Oeste y en las islas del Caribe, en este caso, debido a los vientos tropicales. También se observa claramente el cinturón de calmas ecuatoriales (ITCZ).

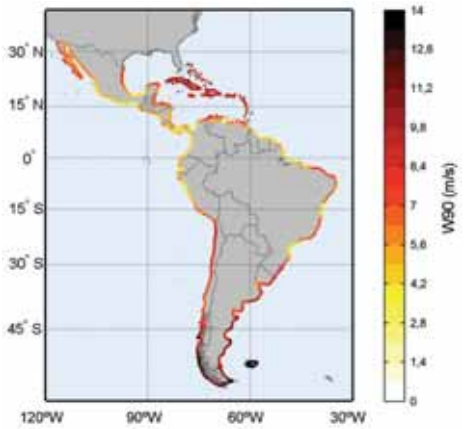
El patrón de vientos global –figura 1.22.– inducido por la circulación meteorológica muestra que en las regiones del Hemisferio Norte de ALyC dominan los vientos del NE, mientras que en las zonas subtropicales del Hemisferio Sur el patrón de vientos sopla desde el SE. A partir de los 30ºS, aproximadamente, los vientos provienen generalmente del NW y vuelven a soplar del SE en la región de bajas presiones polar.

FIGURA 1.22
PATRÓN DE CIRCULACIÓN GLOBAL DE VIENTOS TEÓRICA(A) Y REAL (B) EN AMÉRICA



Fuente: Atmospheric chemistry department of the Max Planck Institute.

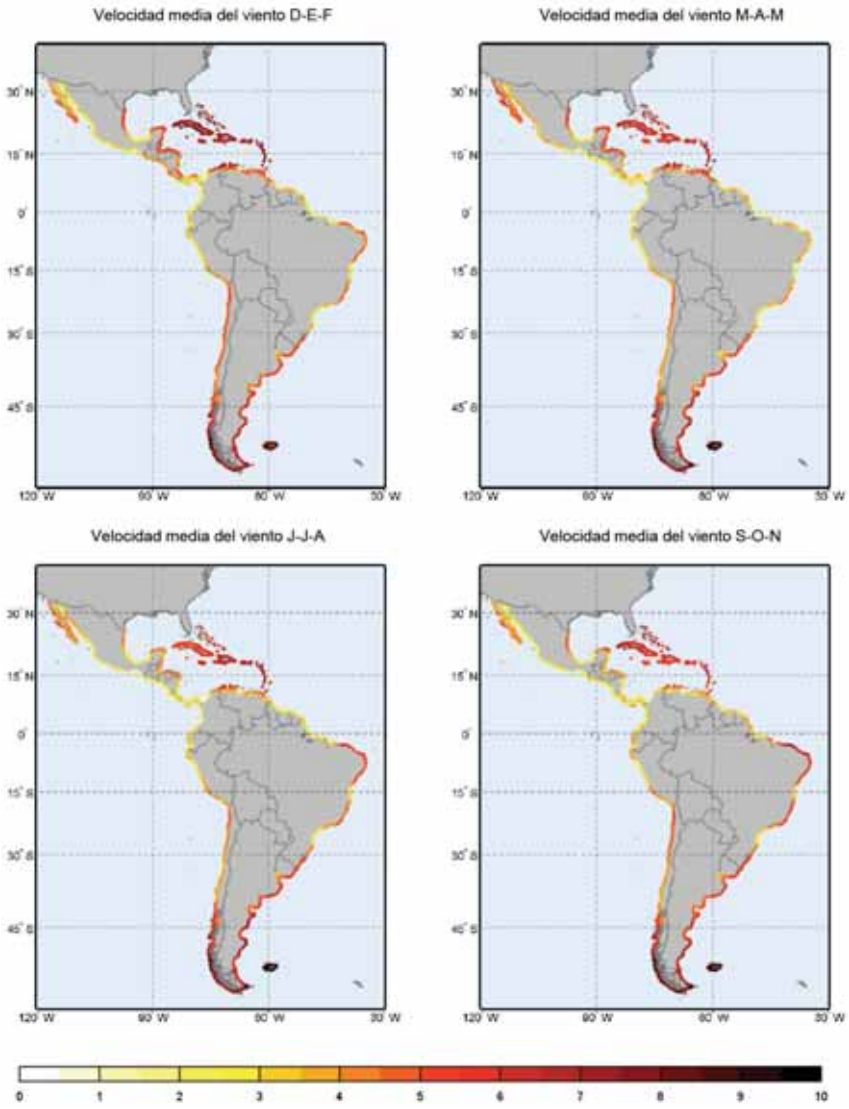
FIGURA 1.23
CUANTIL DE 0,9 DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO ENTRE 1948 Y 2008
(Metro/segundo)



Fuente: Elaboración propia a partir del reanálisis NCEP/NCAR.

Estacionalmente, en la figura 1.24 se detecta el efecto del invierno en el hemisferio Norte, con valores más intensos del percentil 90, mientras que en el sur del continente la variación entre estaciones no es tan marcada.

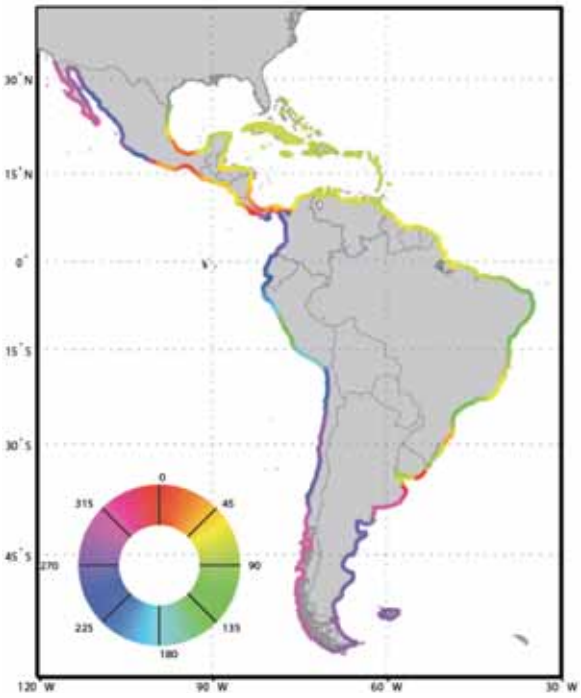
FIGURA 1.24
VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO ESTACIONAL ENTRE 1948 Y 2008
(Metros/segundo)



Fuente: Elaboración propia a partir del reanálisis NCEP/NCAR.

El efecto del patrón de vientos globales también se aprecia en la dirección media de la potencia eólica –figura 1.25.– donde se puede observar que dominan los vientos de procedencia marina, tanto en el Atlántico como en el Pacífico, excepto en Centroamérica, al sur de México y Panamá, donde los vientos provienen del Norte en ambas costas, debido a la estrechez de la zona terrestre y las bajas cotas de la topografía.

FIGURA 1.25
DIRECCIÓN MEDIA DE LA POTENCIA EÓLICA ENTRE 1948 Y 2008



Fuente: Elaboración propia a partir del reanálisis NCEP/NCAR.

3.2. Dinámicas Costeras

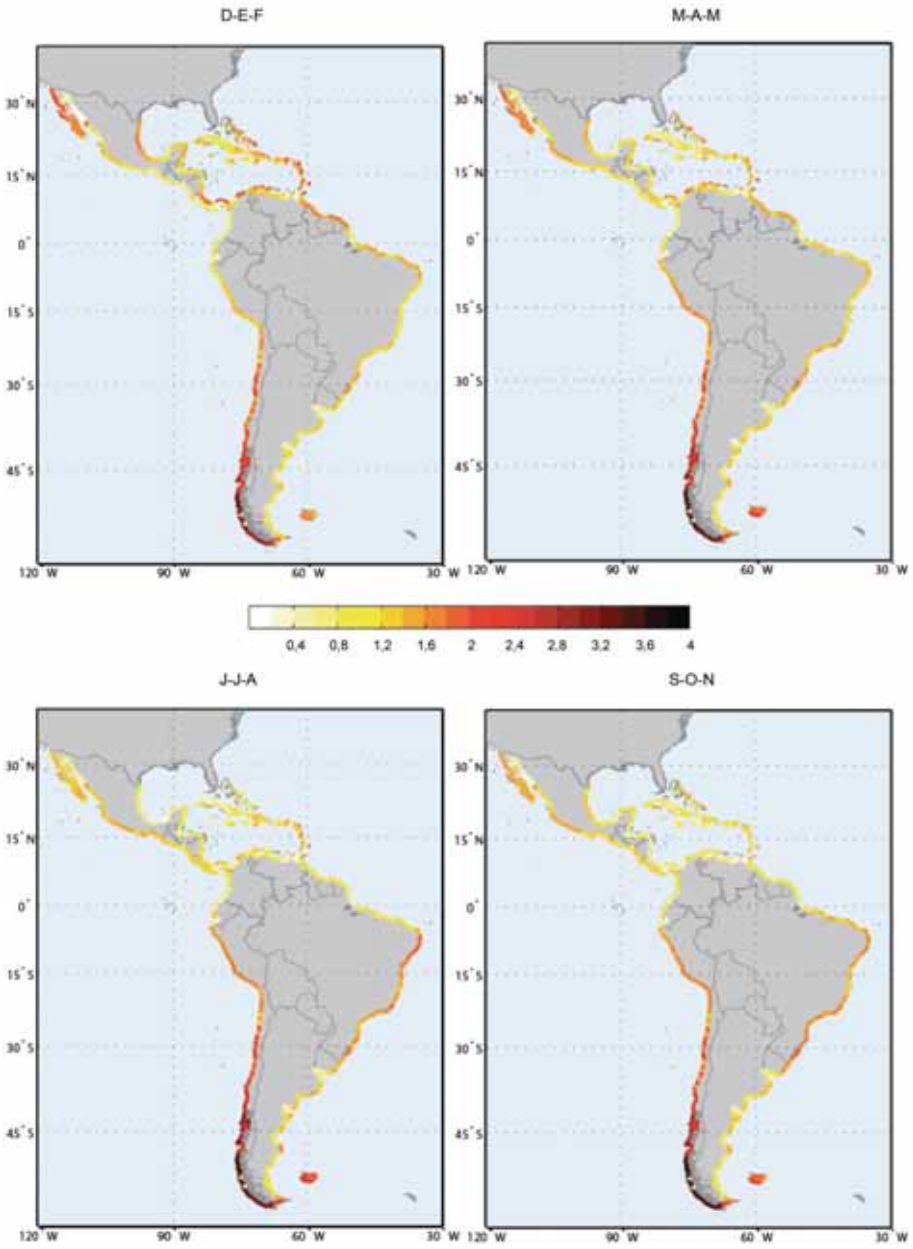
En este apartado se aborda el estudio de variables intrínsecamente relacionadas con la costa como son el oleaje y las componentes de marea, tanto astronómica como meteorológica. Merece la pena llamar la atención sobre la escasez de este tipo de información, así como estudios relacionados al respecto, concretamente en la zona de ALyC, y de forma generalizada en el Hemisferio Sur del planeta.

3.2.1. Oleaje

Centrando el estudio en variables de las que se tiene un menor conocimiento en la región como es el caso del oleaje, se analiza a continuación diversos estadísticos del oleaje y su distribución estacional.

El oleaje se ha obtenido mediante simulación numérica del reanálisis de oleaje GOW *(Global Ocean Waves,* IHC). Como variables del oleaje, se describen espacialmente la **altura significante** (Hs), o media del tercio de mayores olas en un estado de mar, en su valor medio mensual, como indicador de las condiciones medias mensuales; la **altura significante máxima mensual,** reflejando las condiciones de oleaje más severas en cada mes; la **altura significante con probabilidad de excederse 12 horas al año** (Hs_{12}), de gran importancia para el perfil de equilibrio de las playas ya que está relacionada con la profundidad a la que el transporte de sedimentos deja de estar dominado por el oleaje y además, represente un cuantil de la rama alta de las condiciones de oleaje en el año –figura 1.29.– ; y por último, la **dirección del flujo medio de energía,** como dirección de procedencia dominante de la energía del oleaje –figura 1.28.–. En el caso de la alturas media y máximas se analiza, además de espacialmente, su distribución temporal en las cuatro estaciones –figura 1.26. y figura 1.27.–.

FIGURA 1.26
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE MEDIA ESTACIONAL
(Metros)

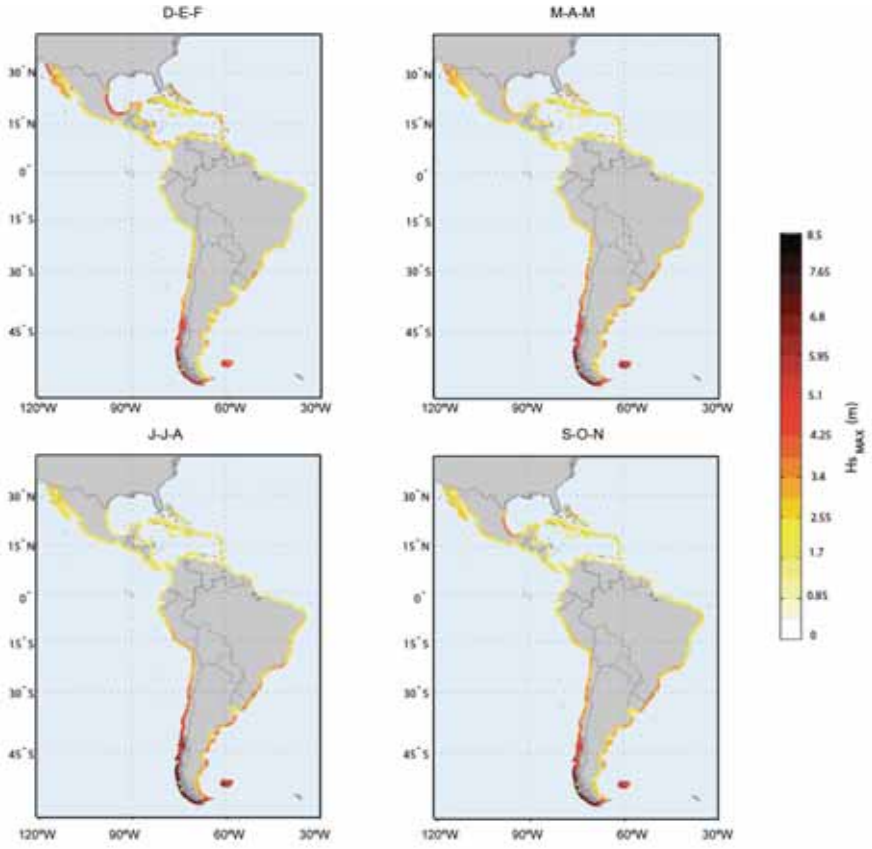


Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*

Las mayores alturas medias de ALyC del hemisferio Norte tienen lugar en la península de California, México, con alturas significante medias entorno a los 2 m, mientras que en las islas del Caribe se mantienen valores en el entorno de un metro en el mar interior y entre 1,6 y 2 m en la franja atlántica de las islas caribeñas hasta la frontera de Brasil, norte del Golfo de México y costa norte de Costa Rica y Panamá, que hacen frente a oleajes más intensos generados en el Atlántico. Se advierte una notoria variación estacional, disminuyendo las alturas de ola significante desde 2 a 1 m en el periodo estival. Respecto a las alturas máximas medias estacionales, cabe destacar alturas en el entorno de los 4,5 m en el invierno en el golfo de México.

Respecto a la parte del hemisferio Sur, cabe distinguir las dos costas: la Atlántica y la Pacífica. En la costa Atlántica las medias mensuales de Hs están en el entorno de 1m con la excepción de la costa de Brasil, con alturas en el entorno de 2 m. Respecto a las máximas estacionales, destacan la costa Sur de Brasil y la costa de Uruguay con alturas máximas significantes de aproximadamente 3,5 m. El resto de la costa Atlántica se ve afectada por alturas máximas medias por debajo de los 2,5 m. La costa Pacífica destaca por los valores máximos en el sur del continente con alturas máximas medias de hasta 8,5 m al sur de Chile, disminuyendo hasta los 5 m en el norte de Chile y en el entorno de 3 m en Perú. En cuanto a las alturas medias estacionales, las medias varían entre los 4 m en el sur de Chile disminuyendo progresivamente hacia el Norte hasta valores de aproximadamente 1,8 m en las costas de Perú. Es notoria la variación temporal tanto en las condiciones máximas como medias de Hs, observándose una mayor intensidad del oleaje en los meses de verano (J-J-A) en el hemisferio Sur y en los meses de invierno (D-E-F) en el hemisferio Norte.

FIGURA 1.27
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE MÁXIMA ESTACIONAL
(Metros)



Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*

Respecto a la dirección predominante de la energía del oleaje, la figura 1.28. muestra la dirección media dominante en cada punto. Analizando los resultados se pueden detectar la generación del oleaje en el golfo de México, con dirección Norte a Sur, y el mar del Caribe, con generación del Este a Oeste, en concordancia con el patrón de vientos visto anteriormente. El resto de la costa, el oleaje dominante proviene de la generación de las borrascas en el Sur del Pacífico que viaja hacia el Este mientras que en el hemisferio Norte el oleaje proviene de las zonas de generación del Atlántico Norte.

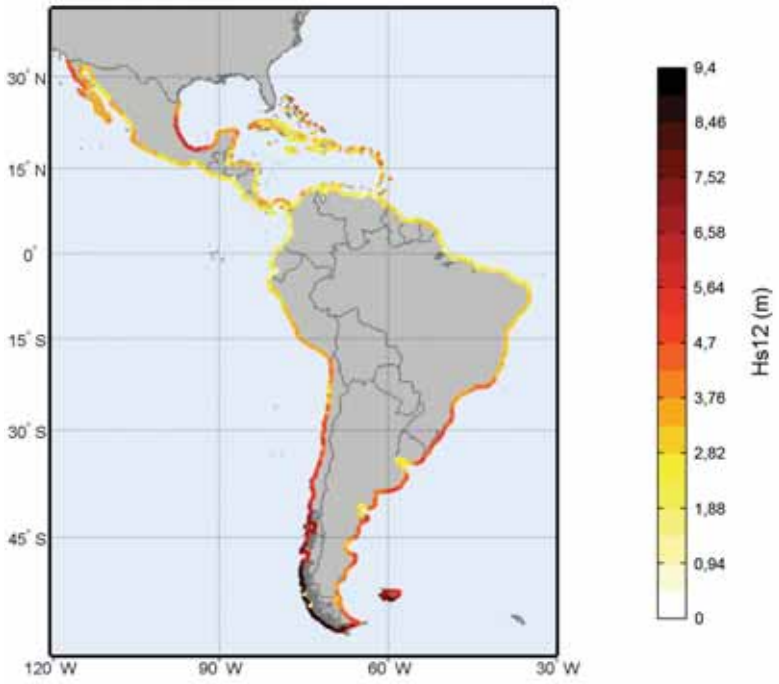
FIGURA 1.28
DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA
(Grados norte)

Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*

Respecto a la altura de ola significante superada de media 12 horas al año manifiesta la misma variabilidad espacial que las alturas máximas mensuales, con valores máximos en la zona de la Tierra de Fuego, debido a que el oleaje generado en el Sur del Pacífico viaja hacia el Atlántico Sur atravesando esta zona geográfica. En el hemisferio Sur, tanto la costa Atlántica como Pacífica llegan hasta valores de 4 a 5 m de Hs_{12}. En el resto de la costa del hemisferio Sur, junto con el Caribe y Centroamérica, se detectan valores en el entorno de los 2-2,5 m, con excepción del golfo de México y la península de California, con valores entorno a los 4-5 m.

En el golfo de San Matías (Argentina) y el río de la Plata, se observa el efecto de resguardo que ejerce la configuración de la costa sobre el oleaje incidente, presentándose unas condiciones menos severas que en zonas inmediatamente cercanas.

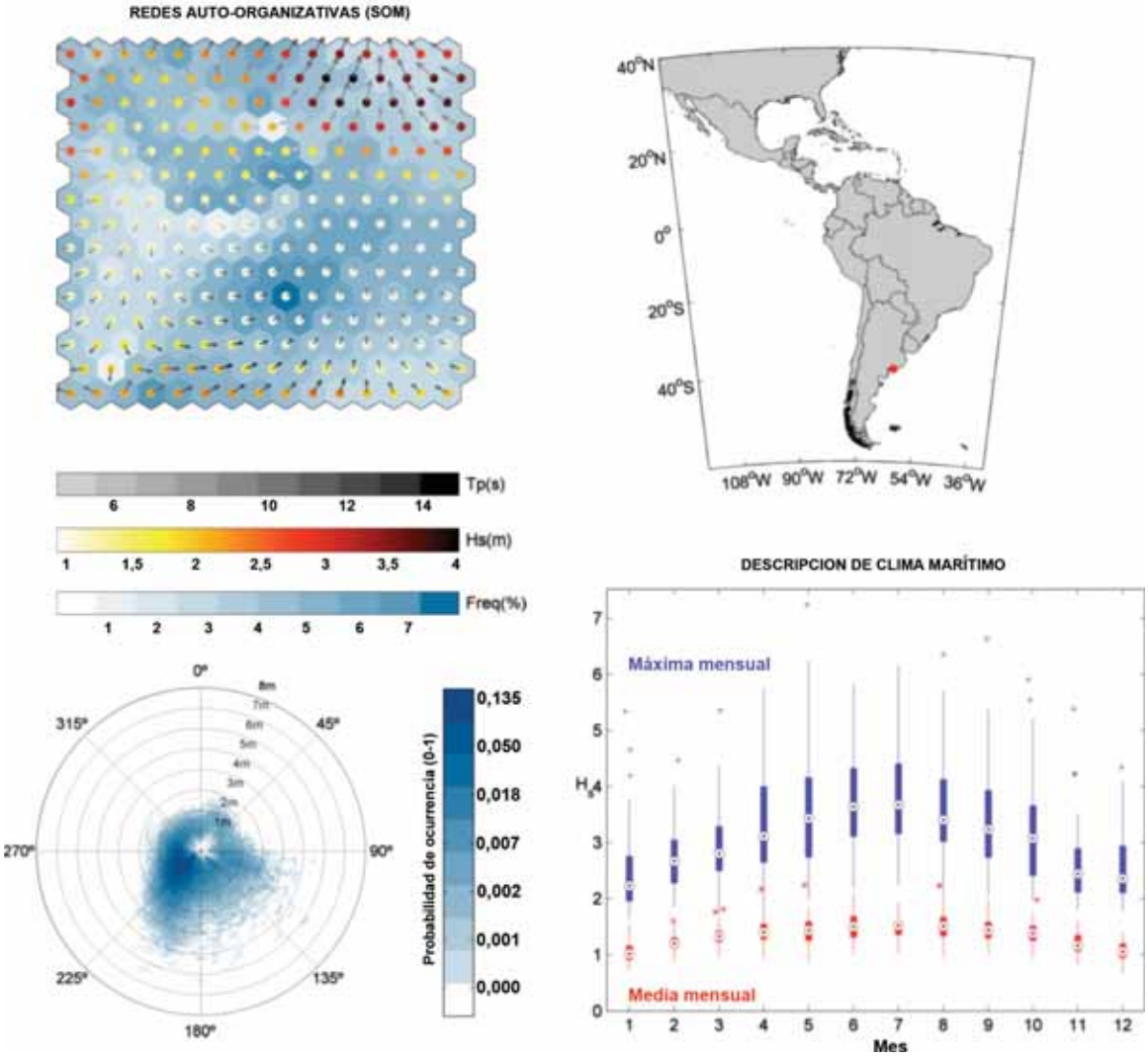
FIGURA 1.29
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE SUPERADA DE MEDIA, 12 HORAS AL AÑO DESDE 1948 A 2008
(Metros)



Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*

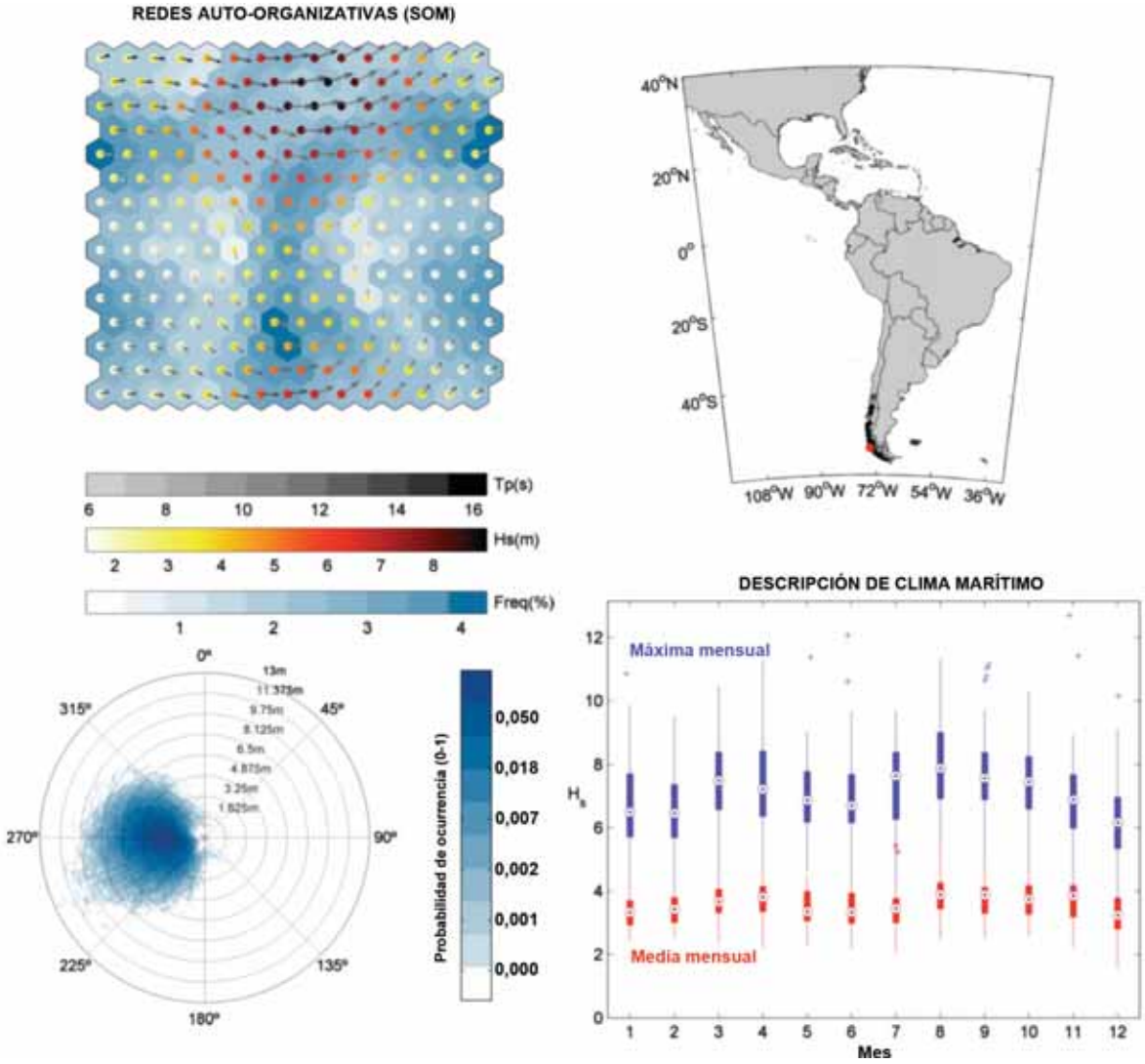
La variabilidad del oleaje en la región ha quedado manifiesta en todas las variables del oleaje estudiadas. Debido a la limitación que supone en la representación mostrar resultados en una escala espacial de tal magnitud no es viable la descripción del clima marítimo punto a punto en este documento. Sin embargo, se ha llevado a cabo en este trabajo una definición exhaustiva del clima marítimo *offshore* en cada uno de los 1132 puntos analizados en la costa de ALyC, en profundidades indefinidas. A modo de ejemplo, se analizan a continuación cuatro de los puntos de la región con los gráficos que caracterizan, técnicamente, la definición del clima marítimo en cada punto para su uso en aplicaciones de investigación e ingeniería. Además, en concreto, se han analizado las condiciones del oleaje *offshore* en las cercanías de los 100 puertos más importantes de ALyC (según el ranking de puertos de CEPAL), ya que se consideran puntos singulares de especial relevancia como receptores de este tipo de información.

FIGURA 1.30
DESCRIPCIÓN DEL CLIMA MARÍTIMO EN UN PUNTO DE LA COSTA DE ARGENTINA



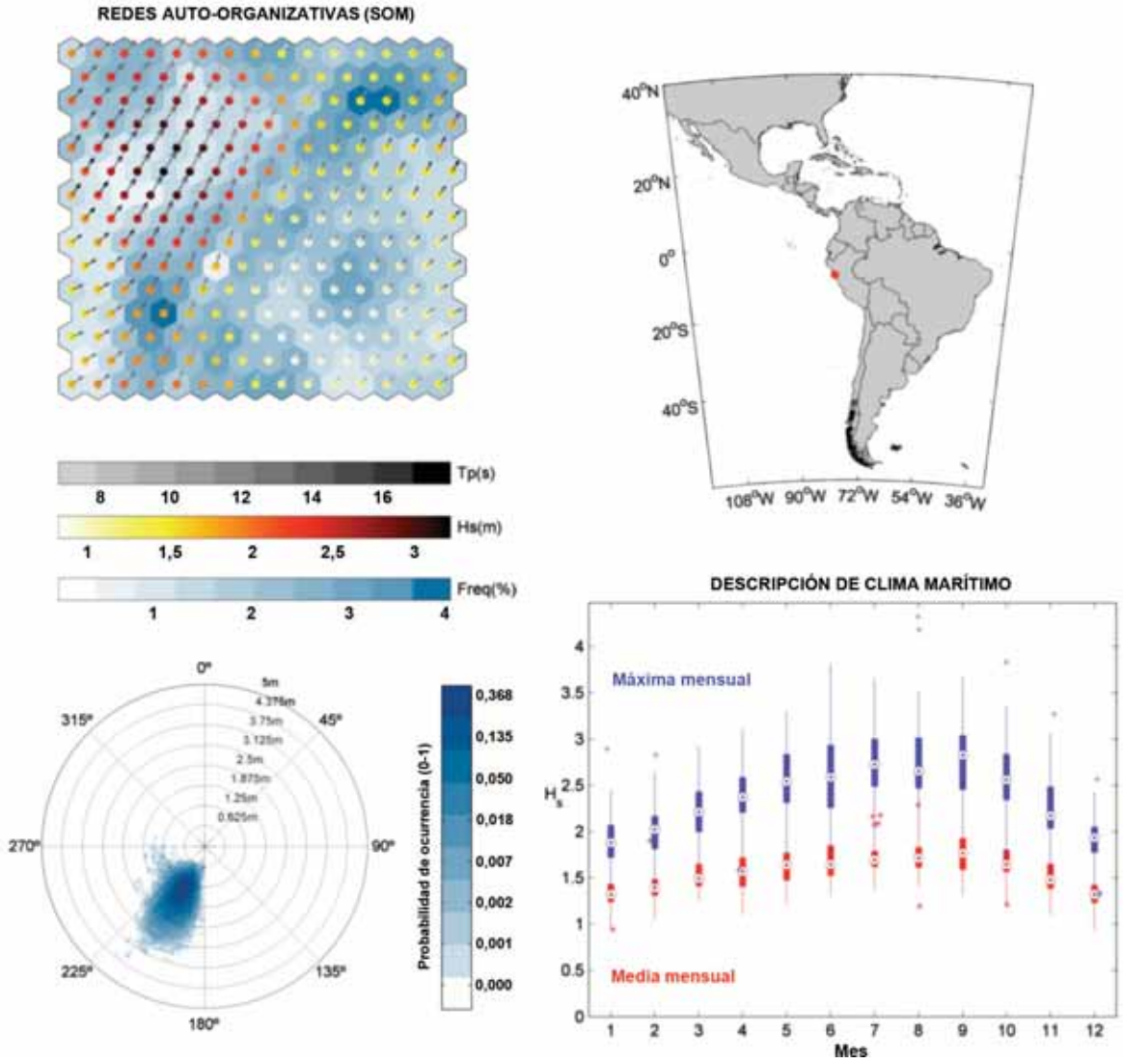
Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*
Nota: Se muestra la descripción de las variables de oleaje en una red SOM (izquierda-superior), la localización del punto (derecha-superior), la rosa de oleaje (izquierda-inferior) y la distribución estadística de las alturas significantes medias y máximas mensuales.

FIGURA 1.31
DESCRIPCIÓN DEL CLIMA MARÍTIMO EN UN PUNTO DE LA COSTA DE CHILE



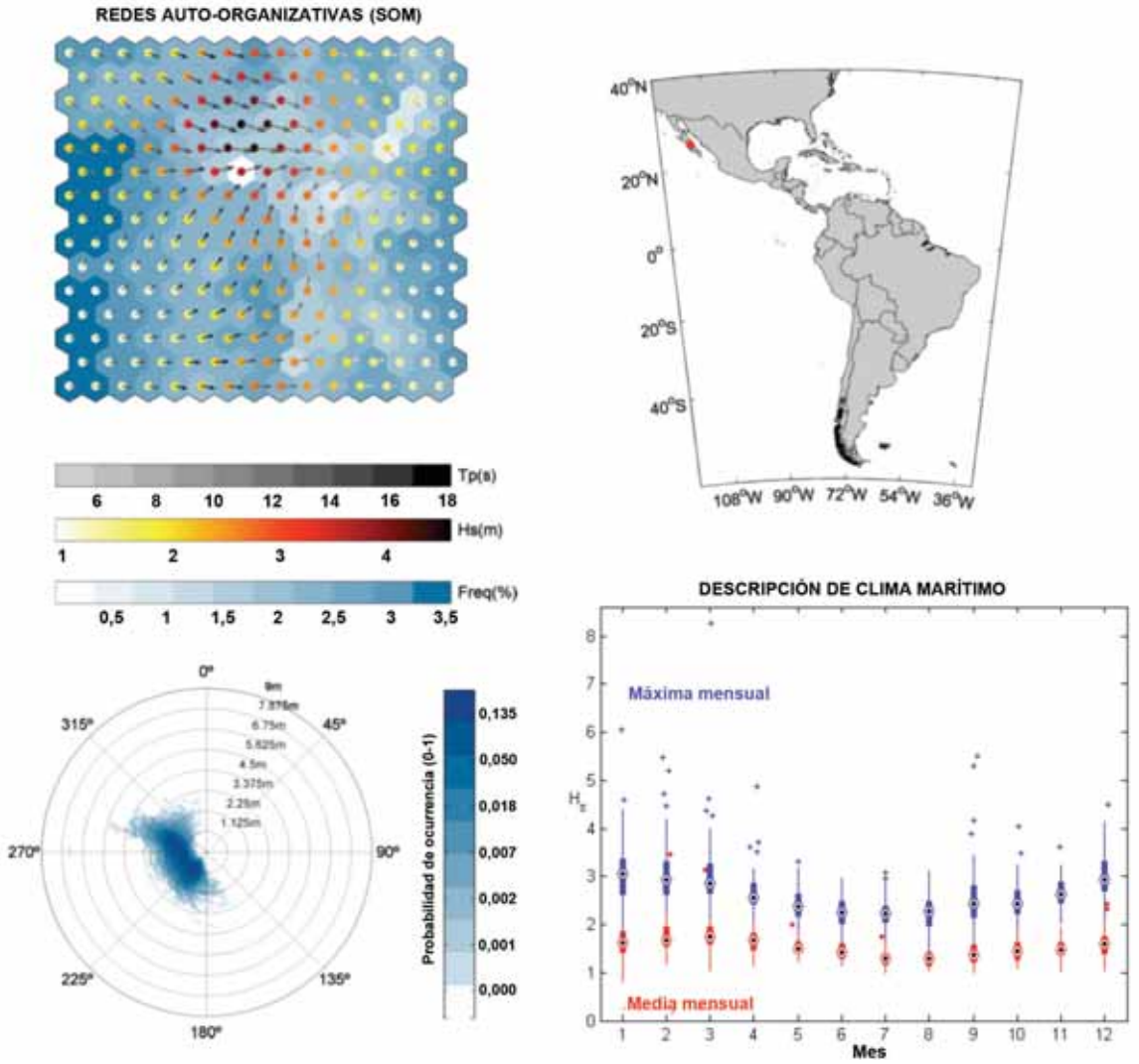
Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*
Nota: Se muestra la descripción de las variables de oleaje en una red SOM (izquierda-superior), la localización del punto (derecha-superior), la rosa de oleaje (izquierda-inferior) y la distribución estadística de las alturas significantes medias y máximas mensuales.

FIGURA 1.32
DESCRIPCIÓN DEL CLIMA MARÍTIMO EN UN PUNTO DE LA COSTA DE PERÚ



Fuente: GOW (Reanálisis *Global Ocean Waves).*
Nota: Se muestra la descripción de las variables de oleaje en una red SOM (izquierda-superior), la localización del punto (derecha-superior), la rosa de oleaje (izquierda-inferior) y la distribución estadística de las alturas significantes medias y máximas mensuales.

FIGURA 1.33
DESCRIPCIÓN DEL CLIMA MARÍTIMO EN UN PUNTO DE LA COSTA DE MÉXICO



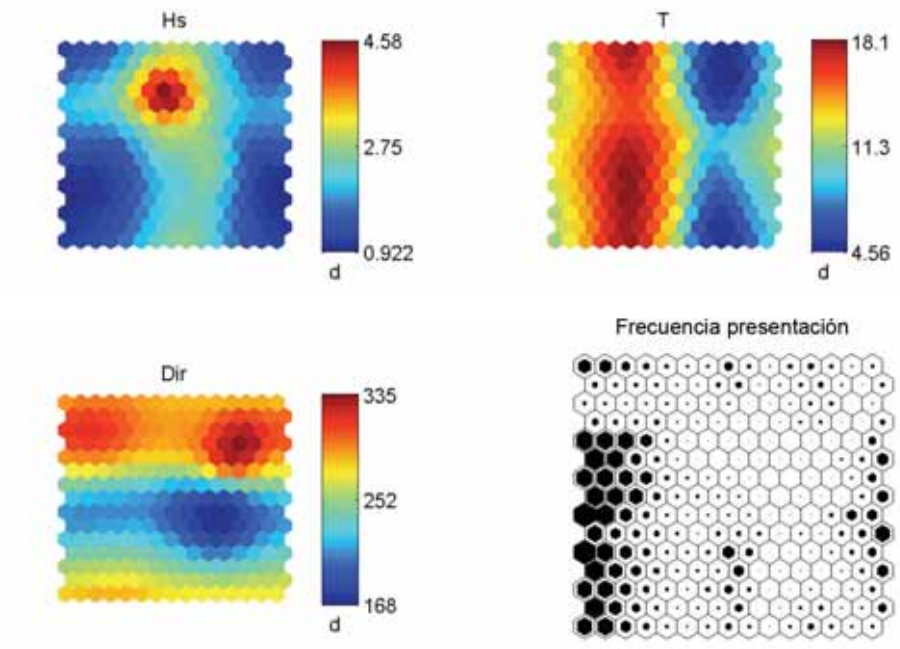
Fuente: GOW (Reanálisis Global Ocean Waves).
Nota: Se muestra la descripción de las variables de oleaje en una red SOM (izquierda-superior), la localización del punto (derecha-superior), la rosa de oleaje (izquierda-inferior) y la distribución estadística de las alturas significantes medias y máximas mensuales.

La descripción de los 1132 puntos *offshore* de ALyC con este tipo de gráficos supone una información vital para el conocimiento y la descripción del oleaje en la región. Con estos resultados se aporta información sobre la distribución estadística del oleaje (gráfico de barras, inferior-derecha), su distribución direccional según la procedencias e intensidades observadas (rosa de oleaje, izquierda-inferior), su variabilidad espacial y estacional (figuras de localización y gráficos de cajas, derecha), así como la frecuencia de ocurrencia y representatividad de cada estado de mar representativo (gráfico SOM, izquierda-superior).

Por la importancia de la parte descriptiva del oleaje de estos gráficos merece la pena explicar, para un mejor entendimiento de los gráficos de redes SOM o redes neuronales auto-organizativas, cómo analizar dichos gráficos. Con este fin, se acompaña una desagregación de los resultados para el punto de California previamente analizado de la malla SOM anterior –figura 1.33.–.

En la figura 1.34. se aprecia claramente diversos patrones en las distintas variables de oleaje para el mismo punto. Se muestra la concentración de alturas máximas con periodos de valores medios y con escasa frecuencia de representación. Se observa una clara bimodalidad del oleaje con dos direcciones definidas de procedencia, también observada esta realidad en la rosa de oleaje figura 1.33. Asimismo se puede detectar que los oleajes más frecuentes son los de alturas de olas más pequeñas. El gráfico de la figura 1.34. queda representado en un único gráfico en la parte superior-izquierda de la figura 1.33.

FIGURA 1.34
GRÁFICO DE ESTADOS DEL MAR REPRESENTATIVOS EN UNA RED SOM PARA UN PUNTO DE MÉXICO

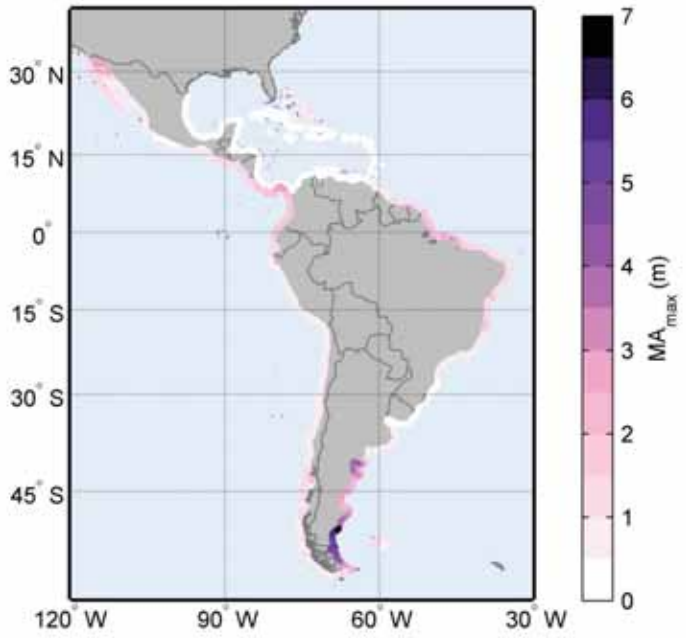


Fuente: Elaboración propia.

3.2.2. Marea Astronómica

La marea astronómica también muestra gran variabilidad espacial en la región de ALyC. Para analizar esta dinámica se representa a continuación el nivel máximo alcanzado por la marea astronómica –figura 1.35–, el cuantil 0,9 –figura 1.36.– y la carrera de marea –figura 1.37.–. Las características de las mareas en ALyC varían en magnitud desde regímenes macromareales, con máximos de carreras de marea de más de 10 m en el Sur de Argentina, hasta regímenes micromareales como en las islas del Caribe, con carreras de marea inferiores a 0,5 m.

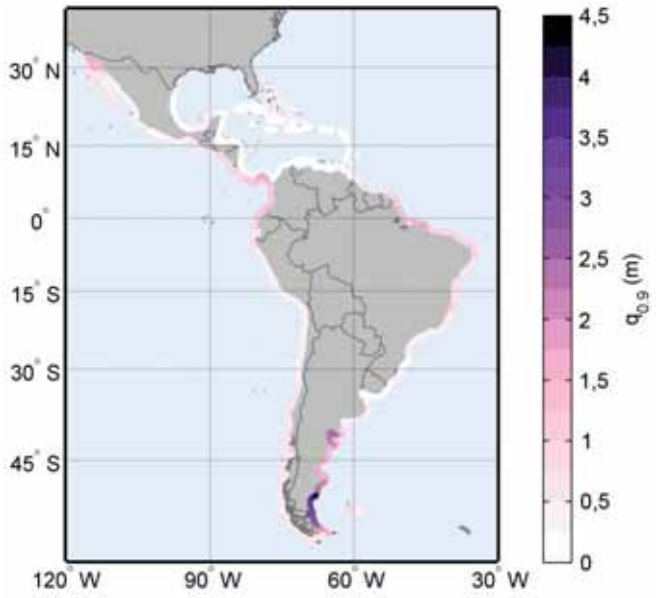
FIGURA 1.35
NIVEL MÁXIMO ALCANZADO POR LA MAREA ASTRONÓMICA DESDE 1948 A 2008
(Metros)



Fuente: GOT *(Global Ocean Tides).*

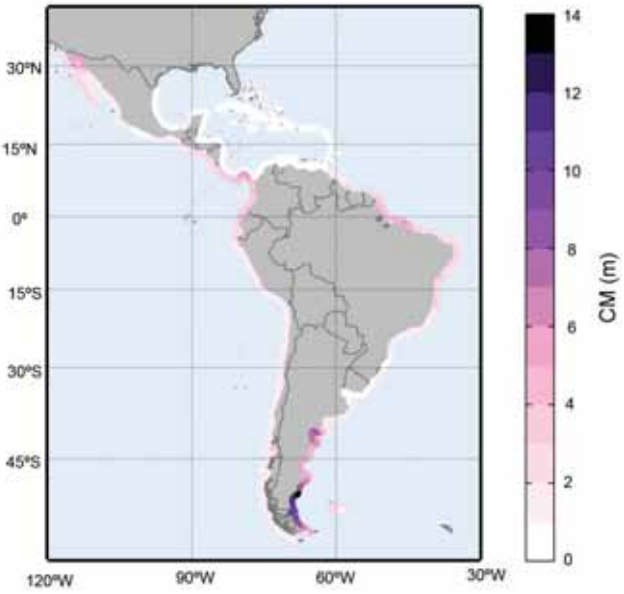
De los gráficos merece la pena resaltar dos aspectos: el primero, el efecto amplificador que se produce en la zona de Río Negro (Argentina) con niveles máximos de más de 5 m, respecto al resto de la costa cercana, con valores menores (entorno a 3 m); segundo, la variación que se produce entre de las dos costas que bañan Panamá, ya que en la costa del Caribe los niveles máximos no alcanzan los 0,5 m, mientras que en la costa Pacífica se llegan a valores en el entorno de 3 m, si bien no muy elevados, supone un rasgo peculiar de una zona del mundo divisoria entre dos regiones de dinámicas costeras radicalmente distintas.

FIGURA 1.36
CUANTIL 0,9 DE MAREA ASTRONÓMICA DESDE 1948 A 2008
(Metros)



Fuente: GOT *(Global Ocean Tides).*

FIGURA 1.37
CARRERA DE MAREA ASTRONÓMICA
(Metros)



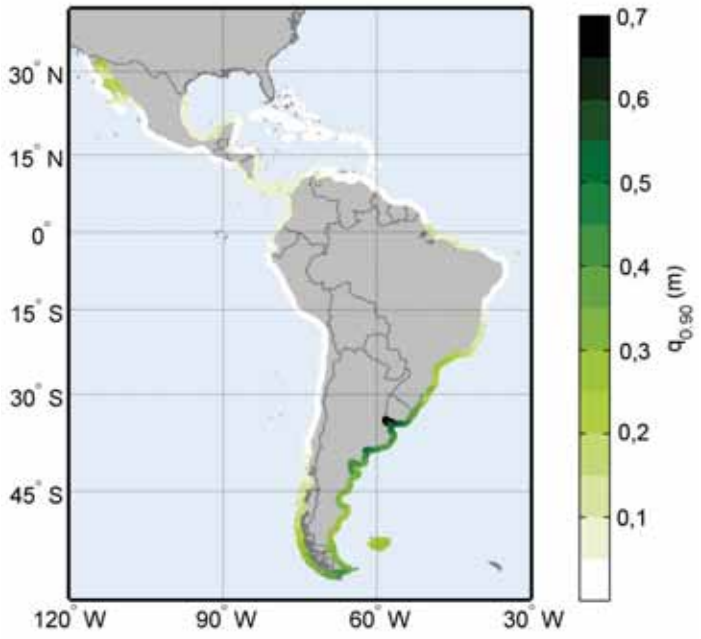
Fuente: GOT *(Global Ocean Tides).*

3.2.3. Marea Meteorológica

La marea meteorológica, o también denominada *storm surge,* calculada mediante modelado numérico (GOS, Global Ocean Surges, IHCantabria), muestra dos zonas claramente diferenciadas, tanto en el cuantil 0,90 como en el 0,99. La primera de las zonas que cabe distinguir es la zona afectada por los mayores valores de la componente meteorológica con valores por encima de un metro en el cuantil 0,99 a lo largo de toda la costa de Argentina, Uruguay y sur de Brasil (zona de Porto Alegre). Resalta especialmente la zona del río de la Plata, donde se obtienen los valores máximos de esta variable (hasta 1,4 m en el cuantil 0,99) debido al efecto de la configuración de la costa en forma de entrante. Al respecto, merece la pena resaltar que esta zona geográfica es, además, donde mayores carreras de marea astronómica se obtienen, lo cual indica que la variación del nivel del mar será aún mayor en estas costas. En segundo lugar, en el resto de ALyC se observan valores por debajo de 0,2 m para el cuantil 0,99, salvo en el golfo de California, donde debido a la configuración cerrada del golfo se producen mareas meteorológicas de, aproximadamente, medio metro.

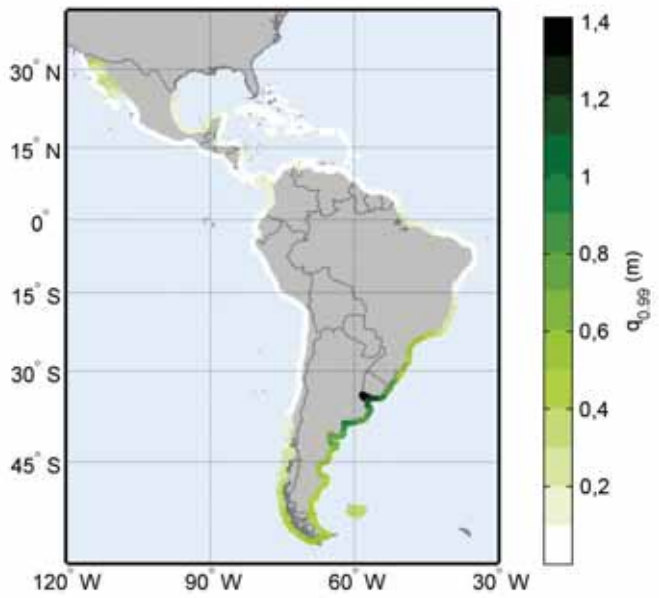
Respecto al cuantil 99 se analiza en la figura 1.40. la estacionalidad anual. No se aprecian cambios significativos en la región salvo un ligero aumento de la marea meteorológica en el golfo de México durante los meses de invierno. En la zona de mayores valores de la componente meteorológica (costa de la desembocadura del río Paraná) los cambios estacionales no son manifiestos, por lo que a lo largo del año la probabilidad de ocurrencia de valores por encima de 1 m se mantienen constantes.

FIGURA 1.38
CUANTIL MEDIO 0,9 DE MAREA METEOROLÓGICA DESDE 1948 A 2008
(Metros)



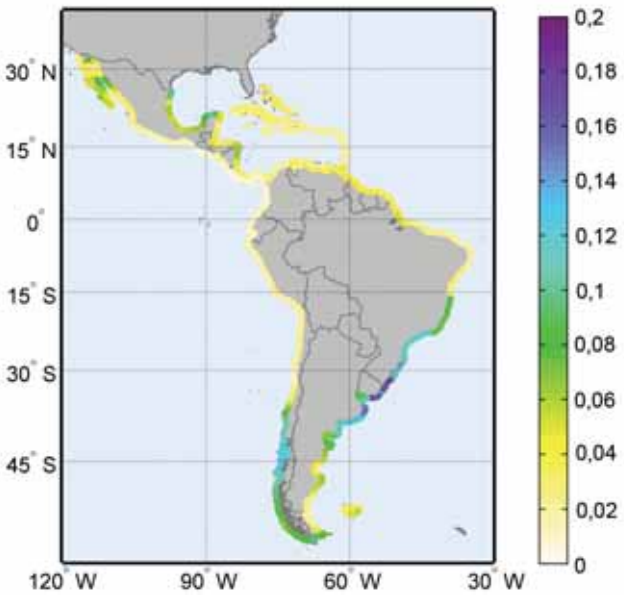
Fuente: GOS *(Global Ocean Surge).*

FIGURA 1.39
CUANTIL MEDIO 0,99 DE MAREA METEOROLÓGICA DESDE 1948 A 2008
(Metros)



Fuente: GOS *(Global Ocean Surge).*

FIGURA 1.40
RANGO DE VARIACIÓN MENSUAL DEL CUANTIL 0,99 DE MAREA METEOROLÓGICA DESDE 1948
(Metros)



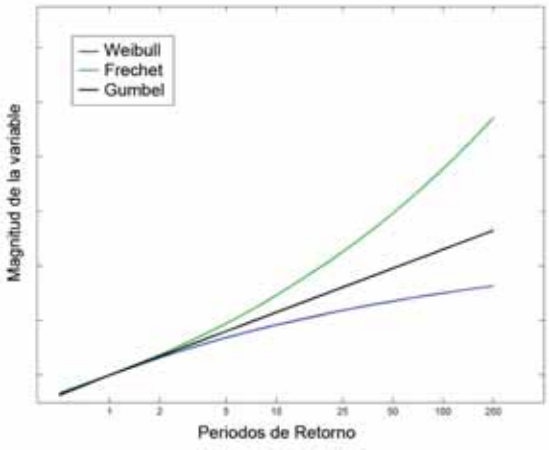
Fuente: GOS *(Global Ocean Surge).*
Nota: El rango va desde los valores máximos menos los valores mínimos medios.

3.3.Eventos Extremos

Justificado por la importancia de los eventos extremos en las costas, debido a los impactos que suponen y para su uso en el diseño de las obras marítimas en ALyC, se ha realizado un análisis de extremos, basado en el método de máximos mensuales, de las siguientes variables: altura de ola significante de oleaje y marea meteorológica. Para la aplicabilidad de estos resultados en futuros usos en las costas de ALyC se han calculado los periodos de retorno de 50, 100, 250 y 500 años de ambas variables. En aras de la brevedad del presente documento, se aportan en el texto tan sólo los gráficos de los periodos de retorno de 50 y 500 años, ya que el primero representa lo observado en el periodo de reanálisis modelado (61 años) y el segundo es un periodo de diseño usualmente utilizado en las obras marítimas.

En ambas variables se representa el parámetro de forma obtenido para la función generalizada de extremos (GEV) del análisis realizado (para más información consúltense las referencias sobre análisis de extremos de oleaje). Este parámetro indica la forma que adopta la distribución ajustándose a una función tipo Weibull si el parámetro resulta negativo, a una Frechet si resulta positivo o a una Gumbel en el caso de parámetro igual a cero –figura 1.41.–. Obsérvese que una curvatura negativa, o tipo Weibull, indica que los extremos están acotados, mientras que en los otros dos ajustes no es así.

FIGURA 1.41
FORMA DE LA DISTRIBUCIÓN GENERALIZADA DE EXTREMOS (GEV) SEGÚN EL PARÁMETRO DE FORMA

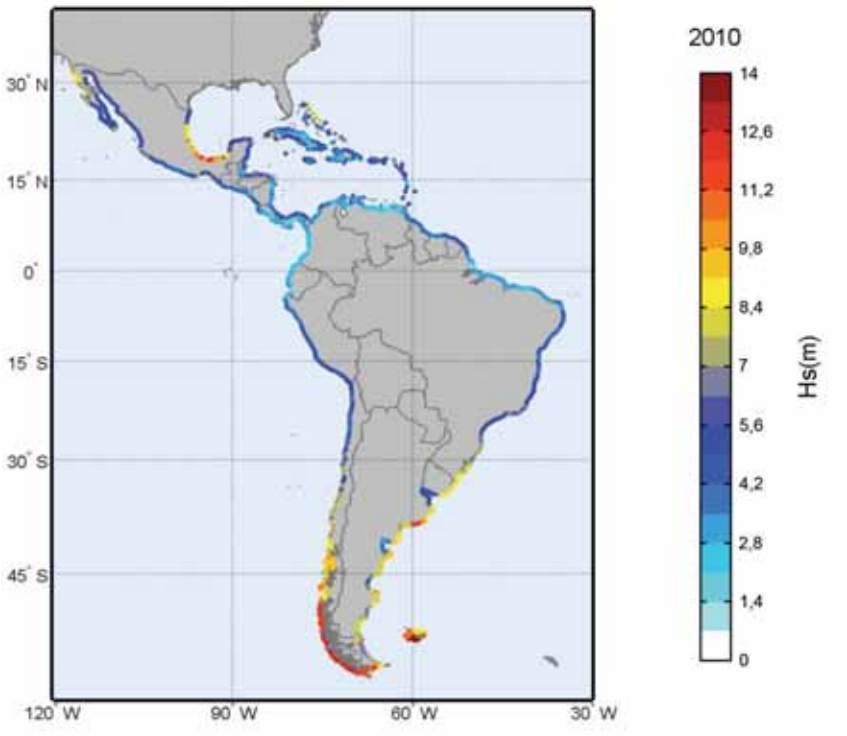


Fuente: Elaboración propia.

3.3.1. Oleaje

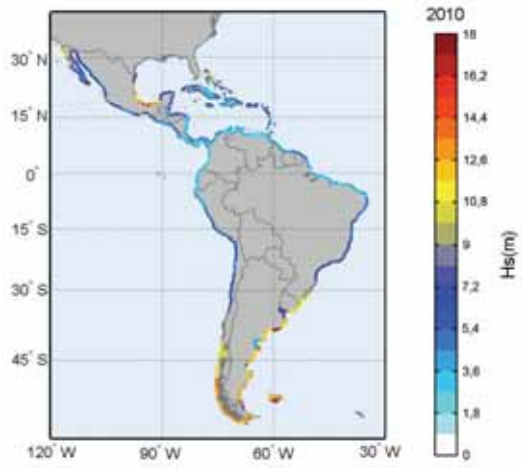
Como se aprecia en la figura 1.42. y la figura 1.43. existe una enorme variabilidad en los extremos de oleaje, ya observada en el análisis de las variables de oleaje de condiciones medias, máximas mensuales y alturas superadas 12 horas al año (figura 1.29. y precedentes). Esta variabilidad espacial es común en todos los periodos de retorno, variando su magnitud según se considere una recurrencia u otra (50, 100, 250 y 500 años). Así, en la gráfica de periodo de retorno de 50 años, los mayores valores, por encima de los 13 m de Hs se obtienen en el sur del continente debido a los temporales del Pacífico Sur. También se obtienen valores altos, entorno a 10 m de altura significante, en el golfo de México, en parte debido a los huracanes, que pese a no recogerse en el reanálisis de oleaje en su valor máximo, sí quedan representados por una subida excepcional respecto a las condiciones medias. Merece la pena resaltar que en zonas más resguardadas por la propia configuración de la costa, como Río Negro o Río de la Plata, los valores obtenidos disminuyen apreciablemente respecto a los resultados adyacentes y más expuestos, como ya ha podido ser observado en resultados de apartados previos. En el norte de la península de California se obtienen valores de aproximadamente 9 m para una recurrencia media de 50 años. En general, en el mar Caribe, la altura de ola de 50 años varía entre los 4 y 5 m.

FIGURA 1.42
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE DE PERIODO DE RETORNO 50 AÑOS EN EL AÑO HORIZONTE 2010 (VALOR MEDIO)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

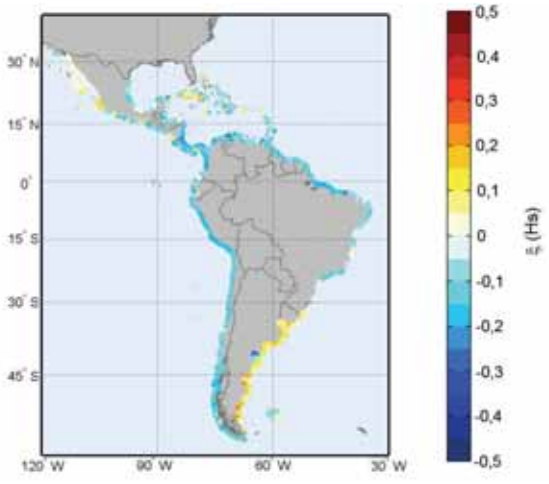
FIGURA 1.43
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE DE PERIODO DE RETORNO 500 AÑOS EN EL AÑO HORIZONTE 2010 (VALOR MEDIO)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

El análisis del parámetro de forma obtenido –figura 1.44– indica que la distribución de alturas de ola extremas está ligeramente acotada (distribución Weibull) en todo el dominio salvo en la costa Norpacífica de México y en las costas de Uruguay y Argentina donde se asemeja más a una distribución de tipo Frechet. No obstante, la magnitud del parámetro de forma es, en general, aproximadamente 0,1 en ambos casos, tanto positivo como negativo, lo que indica que la curvatura del ajuste no es grande en ningún caso.

FIGURA 1.44
PARÁMETRO DE FORMA OBTENIDO EN EL ANÁLISIS DE EXTREMOS DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE
(Adimensional)

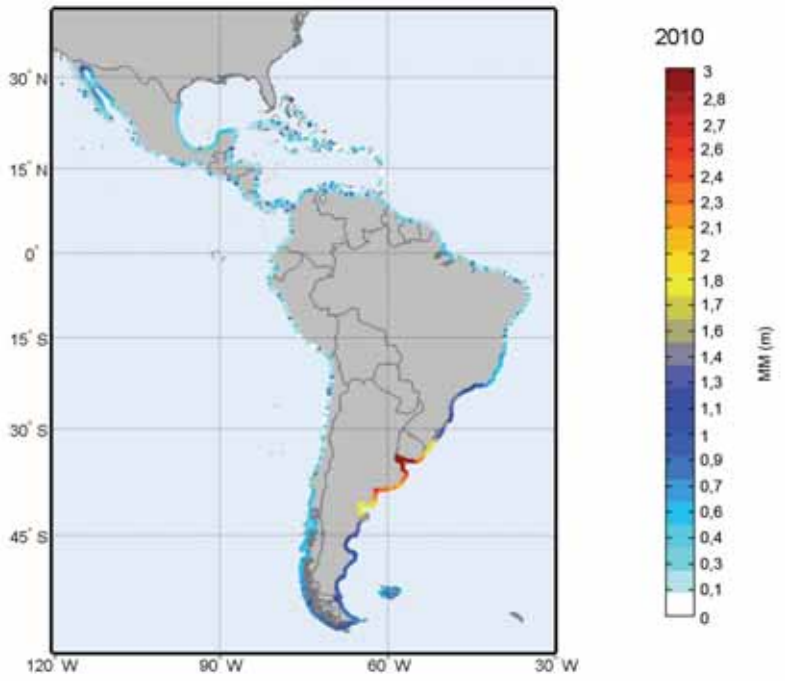


Fuente: Elaboración propia.
Nota: Un valor positivo indica que la distribución de extremos sigue una forma tipo Frechet, un valor negativo corresponden con una distribución Weibull y un valor nulo se ajusta a una Gumbel.

3.3.2. Marea Meteorológica

Análogamente al estudio de los eventos extremos de oleaje, se ha realizado el análisis de extremos de marea meteorológica para el periodo de retorno de 50 años. Como ya se había observado en el apartado 2.2.3, existen dos zonas claramente diferenciables en la región, la zona del Atlántico Sur, por debajo de la latitud de 15ºS, y el resto de la región. En la primera zona, los valores con periodo de retorno de 50 años varían de forma gradual, en el rango entre 1 m y los 3 m, con valores máximos en la zona del Río de la Plata. Sin embargo, en el resto de la costa de estudio, los valores de la misma recurrencia se mantienen por debajo de 0,5 m.

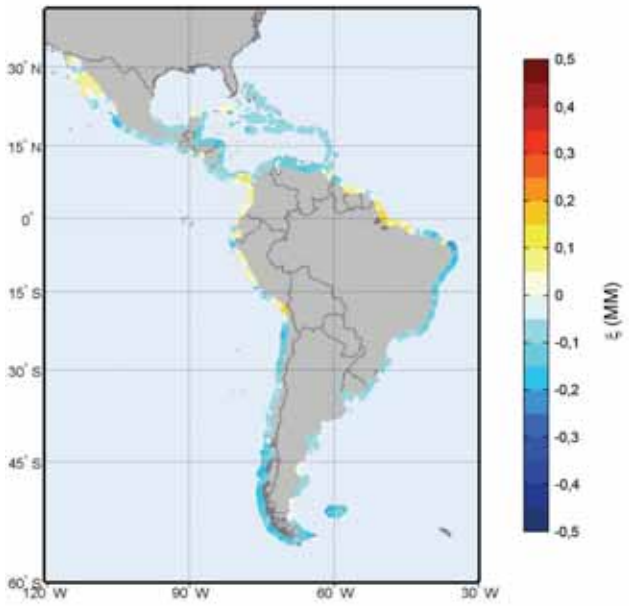
FIGURA 1.45
MAREA METEOROLÓGICA DE PERIODO DE RETORNO 50 AÑOS EN EL AÑO 2010 (VALOR MEDIO)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

En el caso del parámetro de forma del análisis de extremos de marea meteorológica, en general es negativa y aproximadamente de valor -0,1, lo que indica que en ALyC los datos extremos de marea meteorológica se adaptan mejor a una distribución Weibull, excepto en tramos de las costas de Brasil, Perú, Colombia y México, donde se obtiene un valor positivo del parámetro y es más adecuado un ajuste tipo Frechet. En ningún caso, como en el oleaje, se obtiene un valor elevado del parámetro lo que indica que, en cualquier caso, ya sea acotado o no, la curvatura de todos los ajustes es suave.

FIGURA 1.46
PARÁMETRO DE FORMA OBTENIDO EN EL ANÁLISIS DE EXTREMOS DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE
(Adimensional)

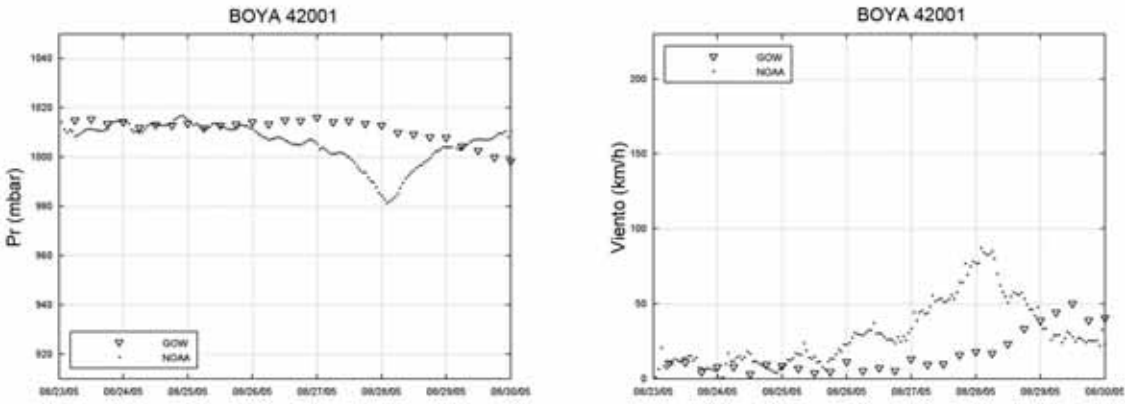


Fuente: Elaboración propia.
Nota: Valor positivo indica que la distribución de extremos sigue una forma tipo Frechet, valor negativo corresponden con una distribución Weibull y valor nulo se ajusta a una Gumbel.

3.4. Análisis de los huracanes

Los reanálisis numéricos (GOW y GOS, 1948-2008) generados con modelos numéricos (WW3 y ROMS), que simulan los parámetros asociados al oleaje y a la variación del nivel del mar en función de los campos de presión atmosférica y viento, no recogen los eventos extremos asociados a tormentas tropicales y huracanes debido a una insuficiente resolución de los forzamientos (campos de viento y presión) del reanálisis NCEP/NCAR, como se puede observar en la figura 1.205 para el huracán Katrina (2005).

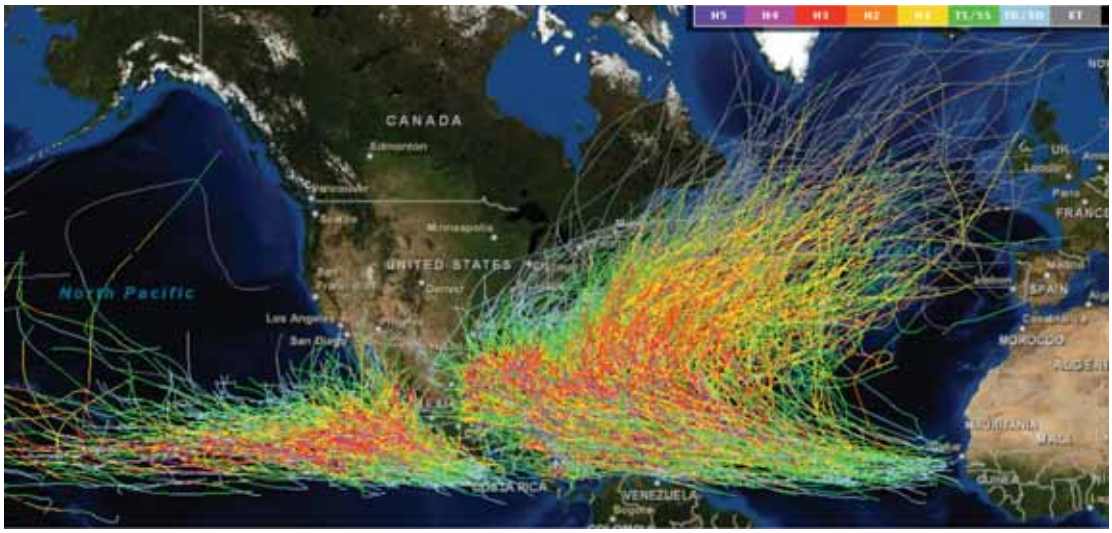
FIGURA 1.47
SERIE DE PRESIÓN Y VELOCIDAD DEL VIENTO DEL FORZAMIENTO UTILIZADO EN EL MODELO WW3 (BASE DE DATOS GOW, TRIÁNGULOS), Y LOS DATOS MEDIDOS POR LA BOYA NOAA-42001 (PUNTOS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

Para remediar esta circunstancia se ha recurrido en el presente estudio a la generación campos de presión y viento, utilizando datos históricos de huracanes y tormentas tropicales, mediante modelos analíticos, a partir de los cuales inferir el oleaje y el nivel del mar, también mediante modelos analíticos, en los 54 años de datos de huracanes (1955-2008), en la zona del Atlántico Norte, Caribe, Golfo de México y Pacífico Noreste –figura 1.206–. Los resultados del análisis realizado se adjuntan al final del presente capítulo, en el Anexo 2, ya que en el apartado de los huracanes sólo se considera la descripción actual y no se realiza el análisis de tendencias de largo plazo como en el resto de las dinámicas.

FIGURA 1.48
POSICIÓN E INTENSIDAD HISTÓRICA (54 AÑOS) DE LOS HURACANES ANALIZADOS EN EL PRESENTE ESTUDIO



Fuente: Imagen tomada del National Hurricane Center, NOAA, (http://www.csc.noaa.gov/beta/hurricanes/#app=2b16&3722-selectedIndex=0.)

En el anexo 2 se detallan los siguientes aspectos del análisis realizado:

—Evaluación y validación de los **mapas de presión** por presencia de huracanes.

—Evaluación y validación de los **mapas de viento** por presencia de huracanes.

—Evaluación y validación de los **mapas de oleaje** (altura de ola significante *Hs* y periodo de pico *Tp)*, por presencia de huracanes.

—Evaluación de la **marea meteorológica** *(storm surge)* por presencia de huracanes.

—Obtención de los **mapas de estadísticos** de las variables analizadas de los 54 años de reanálisis asociadas a los eventos de huracán.

Los resultados obtenidos han sido validados, huracán a huracán, en diversas boyas disponibles en el área de estudio –figura 1.49.–.

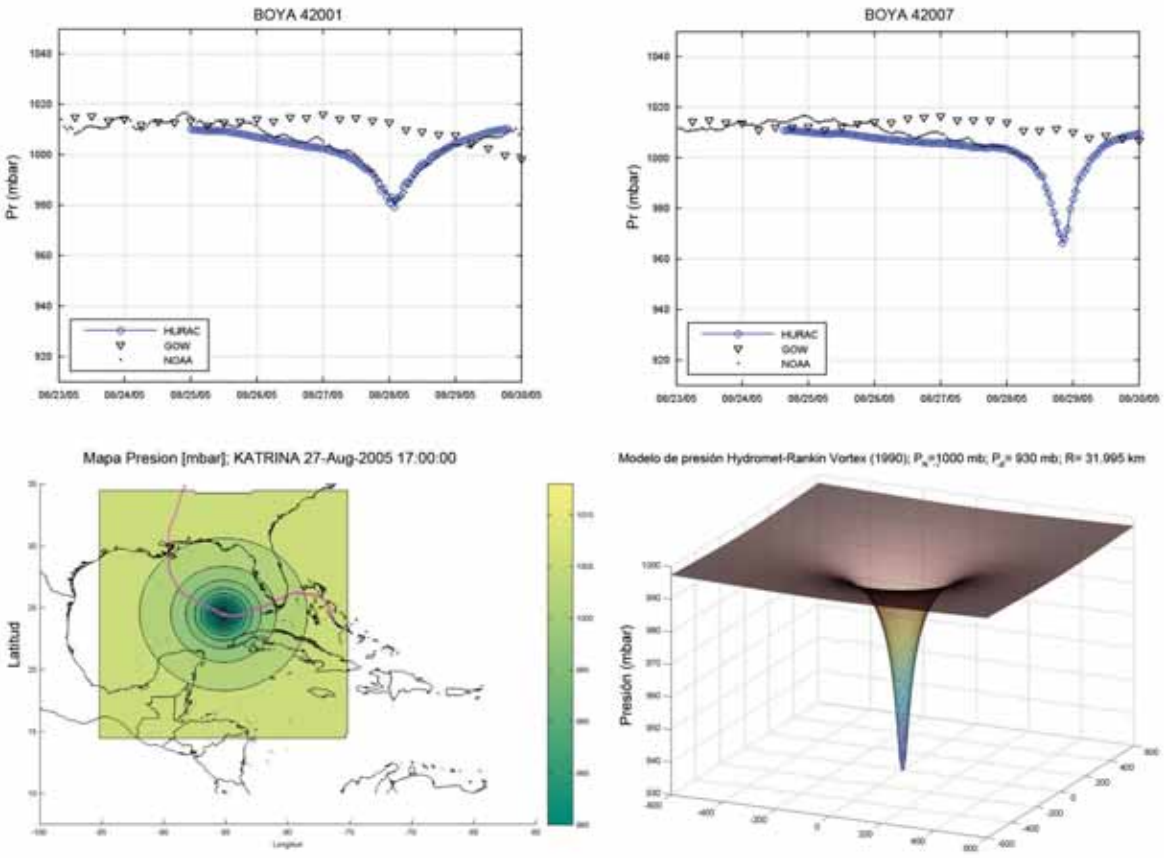
FIGURA 1.49
MAPA DE POSICIÓN Y NOMBRE DE LAS BOYAS TIPO NDBC DEL NATIONAL DATA BUOY CENTER DE LA NOAA

Fuente: Imagen tomada de: http://www.ndbc.noaa.gov/.

Como se puede ver en la figura 1.50. y figura 1.51., los campos de presión y viento generados con modelos paramétricos se ajustan satisfactoriamente a los datos instrumentales.

FIGURA 1.50

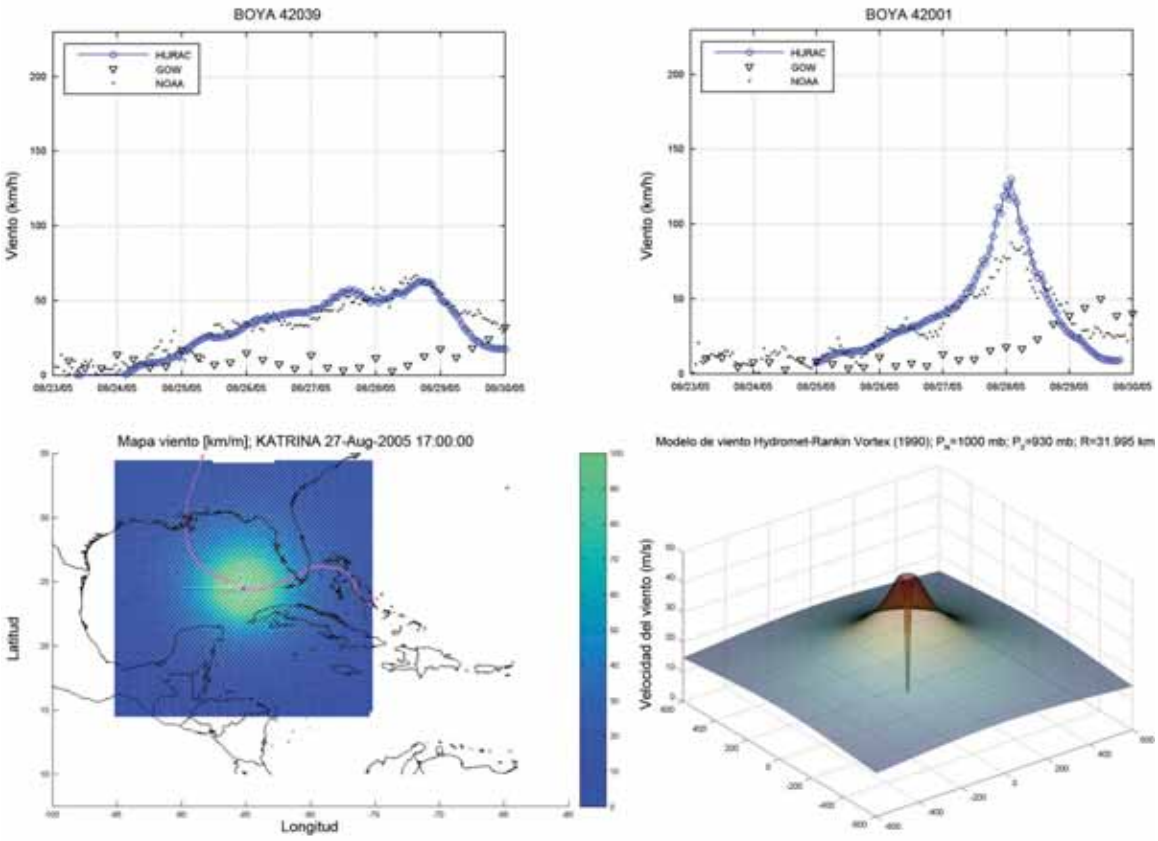
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE PRESIÓN PARA EL MODELO HURAC-HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980) (PUNTOS AZULES), DATO DE LAS BOYA (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005) EN DIVERSAS BOYAS ANALIZADAS, ASÍ COMO TRAYECTORIA SEGUIDA Y MAPA ESPACIAL DEL CAMPO DE PRESIONES EN UN DETERMINADO INSTANTE



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.51

COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE VIENTO PARA EL MODELO DE HURAC-BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYA (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005) EN DOS DE LAS BOYAS ANALIZADAS, JUNTO A CAMPO DE VIENTOS EN UN DETERMINADO INSTANTE DEL HURACÁN

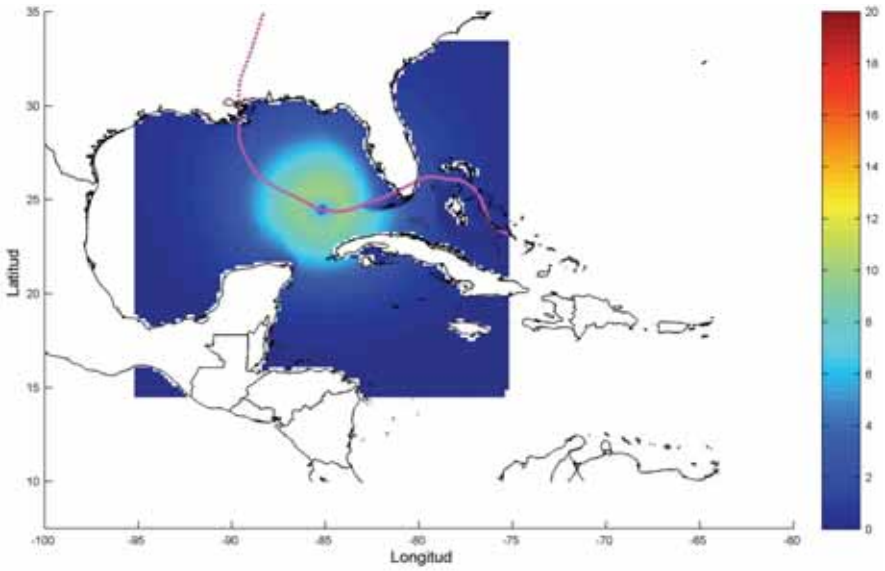


Fuente: Elaboración propia.

Para la generación de los campos de oleaje se utilizaron tres modelos distintos, resultando el modelo SPM *(Shore Protection Manual)* modificado el que mejor ajuste con los datos instrumentales presentaba. La figura 1.52. muestra el campo de oleaje generado por el huracán Katrina en un determinado instante utilizando el mencionado modelo.

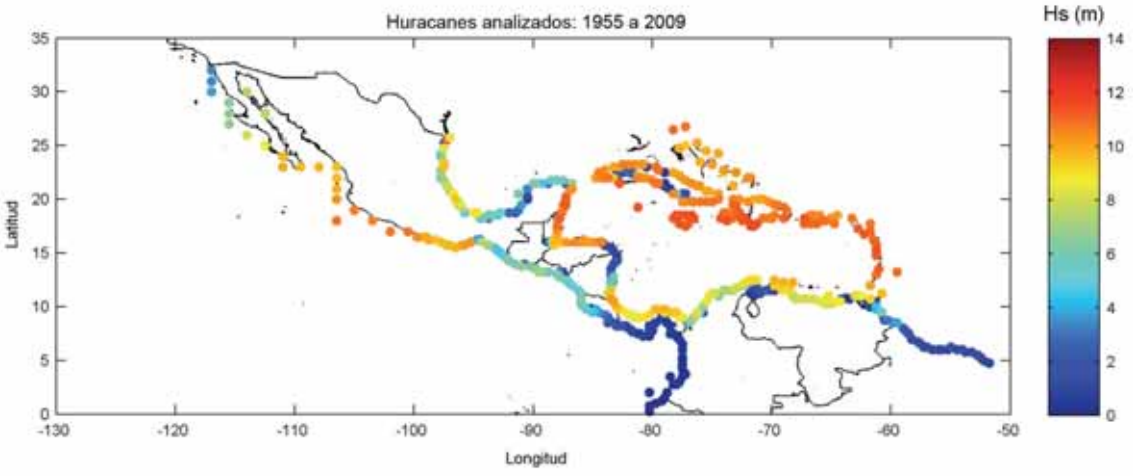
La validación completa de presión, vientos, oleaje y marea meteorológica, junto a los mapas de resultados en las costas del área de estudio pueden consultarse en el Anexo 2 del presente documento (similares al mostrado en la figura 1.53. para la altura de ola significante máxima en los 54 años de datos de huracanes).

FIGURA 1.52
MAPA DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE PARA EL HURACÁN KATRINA, MODELO DEL SPM-MODIFICADO (1984) (27-AGOSTO DE 2005 A LAS 17.00 HORAS)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.53
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

3.5. Conclusiones de las dinámicas costeras en América Latina y el Caribe

OLEAJE	• Alta variabilidad espacial, asociada a las diferentes latitudes y condiciones particulares del Océano Pacífico, Atlántico y Mar del Caribe y Golfo de México. • Los valores de altura de ola significante media por estaciones oscilan entre Hs = 0,5 m (Caribe y Ecuador en el Pacífico) y Hs = 4 m (sur de Chile). Sin embargo, la media de los máximos estacionales alcanzan hasta 8,5 m en el sur del continente. • La estacionalidad en el hemisferio Norte es mucho más marcada que en el hemisferio Sur. • Los estados de mar más energéticos en el hemisferio Norte se presentan en el período D-E-F (invierno boreal) y en el hemisferio Sur en el período J-J-A (invierno austral). • El sur de Chile, con estados de mar de más de Hs=9 m es la zona más energética. Otras zonas con valores Hs > 5 m son la Baja California, el sur del Golfo de México, la parte Atlántica de las islas del Caribe y algunas zonas del sur de Brasil y de Argentina. • La dirección media del oleaje es altamente variable, predominando en la costa del Pacífico sur la dirección W-SW y en la Baja California la dirección W, en el norte de Argentina, Uruguay y Brasil hasta Recife, la dirección SE, y en la costa norte de Brasil la dirección NE. • Los estados de mar energéticos asociados a huracanes se han considerado en un anexo complementario y se han obtenido máximos de oleaje en el entorno de los 10 m en la mayoría de islas del Caribe. • Se ha realizado un análisis de extremos de oleaje, obteniéndose valores por encima de 11 m de altura significante (periodo de retorno de 500 años) en ambas costas en el sur del continente y parte sur del Golfo de México.
MAREA METEOROLÓGICA	• La sobreelevación del nivel del mar por marea meteorológica tiene una marcada variabilidad latitudinal, dependiente también de fenómenos locales de amplificación por efectos geométricos y de velocidad de propagación de los ciclones. • Los mayores valores de sobreelevación (por encima de 1 m) se han obtenido en el Mar del Plata, debido a la gran extensión de la plataforma y a la forma del estuario en forma de embudo que facilita la acumulación de agua en eventos de marea meteorológica. • Desde el paralelo 45ºS hacia Tierra del Fuego los valores obtenidos (0,4 m) indican que en esta área la marea meteorológica es también importante. Al sur de Brasil se han obtenido valores similares. • El Golfo de California potencia también la acumulación de agua, detectándose sobreelevaciones del orden de 30 cm. • Las sobreelevaciones inducidas por la propagación de huracanes están tenidas en cuenta en un anexo del documento indicando sobreelevaciones por encima de 1 m en el mar del Caribe • La estacionalidad no es muy importante en esta variable (diferencias de 0,2 m como máximo entre las medias mensuales) lo que indica que durante todo el año los valores son similares y se pueden esperar sobreelevaciones del mismo orden mantenidas en el año. • Se ha realizado un estudio de eventos extremos de marea meteorológica obteniéndose valores entorno a los 3 m de sobreelevación en el Río de la Plata para una recurrencia media de 50 años.
MAREA ASTRONÓMICA	• Fuerte variabilidad espacial en la región, con zonas micro-mareales, meso-mareales y macro-mareales. • Las carreras de marea mayores (> 5m) se presentan en el sur de Argentina (plataforma de La Patagonia). • Esta variable es fundamental para evaluar la importancia relativa del aumento del nivel medio del mar en la cada zona.
TEMPERATURA DEL AGUA SUPERFICIAL	• Alta variabilidad espacial latitudinal con valores de más de 25ºC en el Ecuador y valores menores a 10ºC en la Tierra del Fuego. • Aumento del rango de la estacionalidad en latitudes bajas.
NIVEL MEDIO DEL MAR	• Patrón espacial con fuerte variabilidad regional. • Las mayores variaciones invierno-verano del nivel medio del mar se obtienen entre los paralelos 30ºN y 30ºS. • La amplitud entre los valores máximos y mínimos mensuales no es despreciable (hasta 20 cm) en zonas donde este factor es del mismo orden de magnitud que la marea astronómica (además influenciado por patrones climáticos).
VIENTO	• Mayores valores en las islas del Caribe, costa Atlántica y Sur del continente. • Se advierte una mayor estacionalidad (variabilidad mensual) en el hemisferio Norte. • La dirección de la potencia oleaje es proviene en general del mar salvo en Centroamérica que los vientos vienen de dirección Norte a NE debido al patrón de circulación global (trade winds) y en Perú, provenientes de tierra.

4. Métodos para evaluar las tendencias de largo plazo

4.1. Métodos de evaluación de la variación a largo plazo de una variable

En estos últimos años se ha realizado un importante esfuerzo por parte de la comunidad científica en generar series históricas de las dinámicas de alta resolución y, por otro lado, realizar simulaciones basadas en los escenarios del IPCC de modelos climáticos atmosférico-oceánicos. Basado en estos dos tipos de información, existen varias formas de proceder para evaluar las dinámicas en un determinado año horizonte a lo largo del siglo XXI (veáse figura 1.54.).

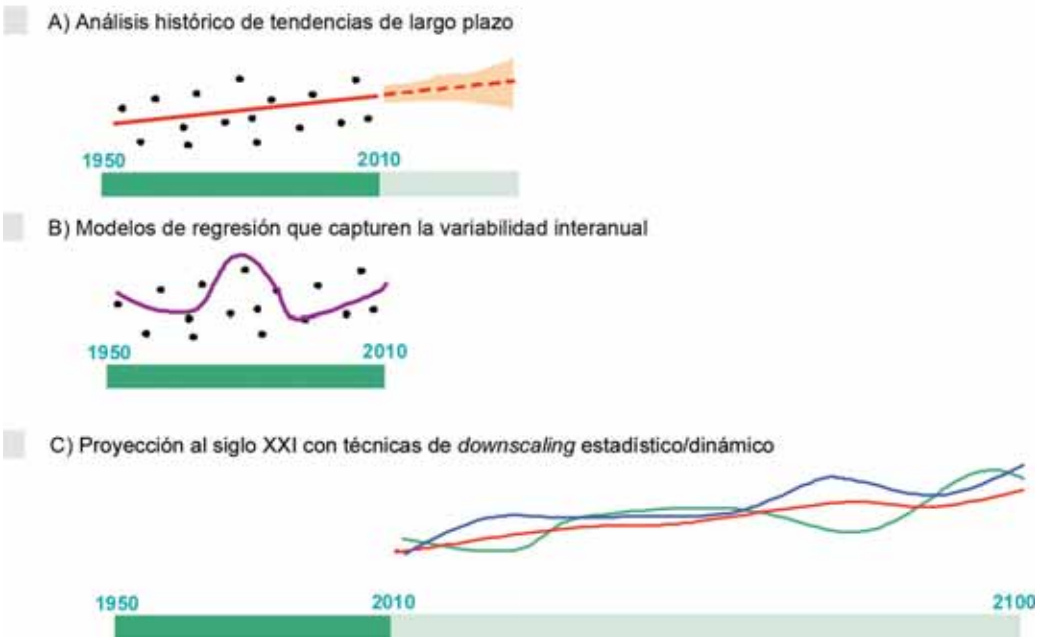
A) Obtención de **tendencias de largo plazo** y extrapolación a los años horizonte considerados: esta técnica asume que la inercia del sistema climático es constante y que, por tanto, no se incrementa la velocidad de emisión de los gases de efecto invernadero (GEI), lo cual no es correcto. La ventaja de esta aproximación es que se hace uso de series largas de datos históricos medidos o calculados numéricamente de una alta calidad. Es importante señalar este factor ya que la oceanografía dispone hoy en día del conocimiento científico y de las bases de datos de forzamientos necesarios para obtener series continuas, largas (más de 60 años) y fiables desde un punto de vista cuantitativo de dinámica marina de oleaje y de nivel del mar, las cuales son variables cuyo **modelado numérico es altamente fiable.** No ocurre lo mismo con, por ejemplo, las precipitaciones, que es una variable muy difícil de modelar.

B) Obtención de un **modelo de regresión a partir de los datos históricos,** en el cual el predictor es un patrón de escala regional o global (temperatura media mensual SST por ejemplo) y el predictando es el agente en el que estamos interesados (estadístico de altura de ola, nivel del mar, etc.). A partir de este modelo estadístico se proyecta los valores del predictando para los diferentes escenarios del IPCC, en los cuales se "conocen" los valores de los predictores.

C) Obtención de **"climas" en cada horizonte temporal** a partir de las simulaciones de los modelos climáticos: La ventaja de esta aproximación es que se introducen, para cada hipotético escenario, las concentraciones de GEI, modificando el sistema climático. El inconveniente fundamental de estos modelos climáticos, es la gran incertidumbre inherente a los forzamientos, a las condiciones

iniciales en un sistema altamente no lineal como es el sistema atmósfera-océano y a las deficiencias propias de los modelos numéricos, lo cual ha conducido a un tipo de análisis de *ensemble* o "mezclado" (proyección multi-modelo) de los diferentes modelos existentes en la comunidad científica para suavizar los errores.

FIGURA 1.54
ESQUEMA DE LAS TÉCNICAS PARA OBTENER LAS DISTRIBUCIONES DE LOS AGENTES



Fuente: Elaboración propia.

En la actualidad, existe una controversia científica al comparar los resultados de los modelos climáticos con las recientes tendencias de variables como, por ejemplo, temperatura media o nivel medio del mar global. En este estudio, se ha utilizado fundamentalmente las técnicas (A) de extrapolación de tendencias a partir del desarrollo de modelos estadísticos rigurosos que tienen en cuenta la variación de largo plazo de cada agente así como su incertidumbre, y (B) de modelos de regresión que correlacionan el agente con diversos índices climáticos (ver figura 1.55.).

FIGURA 1.55
ESQUEMA DEL EJE DEL TIEMPO Y METODOLOGÍA UTILIZADA EN CADA HORIZONTE TEMPORAL

Fuente: Elaboración propia.

Sin embargo, es general el convencimiento de que los reanálisis proporcionan una manera óptima para interpolar con precisión en tiempo y espacio, y constituyen la mejor manera de obtención de diferentes parámetros con consistencia dinámica entre ellos y, por tanto, son una información muy adecuada para determinar tendencias de largo plazo. En concreto, el reanálisis NCEP/NCAR es actualizado periódicamente y constituye la mejor base de datos para estudios de cambios a largo plazo y variabilidad climática (Weisse and von Storch, 2010).

4.2. Técnicas para analizar las tendencias de largo plazo

Existen dos familias de métodos de obtención de una tendencia de largo plazo a partir de series históricas. Uno de los métodos es mediante regresión sobre cada serie temporal de la variable geofísica en cada localización espacial, mientras que un segundo tipo de técnicas buscan un patrón espacio – temporal de la variable.

Tradicionalmente, las tendencias de largo plazo se han venido calculando mediante ajustes locales, esto es, sobre la serie temporal de un punto concreto, utilizando modelos de regresión. En este trabajo se ha adoptado esta vía para obtener las tendencias de largo plazo, en cada punto analizado, para las distintas variables.

Sin embargo, este método presenta varios inconvenientes que hacen que no sea adecuado aplicarlo para alguna de las variables costeras consideradas. Primero, el modelo de regresión local ajusta los datos tan solo en el dominio temporal, de forma que no se incluye información de la distribución espacial de la variable geofísica en el cálculo de la tendencia. Segundo, cualquier covariable que pudiera afectar al modelo de regresión, como por ejemplo el fenómeno ENSO en la subida del nivel del mar (SLR), debería tenerse en cuenta a priori, ya que, de lo contrario, la tendencia lo reflejaría en el ajuste en lugar de aislarlo de la tendencia. Además, en variables que están sufriendo un aceleramiento (o desaceleramiento), como por ejemplo el ascenso del nivel del mar o la temperatura, la regresión local (sin procesado posterior) no obtiene resultados consistentes entre los distintos puntos y estas tendencias no son creíbles (ajustes de excesiva curvatura como se podrá ver en los resultados).

En las últimas décadas, la comunidad científica ha invertido grandes esfuerzos en extraer patrones de datos climáticos distribuidos en grandes mallas espaciales. Como explica Hannachi (2007), se han utilizado varios métodos para encontrar patrones de variabilidad del clima, altamente multidimensional. Los principales objetivos de estos métodos son dos:

a) Reducir la dimensionalidad del sistema a un conjunto menor de patrones significativos (Hannachi y O'Neill, 2001).

b) Obtener ciertos patrones que representen la variabilidad y que sean físicamente relevantes (Wallace y Thompson, 2002).

Entre estos métodos, la técnica de funciones ortogonales empíricas (EOFs) ha sido la más extendida, pero también se han usado otras variantes de ésta. Sin embargo, el análisis EOF no está precisamente pensado para la identificación de tendencias, sino para la identificación de patrones espaciales a lo largo del tiempo. La técnica EOF encuentra combinaciones lineales de las distintas variables de una malla espacio-temporal maximizando la varianza, pero sujeta a restricciones de ortogonalidad. Las combinaciones lineales obtenidas son los componentes principales (PCs), no correlacionados entre sí, y los patrones espaciales EOF, ortogonales, son los pesos de los PCs. Información más detallada sobre el método EOF se puede encontrar en Kutzbach (1967), Preisendorfer (1988), Wilks (1995), von Storch y Zwiers (1999) y Jolliffe (2002).

Hannachi (2007) desarrolló una variante de la técnica EOF tradicional enfocada a la detección de la tendencia de largo plazo en datos con distribución espacio-temporal, gracias a incluir el concepto de la **monotonicidad.** La solución se obtiene por medio de una transformación previa de los datos, de forma que proporciona una medida de la monotonicidad en el análisis EOF.

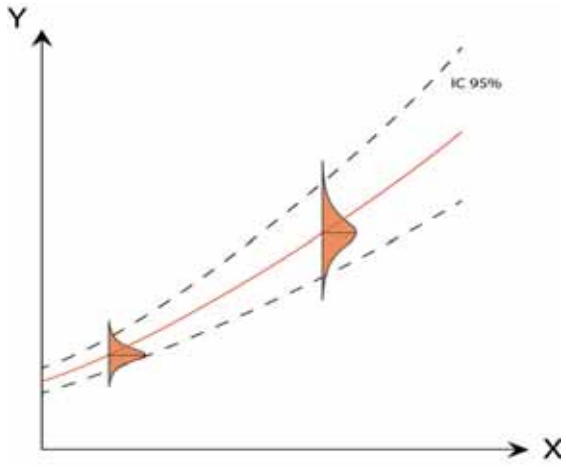
El método consiste en un análisis de autovalores de la matriz de covarianzas, similar al método tradicional EOF, pero con las posiciones temporales siguiendo la secuencia de las medidas ordenadas, en lugar de las medidas originales directamente. Esta reordenación representa la monotonicidad de los datos. La maximización de la varianza de una combinación lineal de las posiciones temporales equivale a maximizar la monotonicidad, obteniendo, consecuentemente, la tendencia de largo plazo ocultada en la señal. Un claro beneficio de esta técnica es que aísla de la tendencia fenómenos de escala interanual como los asociados a la variabilidad climática tal y como el fenómeno ENSO, Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO), etc. (véase apartado de este documento dedicado al análisis de la variabilidad climática en la zona).

Este método ha sido eficazmente utilizado por Barbosa y Andersen (2009) para la extracción de la tendencia global de la temperatura del mar (SST). En este trabajo se ha reproducido el cálculo de esta variable con la técnica Trend-EOF, obteniendo similares resultados a los de los mencionados autores.

Las tendencias de largo plazo de las dinámicas e impactos se analizan con esta técnica. Debido a la distinta evolución de las variables, en algunas, la evolución de las tendencias puede ser lineal, mientras que otras pueden estar sufriendo una aceleración/desaceleración de la tendencia en los últimos años. Para contemplar esta opción, el método planteado analiza las tendencias considerando un ajuste lineal y otro cuadrático, de forma que se elige aquel que resulta de mayor significancia estadística. A modo de ilustración de este comportamiento, la subida del nivel del mar se adapta mejor a un modelo cuadrático de segundo orden, lo que implica una aceleración de la tendencia, mientras que las tendencias de las alturas de las olas, por ejemplo, resultan adaptarse mejor a una variación lineal en las últimas décadas.

Utilizando tanto las tendencias punto a punto (o locales), como las tendencias Trend-EOF, se determinan las tendencias de largo plazo a partir de los datos históricos. La vía estadística seguida presenta la ventaja añadida de que es posible evaluar la incertidumbre de la estimación, de forma que, para cada año objetivo, se obtiene una función de densidad (figura 1.56.) cuya incertidumbre, o intervalo de confianza, aumentan a medida que se avanza en el horizonte temporal (eje x de la figura).

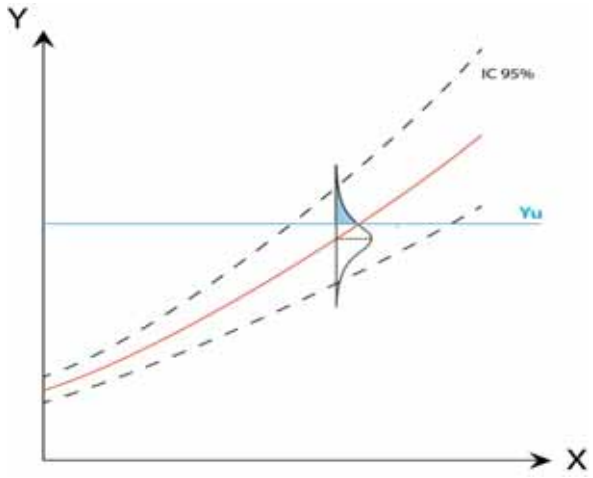
FIGURA 1.56
ESQUEMA DE TENDENCIA ESTADÍSTICA DE LARGO PLAZO



Fuente: Elaboración propia.

De esta forma es posible evaluar el valor esperable de una variable en un determinado año, mediante el cálculo del valor medio estimado por la tendencia. Por otro lado, también es posible obtener la probabilidad asociada a que la variable sea mayor, o menor, en su caso, que un determinado valor, y_u, o incluso, estimar el valor de la variable asociado a una cierta probabilidad de superación, por ejemplo. En la figura 1.57. se muestra en azul el área correspondiente a la probabilidad de superación del umbral y_u de la variable aleatoria Y en el instante X.

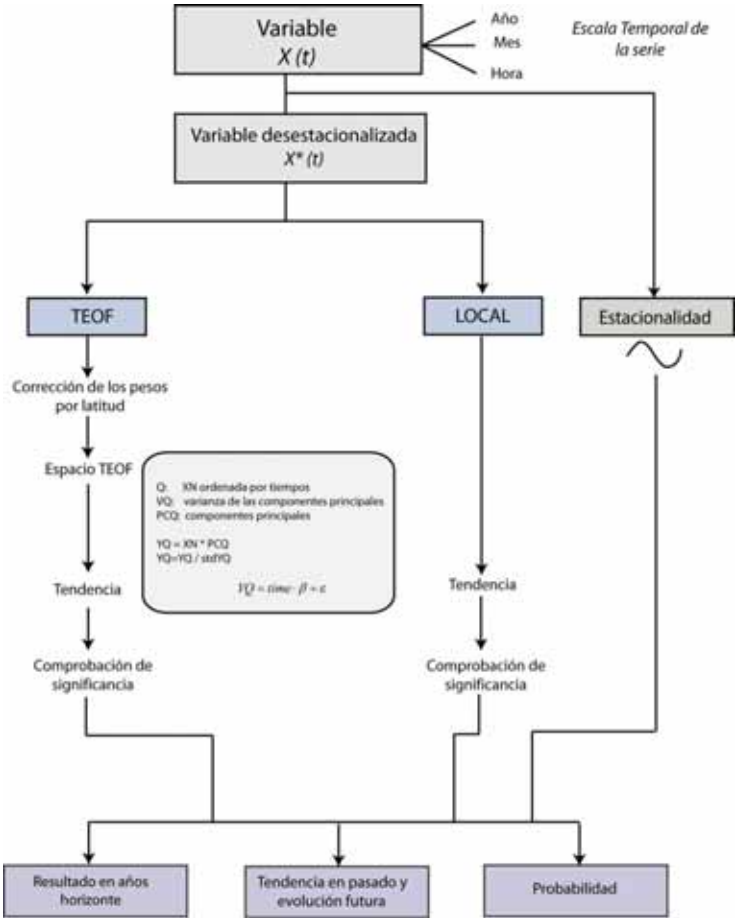
FIGURA 1.57
ESQUEMA DE TENDENCIA ESTADÍSTICA DE LARGO PLAZO. PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA SOBRE UN UMBRAL



Fuente: Elaboración propia.

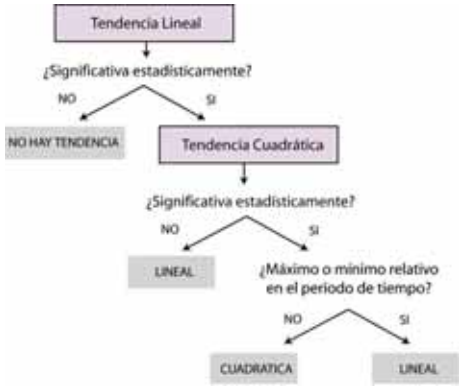
En conclusión, el método de cálculo se esquematiza en la figura 1.58. Se analizan variables de tres escalas temporales distintas: series anuales (por ejemplo Hs_{12}), mensuales (Hs media mensual) y horarias (Hs horaria). En las series horarias se analiza su tendencia en la media mensual pero la resolución horaria se tiene en cuenta en el cálculo de la probabilidad e incertidumbre asociada. A la variable original se la desestacionaliza para separar el comportamiento medio mensual (para variables no anuales) y se la resta la media, transformándola en series de anomalías, ponderando por el efecto de la latitud en el caso de la tendencia Trend-EOF si fuera necesario. Sobre la serie de anomalías se analiza la tendencia lineal y cuadrática y se determina cuál es estadísticamente más significativa –figura 1.59.–. Para las variables que se disponen en una malla global y donde los efectos de la variabilidad interanual pueden alterar la regresión local la técnica TEOF resulta ser más adecuada. Una vez determinados los valores de la variable a largo plazo, en los años horizonte contemplados, 2040, 2050 y 2070, así como en los periodos 2010-2040 y 2040-2070, se determina la probabilidad de superar un cierto valor de la variable o de la anomalía, según el caso. Estos resultados son fácilmente traducidos a un grado de confianza del resultado según la escala de rangos como la del IPCC.

FIGURA 1.58
ESQUEMA DEL PROCESO DE CÁLCULO DE LAS TENDENCIAS MEDIANTE LA TÉCNICA TREND-EOFS



Fuente: Elaboración propia.

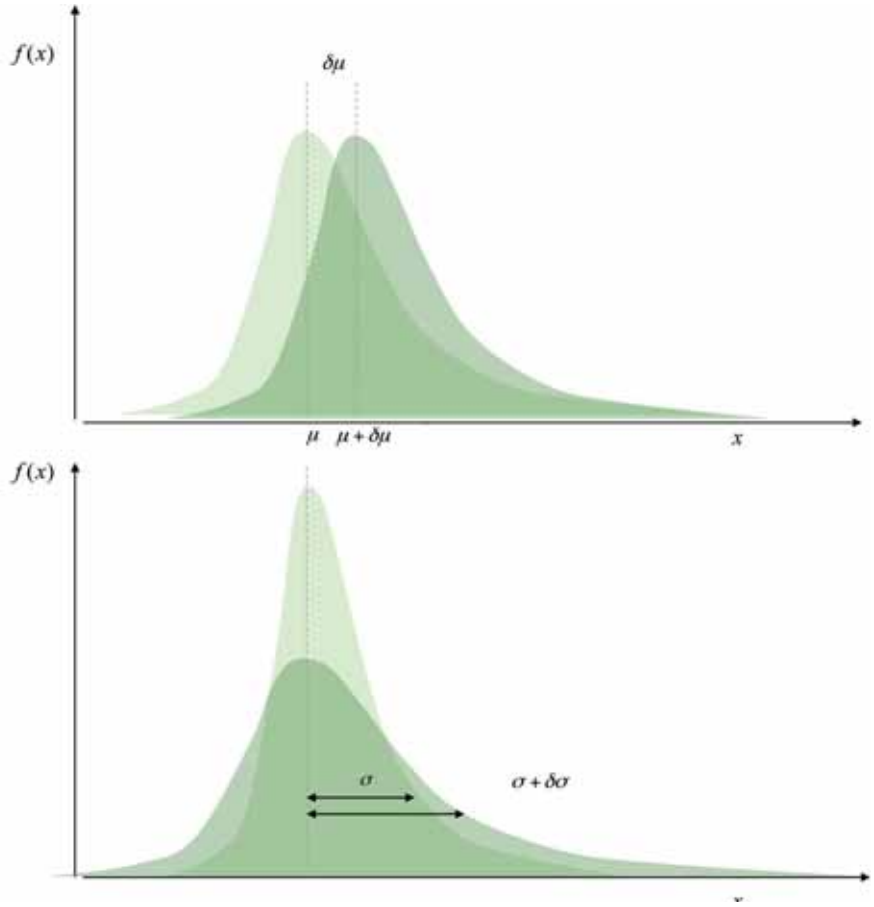
FIGURA 1.59
ESQUEMA DEL PROCESO DE COMPROBACIÓN DE LA SIGNIFICANCIA ESTADÍSTICA EN EL CÁLCULO DE LAS TENDENCIAS



Fuente: Elaboración propia.

En cuanto a la modificación de una variable a largo plazo, si un agente o variable *X* se define a partir de su función de densidad de probabilidad *f(x)* en el año origen (función representada en color verde claro en la figura 1.60.), al obtener la distribución de dicho agente en el año horizonte se puede obtener cambios en la media (gráfica superior) o en la dispersión (gráfica inferior), o en ambas a la vez (tanto la media como la dispersión). Estos cambios en los agentes implican un cambio en el término de peligrosidad del riesgo, generado por un cambio en un determinado impacto en la costa, representado, por ejemplo, por una variación en la probabilidad de presentación de un determinado valor de la variable aleatoria *X*.

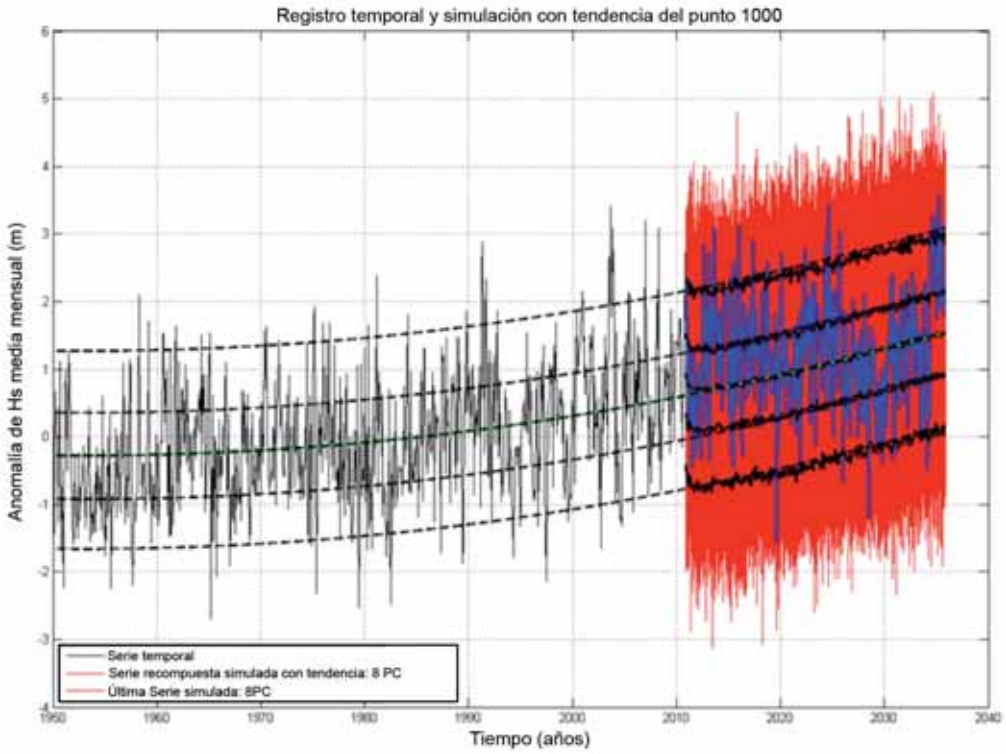
FIGURA 1.60
CAMBIOS EN LA FUNCIÓN DE DENSIDAD DEL AGENTE X EN LA MEDIA (SUPERIOR) Y EN LA DISPERSIÓN (INFERIOR)



Fuente: Elaboración propia.

En este trabajo se van a considerar principalmente cambios en la media de las distribuciones estadísticas de los agentes. Se ha comprobado mediante simulaciones con modelos ARMA *(Auto-Regressive Moving Average)* que la distribución estadística no cambia en diversos cuantiles significativamente, por lo que se puede considerar que solo varía la media principalmente. Como demostración, la figura 1.61. muestra las simulaciones con un modelo ARMA de la altura significante media mensual donde se aprecia que principalmente la variación afecta a la media y no a la forma de la distribución.

FIGURA 1.61
SIMULACIÓN CON MODELO ARMA DE LA DISTRIBUCIÓN DE DENSIDAD EN LOS PRÓXIMOS 35 AÑOS



Fuente: Elaboración propia.

Los modelos estadísticos de extremos utilizados permiten tener en cuenta tanto variaciones en la media como en la varianza. A modo de ejemplo, el modelado de extremos no estacionario modela las variaciones temporales del parámetro de localización (media) y de escala (varianza) – véase Méndez et al. 2006, Menéndez et al. 2008.

Sin embargo, es práctica habitual en los modelos estadísticos de tendencias el asumir que lo que varía es la media y no la varianza. Aunque los modelos de regresión heterocedásticos (varianza variable) son utilizados hoy en día, en las tendencias de las variables de régimen medio, en este estudio se ha utilizado un modelo homocedástico (varianza constante) para de esa manera, poder identificar espacialmente patrones de variación consistentes.

4.3. Técnicas aproximadas para determinar la variación de una variable en función de la variación de otra

Las variaciones de los agentes inducen cambios (impactos) en la costa. Hoy en día, en ingeniería de costas existen cuantiosas formulaciones para predecir los impactos en las diferentes unidades morfológicas (playas, estuarios, sistemas dunares, obras marítimas, etc.) asociado a los valores de los agentes (dinámica marina de oleaje y nivel del mar). Esta diversidad de características de la costa ha de ser tenida en cuenta a la hora de analizar el efecto del cambio climático en las costas.

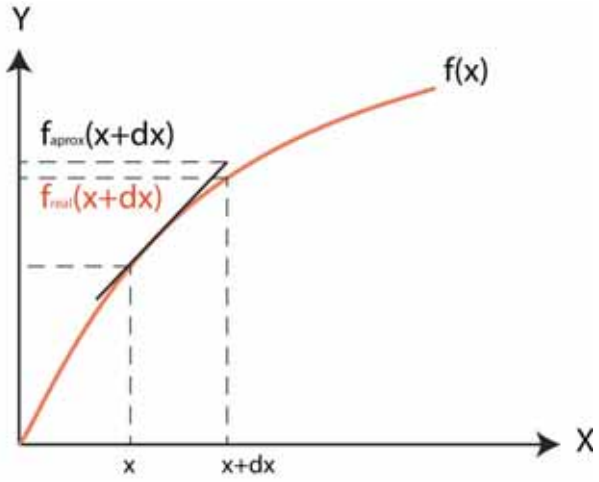
Una vez obtenida la distribución de una variable en el año origen (2010) y en un año horizonte determinado (2040, 2050 y 2070), estamos en disposición de evaluar los efectos asociados al cambio climático. Los cambios en las variables de las dinámicas (nivel del mar, temperatura, oleaje, etc.) provocan ciertos impactos en las costas. Estos impactos, analizados en el documento 3 de este estudio, guardan una relación funcional con variables de las dinámicas (agentes en términos de la teoría de riesgo) o derivadas de ellas. Para evaluar el cambio a Largo Plazo en una variable (variable dependiente) en función de la variación de otra/s de la que depende (variables independientes) hay dos vías alternativas.

La primera de ellas es obtener una serie temporal de la variable *y* (en este estudio es el caso de los impactos en las costas), relacionada con otras variables x_i, por medio de una cierta relación funcional $y=f(x_i)$, de forma que se analizan las tendencias de la variable *y* con la metodología planteada anteriormente –figura 1.58.–.

Un segundo modo de abordar este problema, es de forma simplificada, determinando las variaciones en la variable dependiente y en función de las variaciones de las variables independientes x_i, despreciando los términos no lineales. Este aproximación se denomina método de las perturbaciones, entendiéndose que se perturba la ecuación de relación $y=f(x_i)$, de forma que se obtienen las variaciones de *y*, esto es, *dy*, en función de pequeñas variaciones de las variables x_i, dx_i.

A modo de ejemplo, considérese el impacto en la erosión en una playa (volumen erosionado por unidad de longitud, definido por la variable aleatoria Y), el cual depende en su totalidad de la intensidad del oleaje, definido por la variable aleatoria X. De esta manera, existe un funcional, $y=f(x)$, que relaciona el valor de la intensidad del oleaje *'x'* con el volumen de arena erosionado *'y'*. La pregunta a la que se quiere responder es ¿cuánto cambia el volumen de arena *'y'* en función de los cambios en la intensidad del oleaje *'x'*?. Para ello, se hace uso de la teoría de perturbaciones que, aproxima el valor de la función cerca de un punto dado $f(x+\delta x)$, como la suma del valor de la función en el punto *'x'* y de la derivada de la función en el punto *'x'* multiplicado por la variación del valor de la variable independienteδx. Esta aproximación solamente es válida, si la perturbación en la variable independiente es pequeña. En caso contrario, el error cometido mediante la aplicación del método de las perturbaciones puede ser importante –figura 1.62.–.

FIGURA 1.62
GRÁFICA EXPLICATIVA DEL PROCEDIMIENTO DEL MÉTODO DE LAS PERTURBACIONES



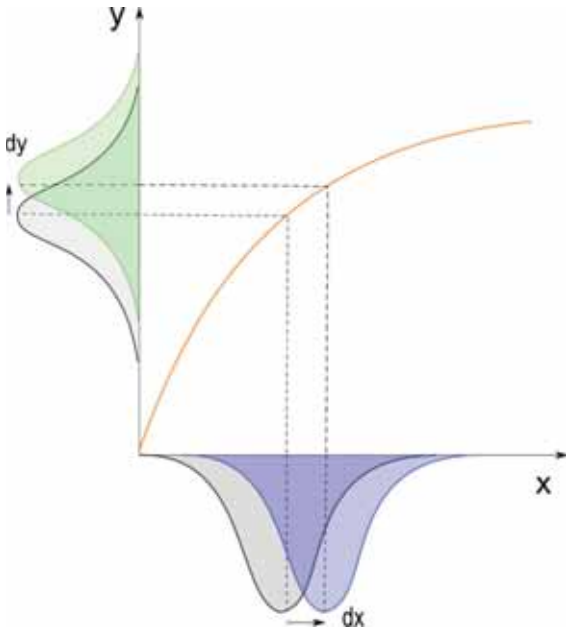
Fuente: Elaboración propia.

Analizado desde el punto de vista del método probabilístico planteado en este estudio, esta aproximación es equivalente a determinar el desplazamiento en la función de densidad de probabilidad *(probability density function, pdf)* de la variable *'y'* por un cambio en la variable *'x'* (figura 1.63.), sin transformar la distribución de la variable *'y',* ya que tan solo se considera linealidad en la relación de las ecuaciones.

Por tanto, cuando apliquemos esta técnica asumiremos que los cambios se producen gradualmente.

Esta técnica constituye una alternativa sencilla al análisis de tendencias de largo plazo cuando éstas no sean posibles de aplicar o no se justifique su cálculo.

FIGURA 1.63
REPRESENTACIÓN DEL MÉTODO PROBABILÍSTICO PARA LA DETERMINACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN DE UNA VARIABLE EN UN ANÁLISIS DE TENDENCIAS



Fuente: Elaboración propia.

En el documento dedicado a los efectos teóricos del cambio climático en las costas (documento complementario de efectos teóricos), se describe de manera exhaustiva, para cada elemento del litoral (playas, estuarios, sistemas dunares y estructuras costeras), los impactos del cambio climático asociados a los diferentes agentes y las distintas expresiones que relacionan las dinámicas actuales, su cambio y la variación del impacto derivado.

5. Tendencias de las dinámicas en América Latina y el Caribe

5.1. Situación actual y conocimiento actual sobre el cambio en la región de América Latina y el Caribe

El cambio climático es inequívoco y así lo refrendan las numerosas pruebas recogidas por la comunidad científica en los últimos años (IPCC 2007). Como muestra de ello, la figura 1.64. y la figura 1.65. muestra las simulaciones obtenidas mediante modelos de circulación para las tendencias con forzamientos naturales y las que incluyen una influencia antropogénica mostrando un común acuerdo de que el efecto del hombre sobre la meteorología global está ya siendo observado.

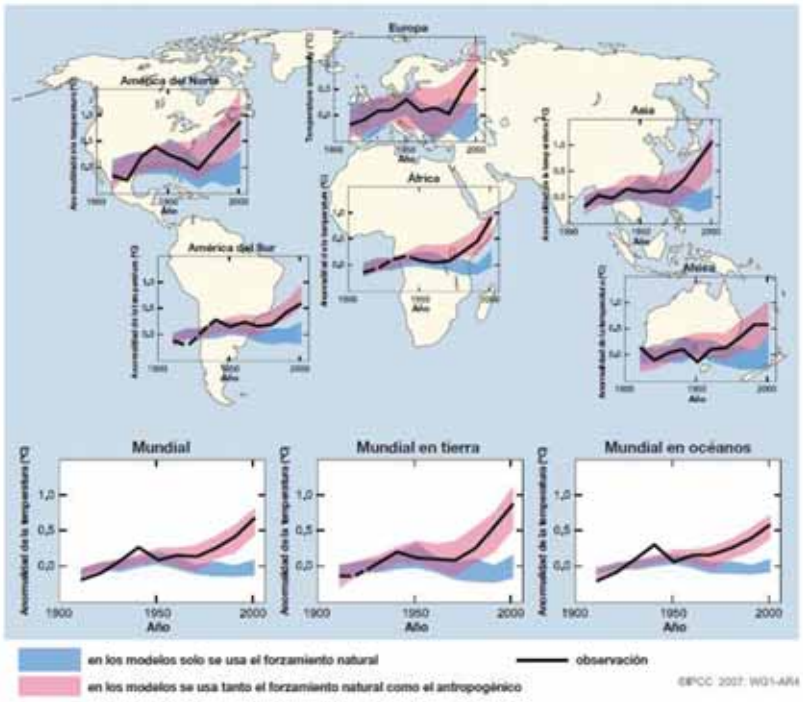
Además, existen evidencias fuertes de que el nivel del mar ha subido gradualmente en el siglo XX y actualmente está elevándose a un ritmo creciente después de un periodo de pequeño cambio entre el 0ad y 1900ad. El nivel del mar se prevé aumente aún más en el siglo XXI. Las dos causas principales de este aumento son la expansión térmica de los océanos y la fusión del hielo en los casquetes polares (IPCC 2007).

Los documentos de referencia a consultar sobre la situación y el conocimiento actual sobre el cambio climático en la región son los dos siguientes:

a) Cambio climático y desarrollo en América Latina y el Caribe: una reseña (CEPAL, 2009).
b) IPCC 2007, resúmenes de los grupos de trabajo 1, 2 y 3.

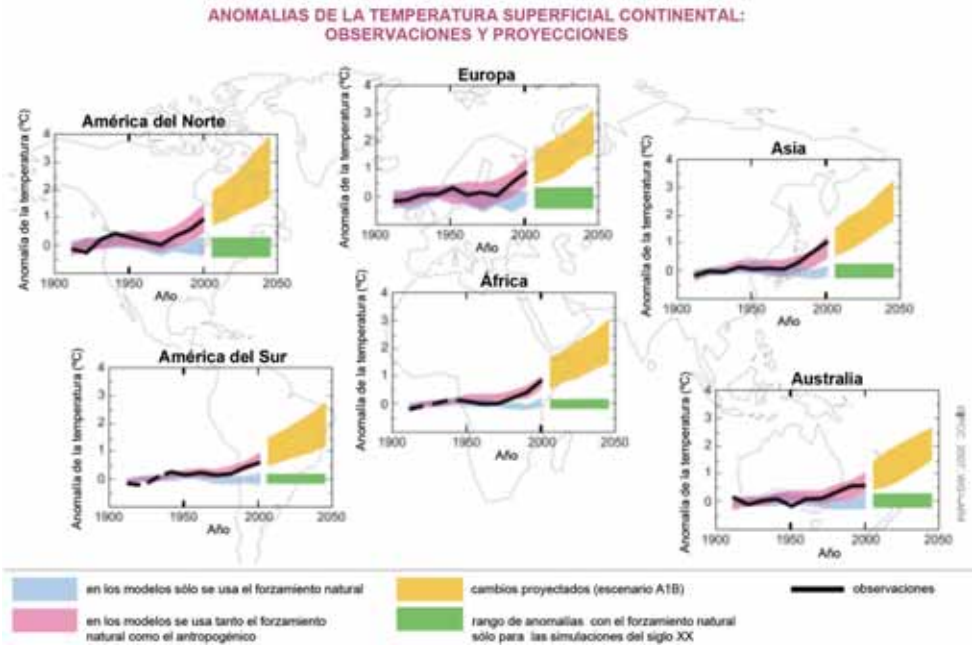
Este estudio pretende aumentar la información en la región a este respecto mediante el cálculo de las tendencias de largo plazo de todas las dinámicas cuya descripción se ha desarrollado en este documento.

FIGURA 1.64
CAMBIOS DE LA TEMPERATURA SEGÚN MODELOS CLIMÁTOLÓGICOS



Fuente: IPCC 2007.

FIGURA 1.65
TENDENCIAS OBSERVADAS Y SIMULADAS SEGÚN REGIONES DEL MUNDO DE LA ANOMALÍA DE TEMPERATURA SUPERFICIAL TERRESTRE



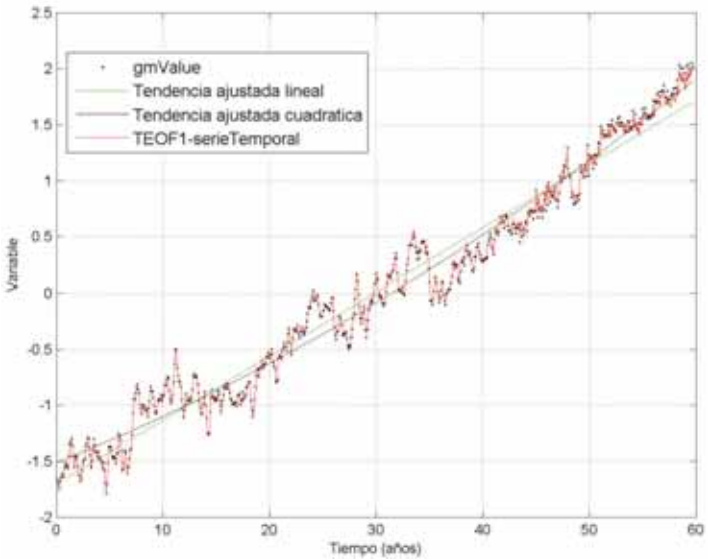
Fuente: IPCC 2007.

5.2. Tendencias en las dinámicas meteo-oceanográficas

5.2.1. Tendencias del Nivel Medio del Mar *(Sea Level Rise)*

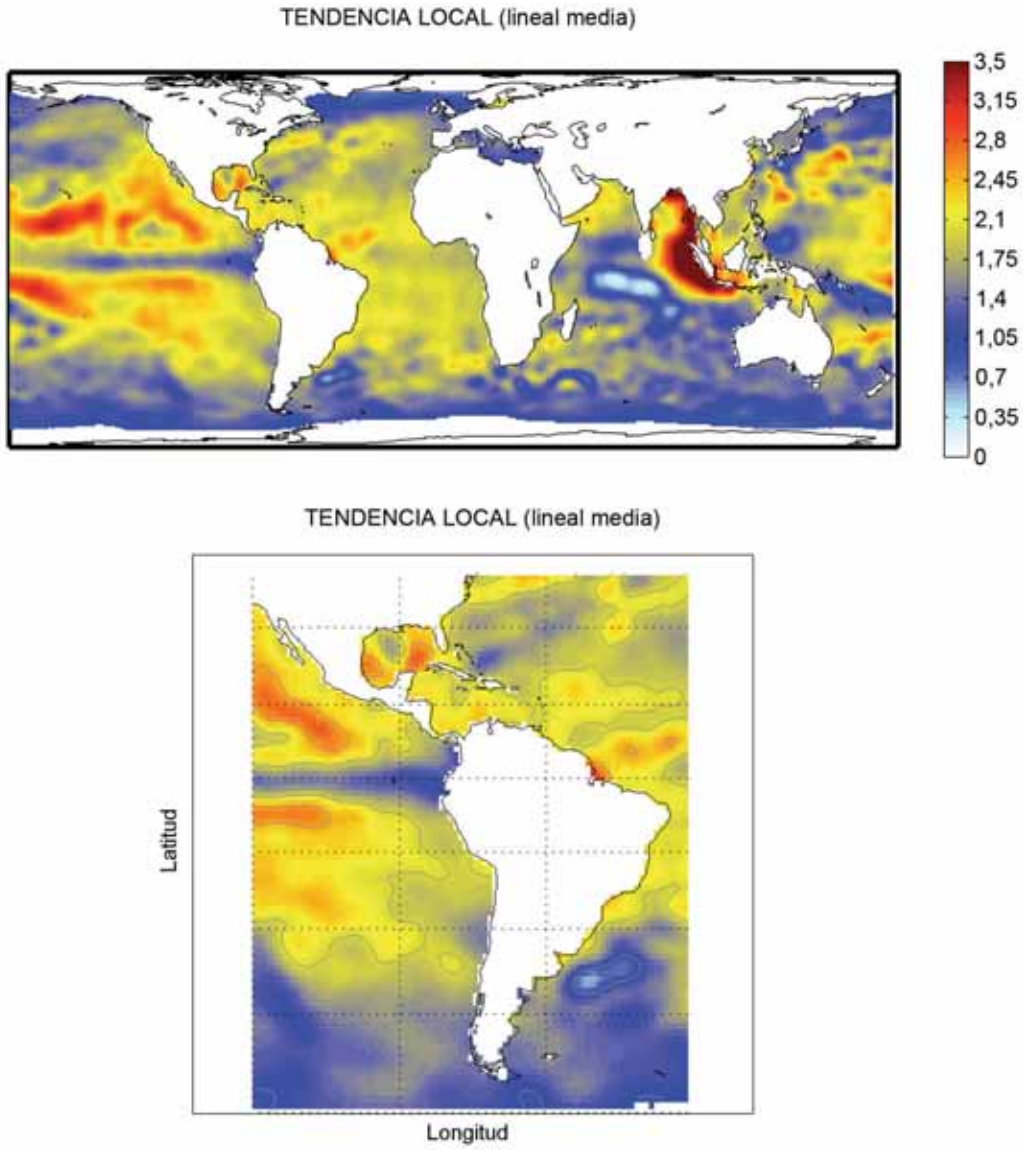
El nivel del mar se ha estudiado a nivel global mediante las dos técnicas de tendencias consideradas, Trend-EOFs (TEOF) y tendencias locales. Debido a la importancia de los fenómenos inter-anuales en esta variable (véase el apartado dedicado a la variabilidad climática en ALyC) se considera más adecuada la técnica Trend-EOF. En cualquier caso, se incluyen a continuación los resultados de los patrones globales de la tendencia media calculada (coeficiente medio de variación) de ambos métodos, a una escala global y a escala de la región de estudio. La figura 1.66. muestra la reconstrucción del nivel medio global mediante la primera componente de las Trend-EOFs (la que recoge el patrón global de la tendencia) y los valores temporales de la media global de la base de datos, pudiéndose observar un ajuste muy satisfactorio.

FIGURA 1.66
TENDENCIA Y RECONSTRUCCIÓN OBTENIDA PARA EL NIVEL MEDIO DEL MAR GLOBAL



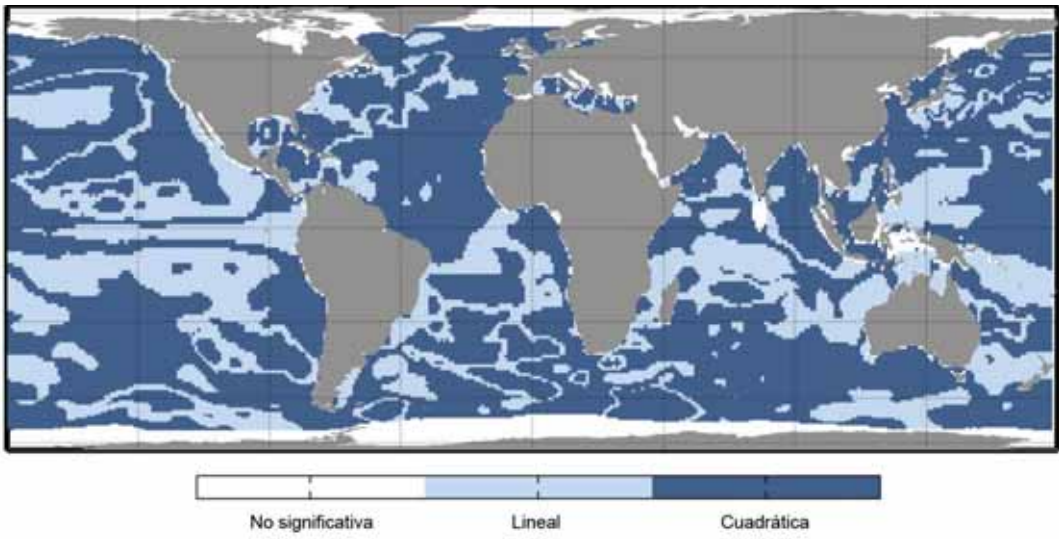
Fuente: Elaboración propia.
Nota: En rojo se representa la serie temporal del primer modo de la Trend-EOF mientras que los puntos negros (no coincidentes) representan el nivel medio global de la base de datos instrumental. Además, en verde y negro se representan las tendencias ajustadas, lineal y cuadrática, respectivamente.

FIGURA 1.67
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DEL NIVEL MEDIO DEL MAR MEDIANTE EL AJUSTE DE TENDENCIAS LOCALES
(mm/año)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.68
TIPO DE TENDENCIA OBTENIDA EN EL AJUSTE LOCAL A ESCALA GLOBAL



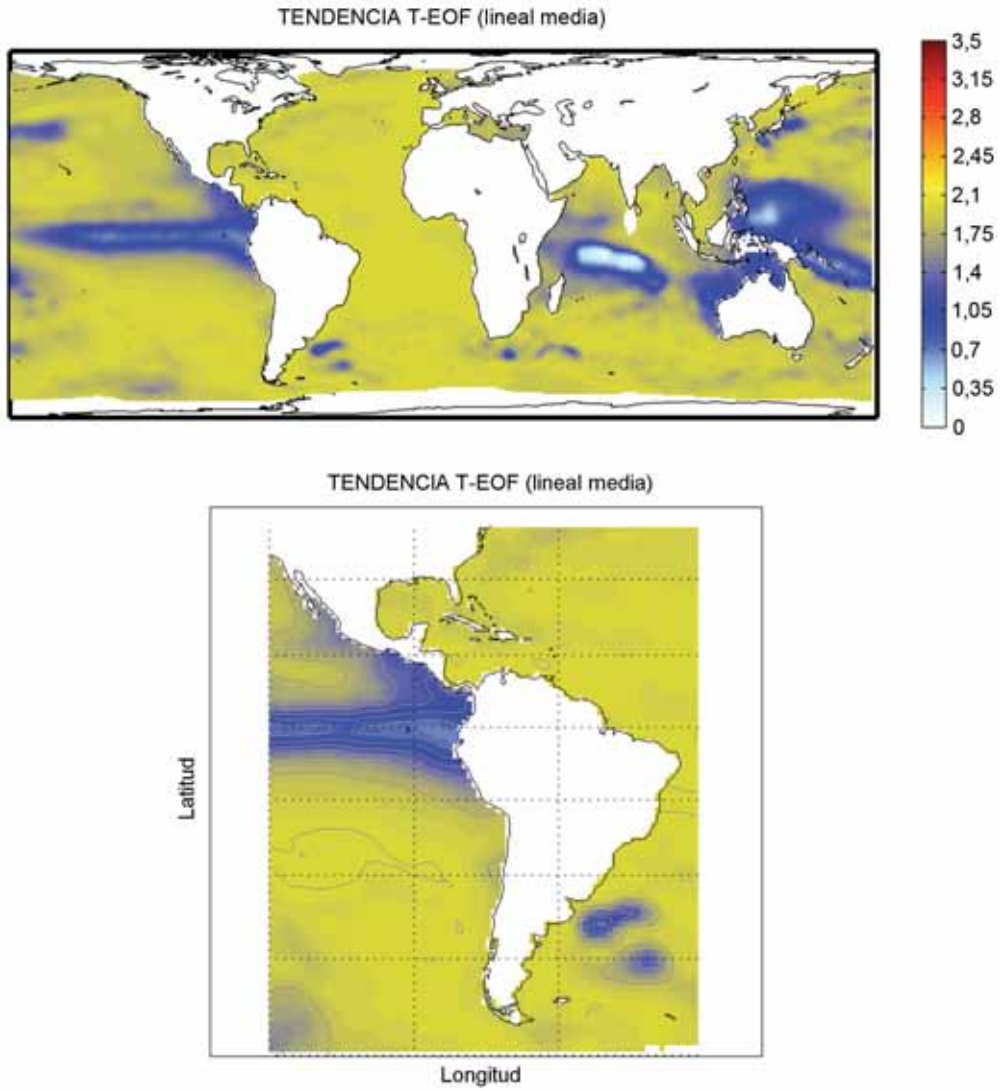
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se distingue entre tendencias no significativas estadísticamente (no se detecta tendencia), tendencia lineal y tendencia cuadrática (existe una aceleración o desaceleración de la tendencia).

La figura 1.68. representa el tipo de tendencia ajustada localmente, distinguiendo entre tendencia lineal donde no es significativo un aceleramiento de la subida del nivel del mar o, tendencia cuadrática donde sí se observa un aceleramiento del ascenso del nivel del mar. Los puntos donde la tendencia no es significativa estadísticamente no se representan.

Comparando la figura 1.67. y la figura 1.69. de los patrones espaciales de las tendencias se puede observar que la tendencia local presenta zonas con tendencias superiores a las mostradas por la TEOF en regiones (Pacífico e Índico) donde la variabilidad interanual está muy marcada.

La tendencia global es de aumento generalizado del nivel del mar, lo cual se corresponde con las causas físicas que lo provocan: expansión térmica y deshielo de los casquetes polares, entre otras, producidas por el calentamiento global del planeta (IPCC 2007).

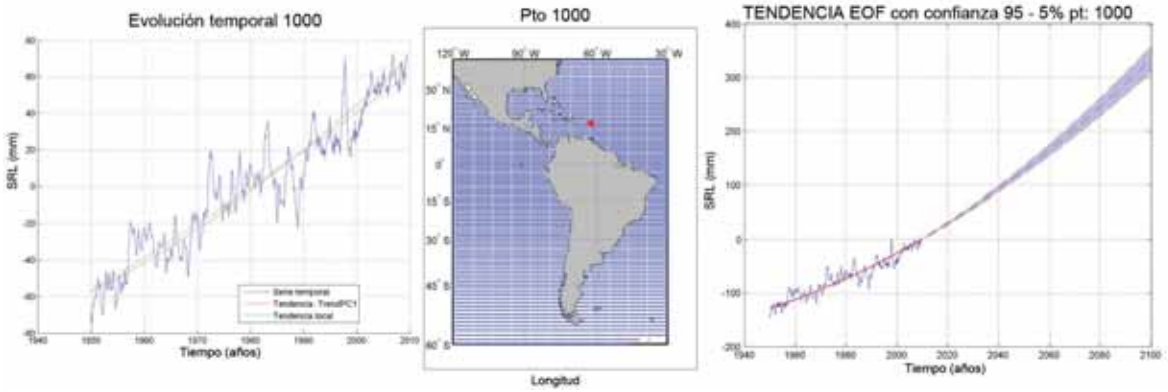
FIGURA 1.69
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DEL NIVEL MEDIO DEL MAR MEDIANTE EL AJUSTE DE LA TÉCNICA TREND-EOF (MM/AÑO)
(mm/año)



Fuente: Elaboración propia.

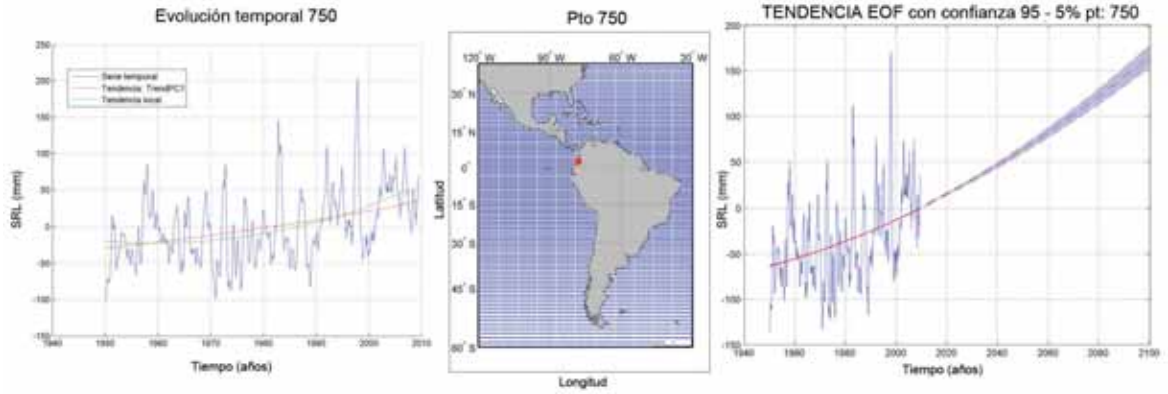
En la figura 1.70. y figura 1.71. se representan las tendencias en dos puntos con la aplicación de la metodología de tendencias planteada anteriormente. En este caso, la subida del nivel del mar *(Sea Level Rise,* SLR), sufrirá un aceleramiento en el futuro y además, se advierten en la serie temporal de anomalías la influencia del fenómeno ENSO (periodos de Niño y Niña, véase figura 1.70.), por lo que la técnica Trend-EOF es más adecuada para esta variable, además la tendencia se calcula en una malla de datos de anomalía global.

FIGURA 1.70
TENDENCIAS OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA ATLÁNTICA



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF del ascenso del nivel del mar (SLR). Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

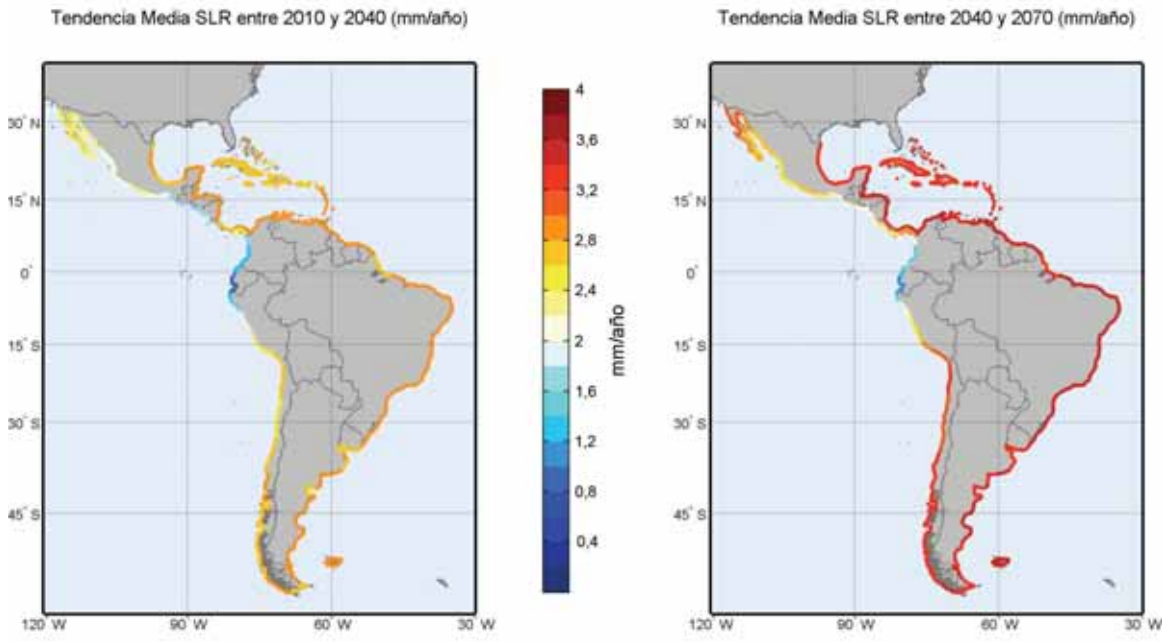
FIGURA 1.71
TENDENCIAS OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA PACÍFICA



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF del ascenso del nivel del mar (SLR). Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

En la figura 1.72. se representa el patrón espacial de la tendencia media en los dos periodos de tiempo considerados, 2010-2040 y 2040-2070. Previamente se representan los gráficos de estas tendencias medias en el caso concreto de los puntos de la costa de ALyC.

FIGURA 1.72
TENDENCIA MEDIA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN LOS PERIODOS 2010-2040 (IZQUIERDA) Y 2040-2070 (DERECHA)
(Milímetros/año)



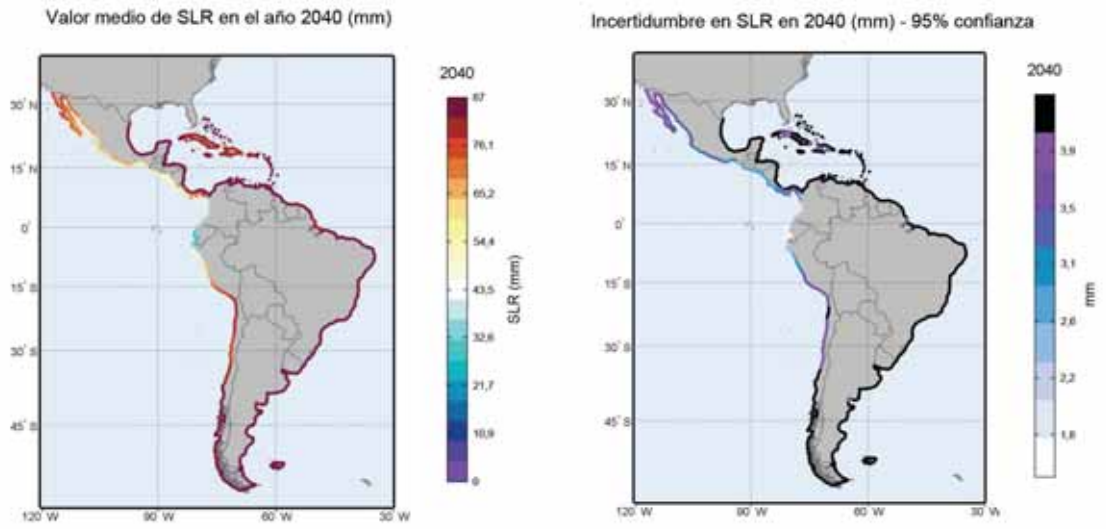
Fuente: Elaboración propia.

La tendencia es inequívocamente de aumento del nivel del mar en todos los puntos de la región. Los mayores valores de las tendencias se obtienen en la franja costera Atlántica, con valores de aproximadamente 2,8 mm al año en la costa del Norte de Sudamérica y la costa del Caribe, con menores valores en las islas caribeñas. En estas zonas, en el segundo periodo del siglo la tendencia asciende hasta los 3,6 mm por año de media. Destaca la zona ecuatorial del Pacífico por tener un menor aumento (1,5 mm/año en el primer periodo considerado).

Las anteriores tendencias representan valores de una tendencia lineal equivalente entre los valores de 2010 y 2040, y 2040 y 2070 respectivamente. En la figura 1.73. y figura 1.74. se representan los valores medios y la incertidumbre (intervalo de confianza del 95%) de los valores concretos de ascenso del nivel del mar que se obtendrían para los años horizontes contemplados, llegando hasta valores de aproximadamente 90 mm en el año 2040 como máximo y de casi 200 mm en el año 2070 en la costa norte de Sudamérica, la zona con mayor ascenso. Merece la pena resaltar que la incertidumbre asociada a estos valores es de apenas 4 mm y de hasta 12 mm en los valores máximos en 2040 y 2070 respectivamente.

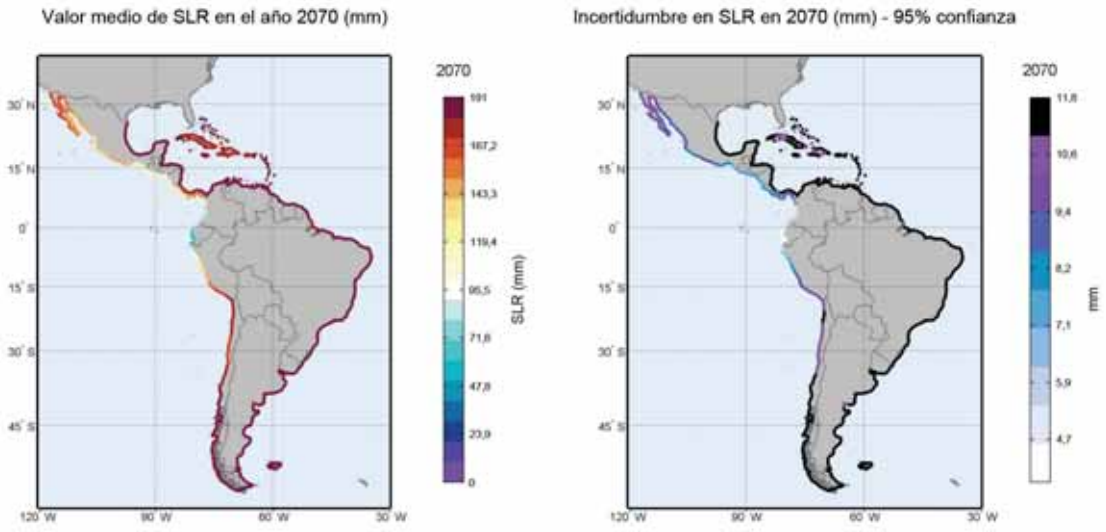
En aras de la brevedad del documento, no se representan los valores de la tendencia en el año 2050 aunque también han sido calculados y se podrán consultar por medio de la plataforma web.

FIGURA 1.73
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN EL AÑO HORIZONTE 2040
(Milímetros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.74
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN EL AÑO HORIZONTE 2070
(Milímetros)

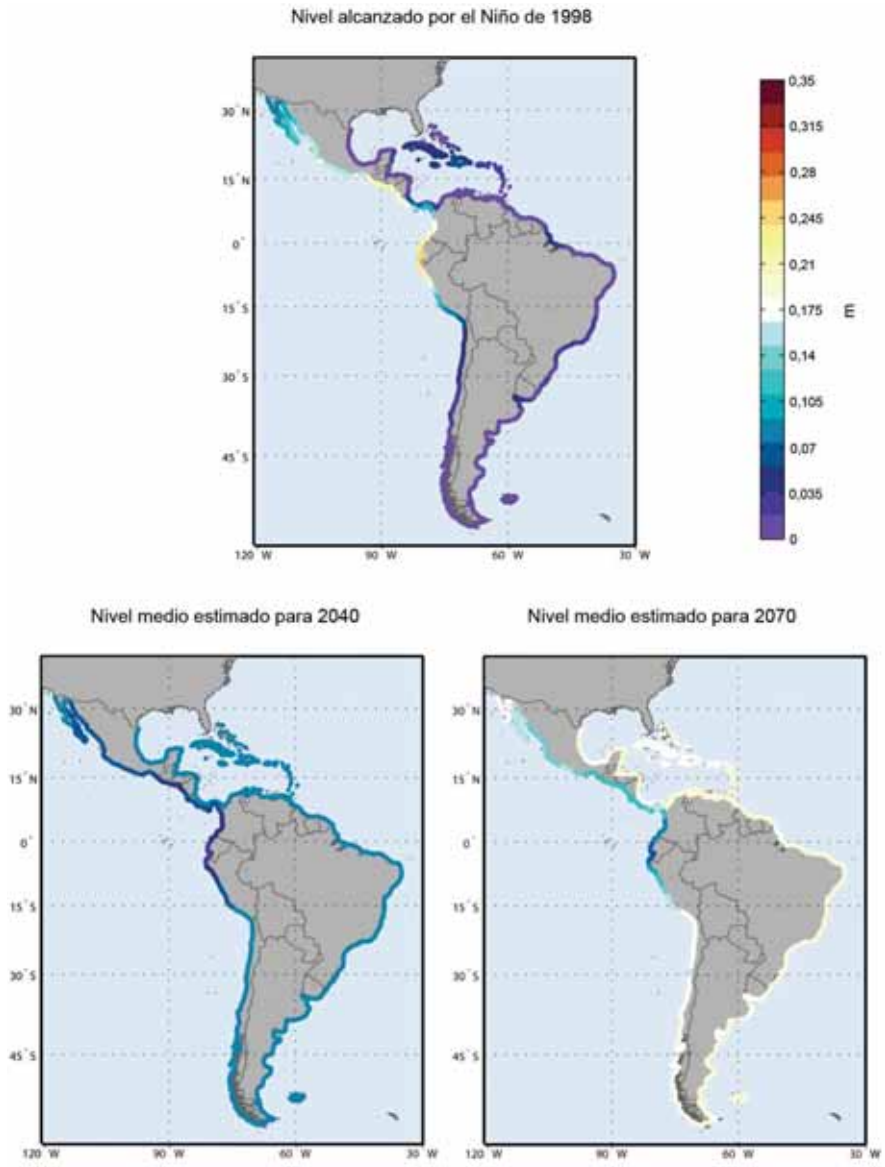


Fuente: Elaboración propia.

Merece la pena en este punto hacer una comparativa entre el efecto de la variabilidad climática en el NMM y el valor esperado del ascenso del mismo si se sigue la tendencia actual (sin contribuciones de otras hipótesis de ascensos extremos como el deshielo de los casquetes polares). Considerando el fenómeno ENSO de 1998 (máximo histórico del índice NIÑO3), la mayor influencia de este índice se da en la zona ecuatorial del Pacífico (véase apartado dedicado a la variabilidad climática). Separando

de la serie de niveles la tendencia calculada se puede determinar el valor que tuvo en el NMM este evento. La figura 1.75. muestra en la parte superior el valor del nivel alcanzado si se repitiera el evento en cuestión, con valores entorno a los 0,2 m (considerando tan solo el NMM y no los efectos de otras variables como el oleaje o la *storm surge).* Sin embargo, el valor esperado dado por las tendencias no llega ni con mucho a este valor en la zona. Tan sólo en el 2070 serían esperables valores comparables en el resto de la región.

FIGURA 1.75
COMPARACIÓN DE LOS NIVELES ESPERADOS POR SUBIDA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR Y LA SOBRELEVACIÓN PRODUCIDA EN EL NIVEL MEDIO DURANTE EL NIÑO DE 1998
(Metros)

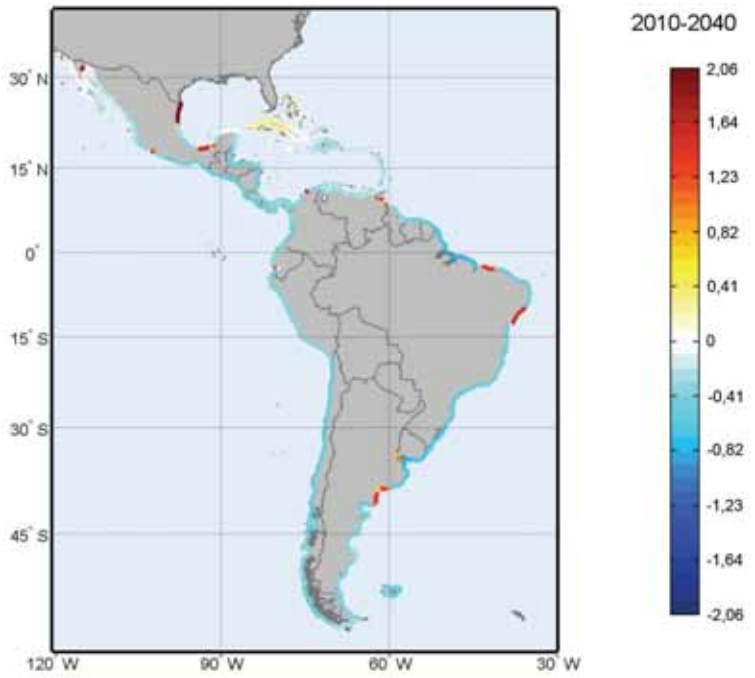


Fuente: Elaboración propia.

5.2.2. Tendencias en el Nivel Medio del Mar Relativo *(Relative Sea Level Rise)*

La subida del nivel medio del mar analizada en el apartado previo no contempla el efecto de hundimiento o elevación de la tierra por efecto del ajuste glaciar-isostático (GIA). El ascenso del nivel medio del mar con el efecto de la subsidencia de la tierra se denominar Nivel medio del mar relativo (RSLR, *Relative Sea Level Rise).* Los valores de subsidencia/elevación han sido tomados de los cálculos de Peltier (2000) e interpolados usando la técnica IDW *(Inverse Distance Weighting)* de forma que se obtienen una malla de resolución 0,5 grados. Los valores atribuidos a cada segmento de la costa se indujeron por medio del promedio de los valores de la malla que eran interseccionados por la costa. En los casos de los deltas, se asumió una subsidencia adicional de 2 mm/año. Estos datos han sido obtenidos de la base de datos del software DIVA *(The Diva Database Documentation*, proyecto DINAS).

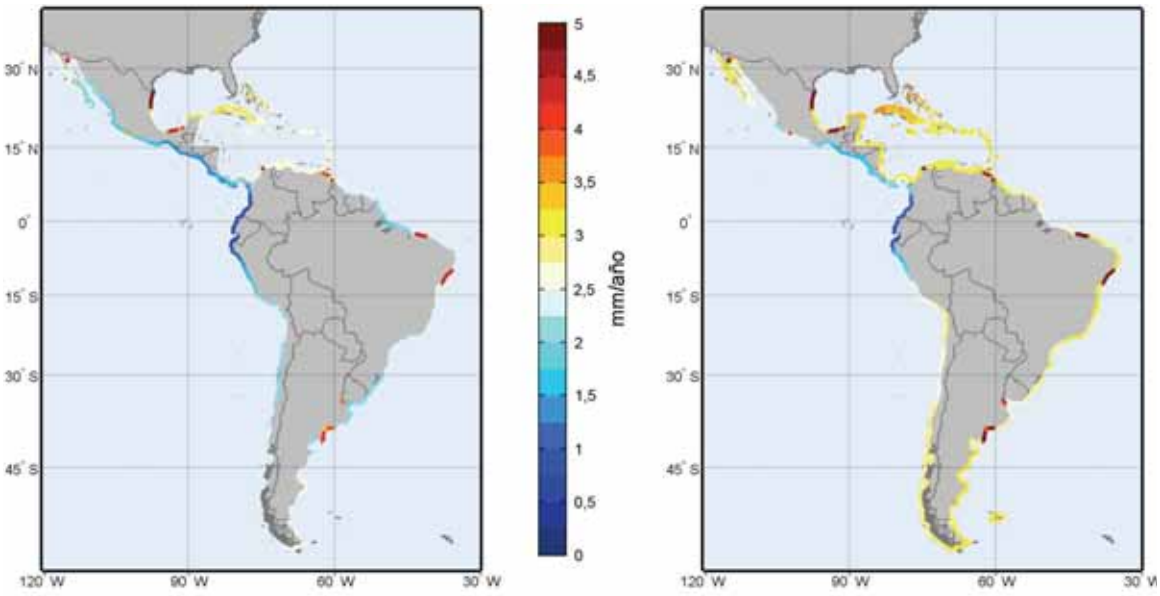
FIGURA 1.76
TENDENCIA MEDIA DE SUBSIDENCIA EN EL PERIODO 2010-2070
(Milímetros/año)



Fuente: DIVA (de Peltier 2000).

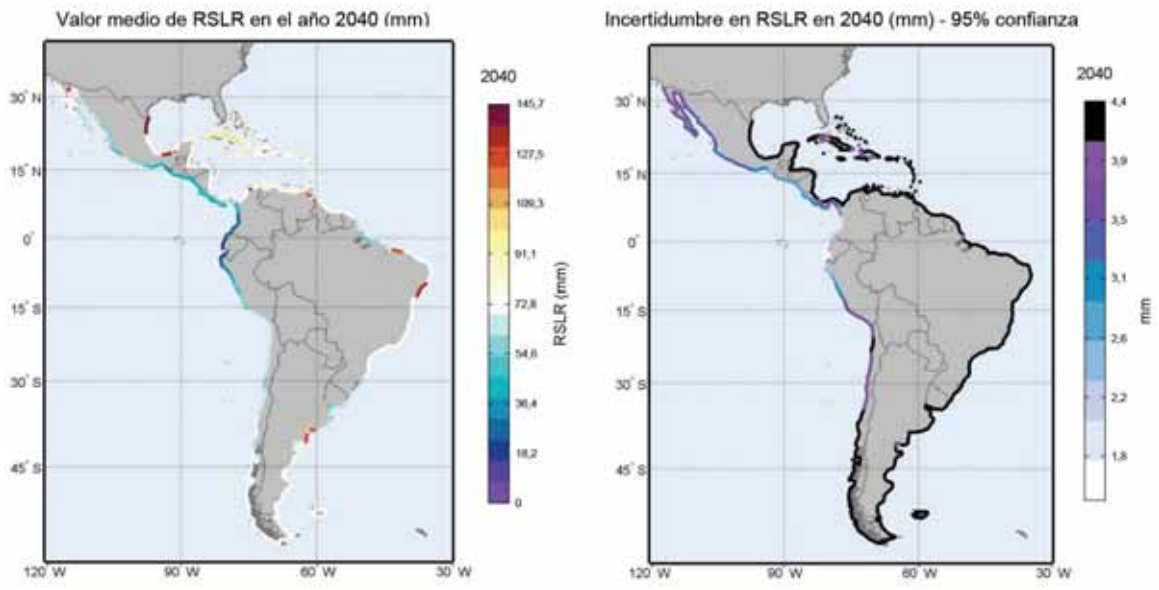
A partir de la información obtenida de subsidencia junto con los datos de SLR, se han obtenido los mapas de RSLR a lo largo de la zona de estudio mostrados a continuación.

FIGURA 1.77
TENDENCIA MEDIA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR RELATIVO EN EL PERIODO 2010-2040 (IZQUIERDA) Y 2040-2070 (DERECHA)
(Milímetros/año)



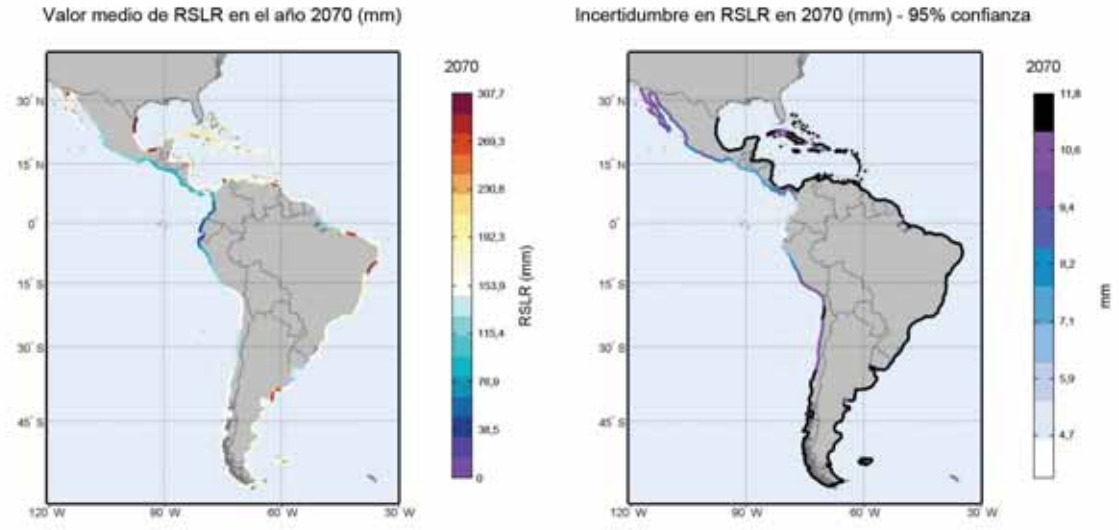
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.78
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR RELATIVO EN EL AÑO HORIZONTE 2040
(Milímetros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.79
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA DE NIVEL MEDIO DEL MAR RELATIVO EN EL AÑO HORIZONTE 2070
(Milímetros)



Fuente: Elaboración propia.

5.2.3. Tendencias en la Salinidad

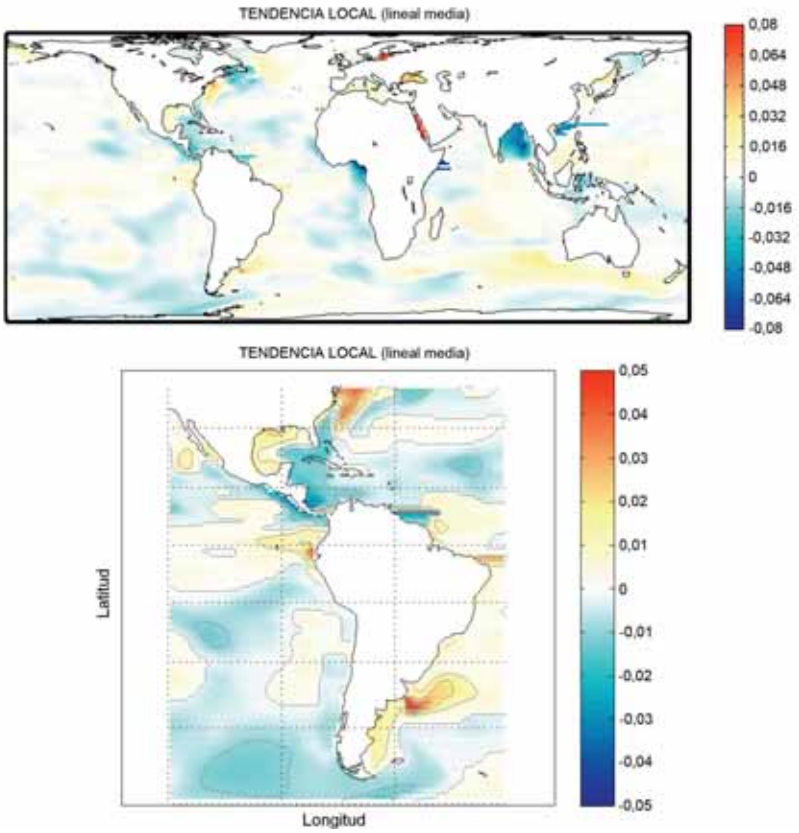
De manera análoga al nivel medio del mar, se ha analizado la salinidad a escala global mediante las dos vías contempladas ya que se disponía de los datos en una malla global. La serie temporal promedio global no refleja un ajuste digno con los datos promedio globales, al contrario de lo que ocurre con el resto de variables. La razón puede ser la variabilidad de esta variable (varía en profundidad y se ha tomado el valor a 5 m como representativo) o la fuente de información (reanálisis numérico). Por estas razones, el análisis de esta variable parece estar sujeto a mayor incertidumbre que el resto de las variables geofísicas contempladas.

Mientras que en el caso del nivel medio del mar la tendencia dominante era la cuadrática, en el caso de la salinidad parece ser la lineal (figura 1.81.). Además, existen muchos puntos donde la tendencia no resulta significativa estadísticamente.

Ambos métodos de tendencias (figura 1.80. y figura 1.82.) muestran resultados espacialmente similares si bien la técnica TEOF suaviza la tendencia en ciertos puntos singulares donde las tendencias locales parecen obtener picos aislados, con probabilidad, consecuencia de repuntes en las series temporales de la variable.

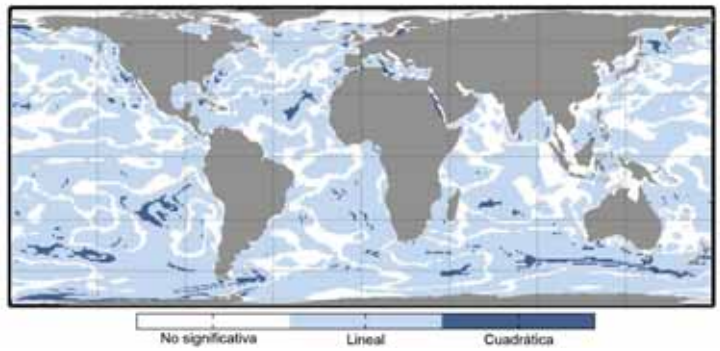
Obsérvese que la tendencia TEOF arroja tendencias nulas (asimilable a no significativas) en los puntos donde el análisis local resultó no ser significativo.

FIGURA 1.80
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DE LA SALINIDAD (A 5 M DE PROFUNDIDAD) MEDIANTE EL AJUSTE DE TENDENCIAS LOCAL
(psu/año)



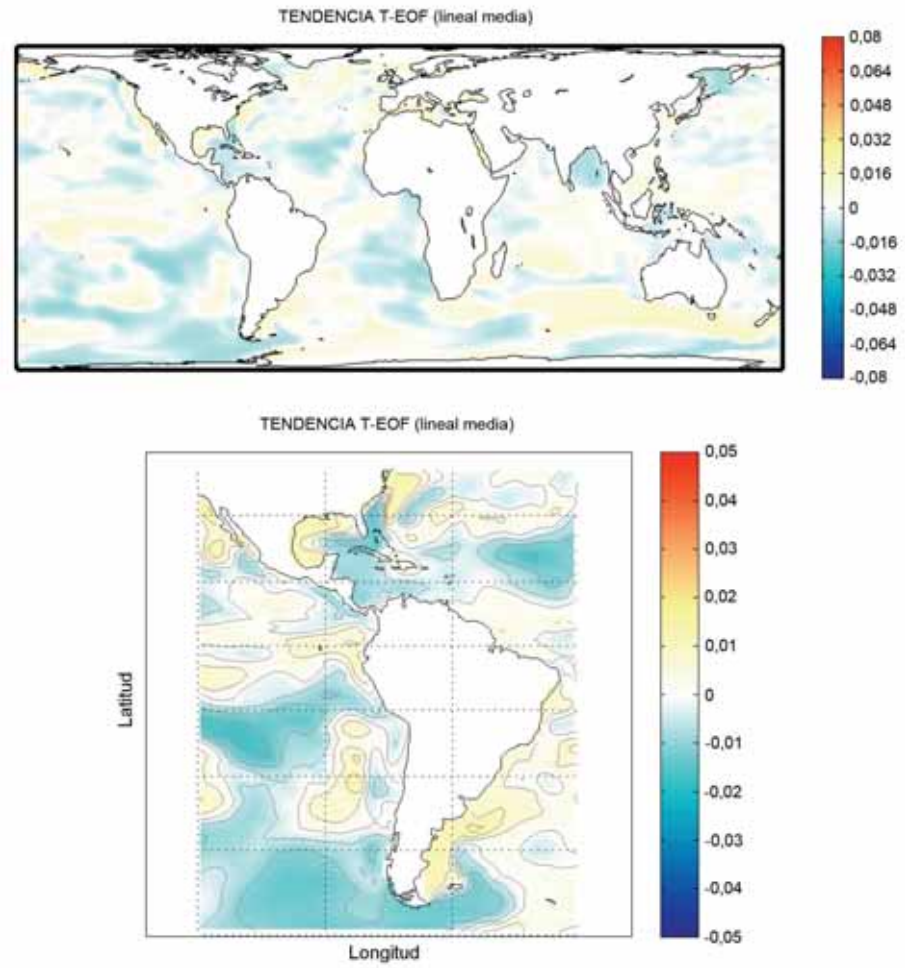
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.81
TIPO DE TENDENCIA OBTENIDA EN EL AJUSTE LOCAL A ESCALA GLOBAL DE LA SALINIDAD



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se distingue entre tendencias no significativas estadísticamente (no se detecta tendencia), tendencia lineal y tendencia cuadrática (existe una aceleración o desaceleración de la tendencia).

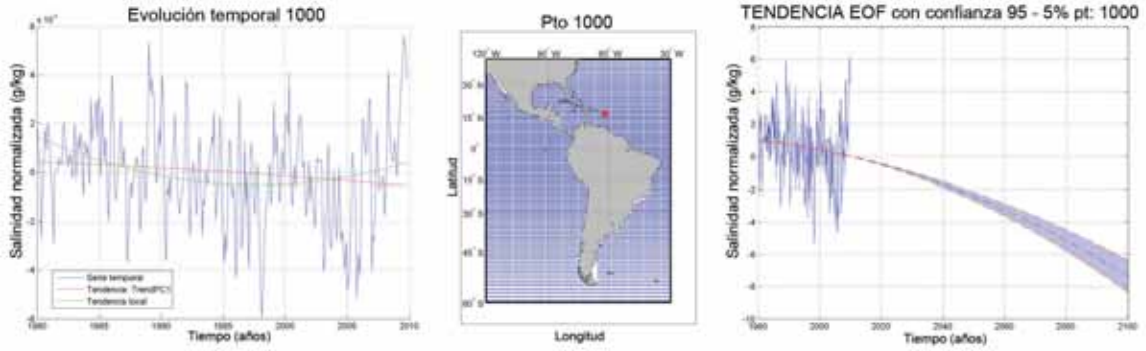
FIGURA 1.82
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DE LA SALINIDAD (A 5 M DE PROFUNDIDAD) MEDIANTE EL AJUSTE DE LA TÉCNICA TREND-EOF
(psu/año)



Fuente: Elaboración propia.

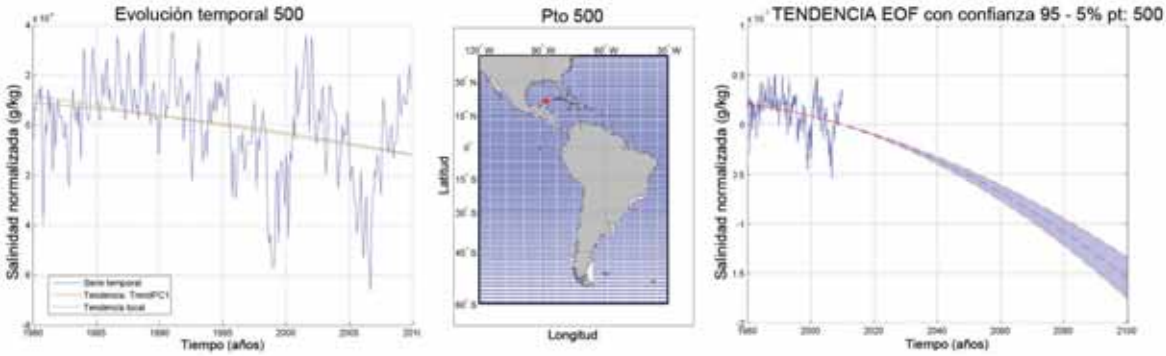
Se han determinado la tendencia en la salinidad a escala global y en particular en los 1132 puntos en que se ha dividido la costa de ALyC. En la figura 1.83. y figura 1.84. se muestran las tendencias para dos puntos estudiados, en concreto, se representa la comparación entre la tendencia mediante la técnica Trend-EOF y el ajuste local (izquierda), la localización del punto (centro) y la tendencia resultante (derecha). En ambos casos la tendencia es descendente y en el primero de los puntos se aprecia una clara discrepancia entre el resultado de la técnica Trend-EOF y el ajuste local, mientras que en el segundo punto el resultado de ambas es similar. Esta apreciación muestra que la técnica Trend-EOF es más adecuada para las variables en las que se detecta un aceleramiento en la tendencia de largo plazo.

FIGURA 1.83
TENDENCIAS DE SALINIDAD OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Gramos/kilogramos)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF. Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

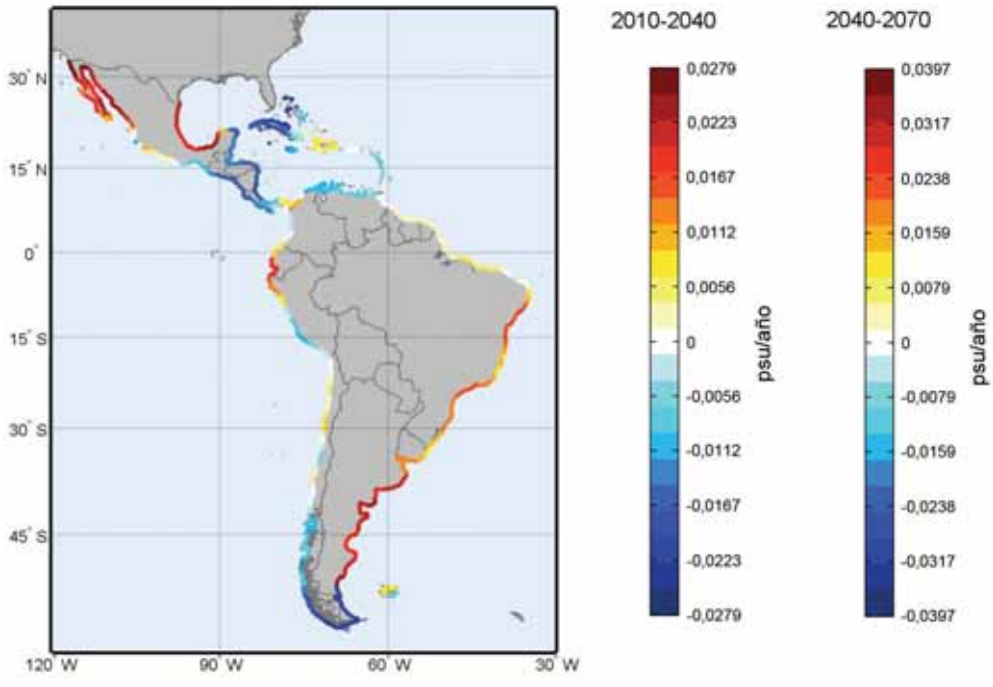
FIGURA 1.84
TENDENCIAS DE SALINIDAD OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Gramos/kilogramos)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF. Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

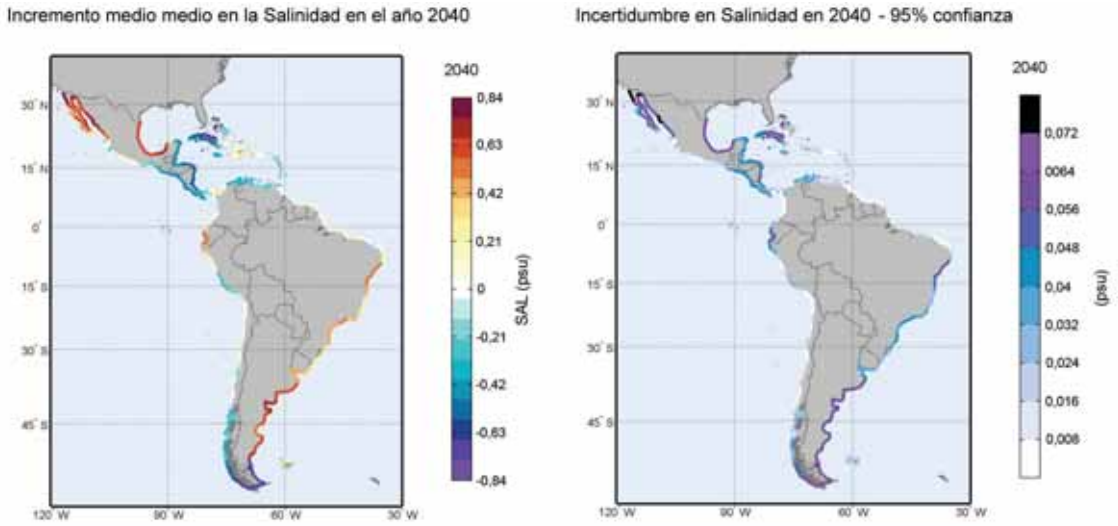
En la figura 1.85. se representa la tendencia media lineal equivalente en los dos periodos temporales considerados mediante la técnica TEOF en los puntos de estudio de la costa de ALyC. Se hace notar que mientras la tendencia de la salinidad en las latitudes entorno a los 15ºN es decreciente, en la costa Atlántica por debajo del Ecuador es creciente, así como en la península de California y el golfo de México. En estas últimas dos zonas es donde se obtienen mayores valores de las tendencias, con valores medios en 2040 y 2070 de hasta 0,8 y 2 psu respectivamente –figura 1.86. y figura 1.87.–. Es necesario resaltar también que la costa Pacífica de Sudamérica (Perú y Chile), especialmente rica en pesca por episodios de afloramiento, experimentará cambios muy leves en salinidad respecto al resto de la costa de la región. La mayor disminución de la salinidad es esperable en las islas del Caribe Norte y en las costas de los países del Sur de Centroamérica, con valores de aproximadamente 0,7 y 1,7 psu en los dos horizontes considerados.

FIGURA 1.85
TENDENCIA MEDIA DE LA SALINIDAD EN LOS PERIODOS 2010-2040 Y 2040-2070
(psu/año)



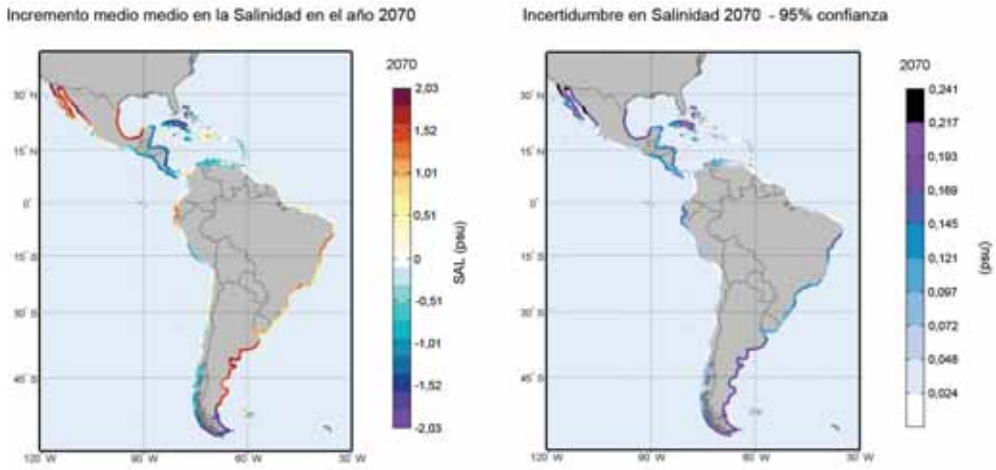
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.86
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN LA SALINIDAD EN EL AÑO HORIZONTE 2040
(psu)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.87
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN LA SALINIDAD EN EL AÑO HORIZONTE 2070
(psu)

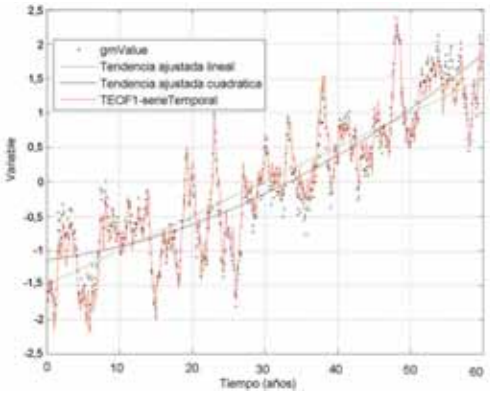


Fuente: Elaboración propia.

5.2.4. Tendencias de Temperatura Superficial del Mar

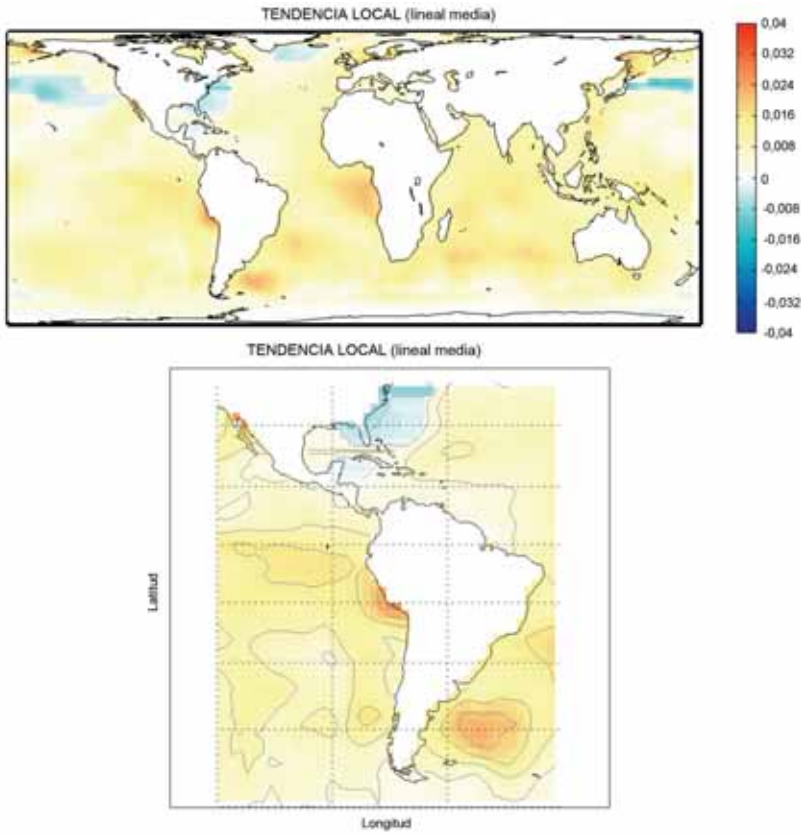
La temperatura superficial del mar, por ser una variable obtenida con resolución global, también se ha analizado con ambas técnicas, tendencias locales y TEOF. La figura 1.88. muestra la serie temporal de la TEOF que recoge la tendencia media global y los valores medios de las series temporales de la base de datos. El parecido entre ambas es satisfactorio.

FIGURA 1.88
TENDENCIA Y RECONSTRUCCIÓN OBTENIDA PARA LA ANOMALÍA DE TEMPERATURA DEL MAR EN SUPERFICIE GLOBAL



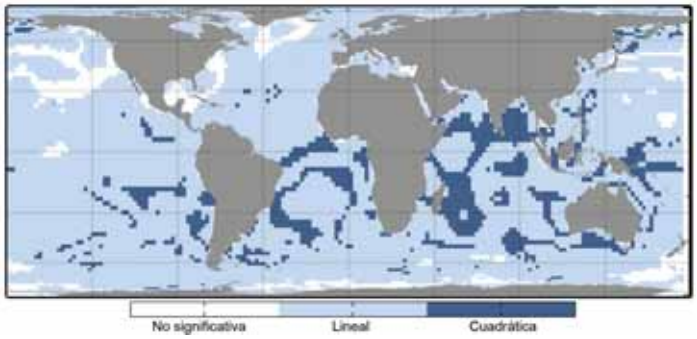
Fuente: Elaboración propia.
Nota: En rojo se representa la serie temporal del primer modo de la Trend-EOF mientras que los puntos negros (no coincidentes) representan la anomalía media global de la base de datos. Además, en verde y negro se representa las tendencias ajustadas, lineal y cuadrática, respectivamente.

FIGURA 1.89
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR MEDIANTE EL AJUSTE DE TENDENCIAS LOCAL
(ºC/año)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.90
TIPO DE TENDENCIA OBTENIDA EN EL AJUSTE LOCAL A ESCALA GLOBAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR



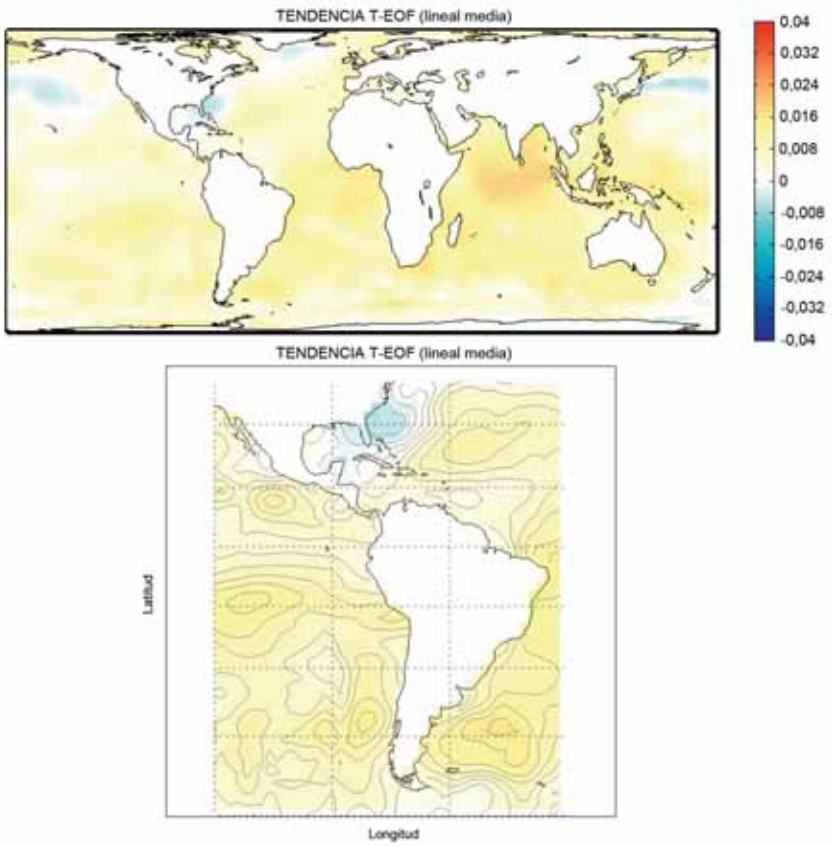
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se distingue entre tendencias no significativas estadísticamente (no se detecta tendencia), tendencia lineal y tendencia cuadrática (existe una aceleración o desaceleración de la tendencia).

Análogamente al caso del nivel del mar y la salinidad, se ha analizado el tipo de tendencia local que resulta más adecuado en cada zona geográfica –figura 1.90.–, incluyendo aquellos puntos donde no resultase significativa.

De la comparación entre los patrones globales de la tendencia media histórica entre ambos métodos –figura 1.89. y figura 1.91.– se extraen conclusiones similares a los casos analizados anteriormente. La técnica TEOF parece ser más adecuada para este tipo de variables geofísicas globales ya que efectos puntuales de las tendencias, asociados muy probablemente a fenómenos de variabilidad interanual que suponen picos en las series y que afectan a la regresión local. Salvando esta diferencia, en ambos patrones espaciales se obtienen resultados del mismo orden en general y espacialmente similares.

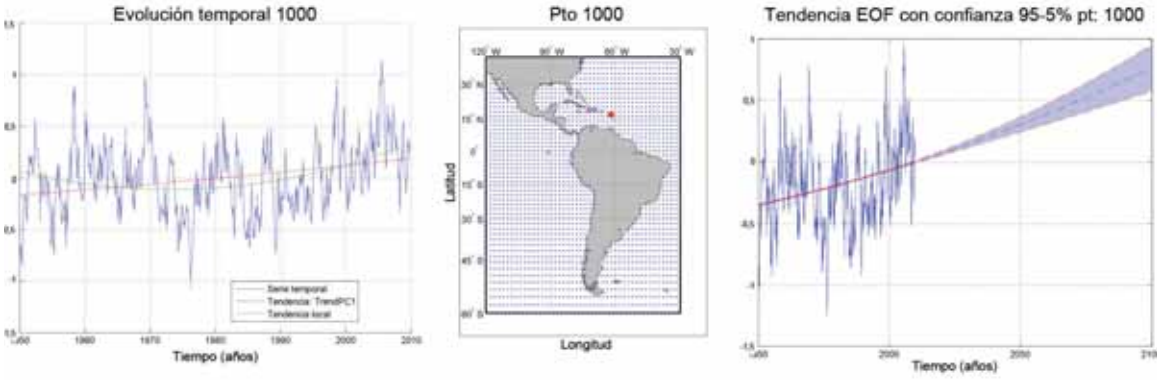
Al contrario de lo que sucedía con el nivel del mar, las series temporales de temperatura superficial del mar muestran que existe un aumento de la temperatura general, excepto en ciertas zonas de los océanos del Hemisferio Norte donde se está produciendo, por el contrario, un enfriamiento.

FIGURA 1.91
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR MEDIANTE EL AJUSTE DE LA TÉCNICA TREND-EOF
(ºC/año)



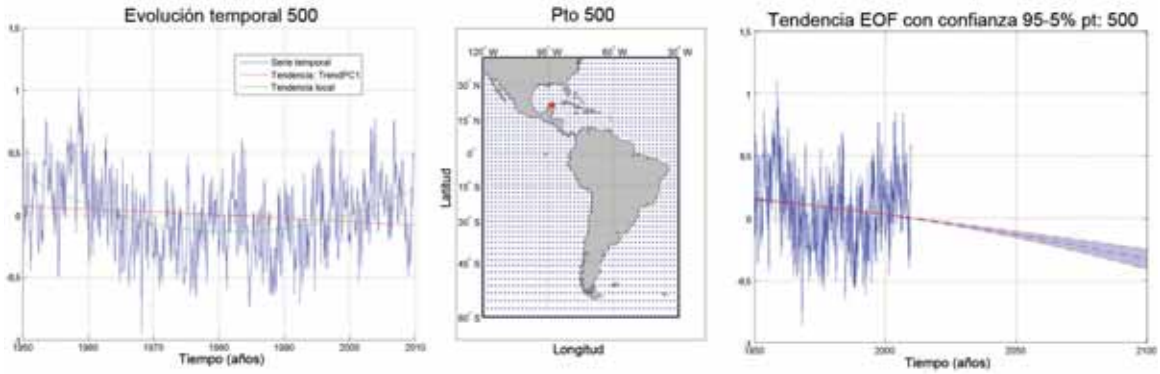
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.92
TENDENCIAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF. Centro: localización del punto.Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

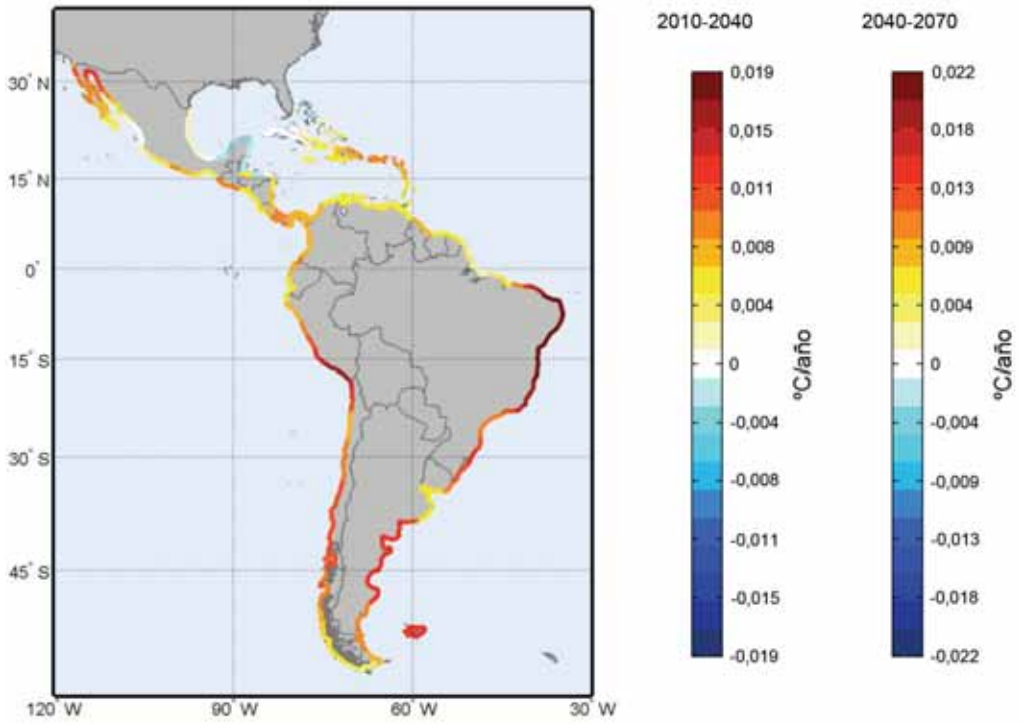
FIGURA 1.93
TENDENCIAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF. Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

En los gráficos de comparación de los ajustes –figura 1.92. y figura 1.93.– se puede apreciar que existe una clara discrepancia entre el ajuste local, que resulta en este caso cuadrático, y la tendencia Trend-EOF. Mientras que la primera técnica muestra una curvatura marcada, con la segunda se obtiene una tendencia más suave, que pese a no llegar a ser lineal, muestra una deceleración leve. Nuevamente, la técnica Trend-EOF resulta ser más adecuada para este tipo de variables. Más aún, incluso en el caso del punto 500, el comportamiento de ambas tendencias es contrario (ascenso frente a descenso).

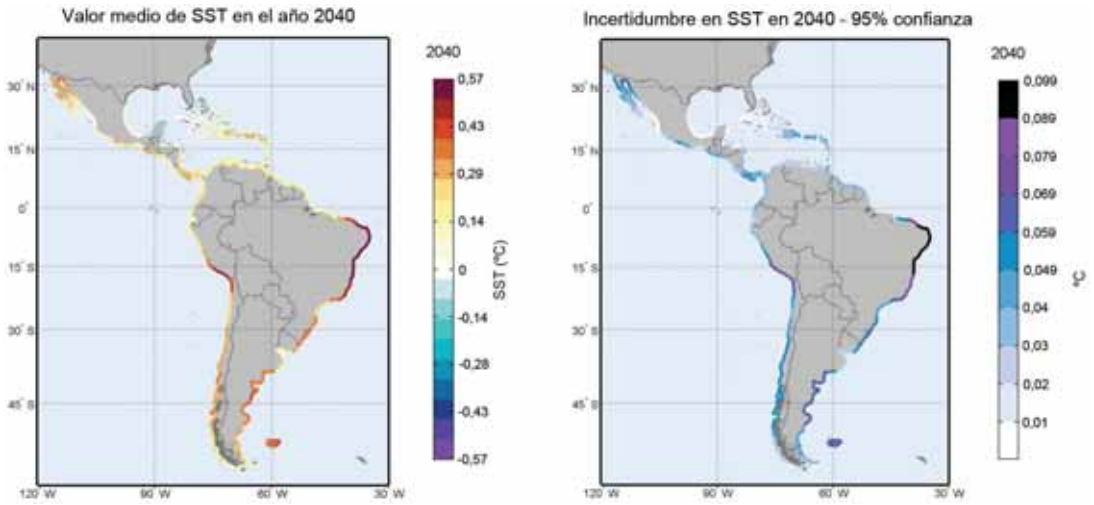
FIGURA 1.94
TENDENCIA MEDIA DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR EN LOS PERIODOS 2010-2040 Y 2040-2070
(Grados centígrados/año)



Fuente: Elaboración propia.

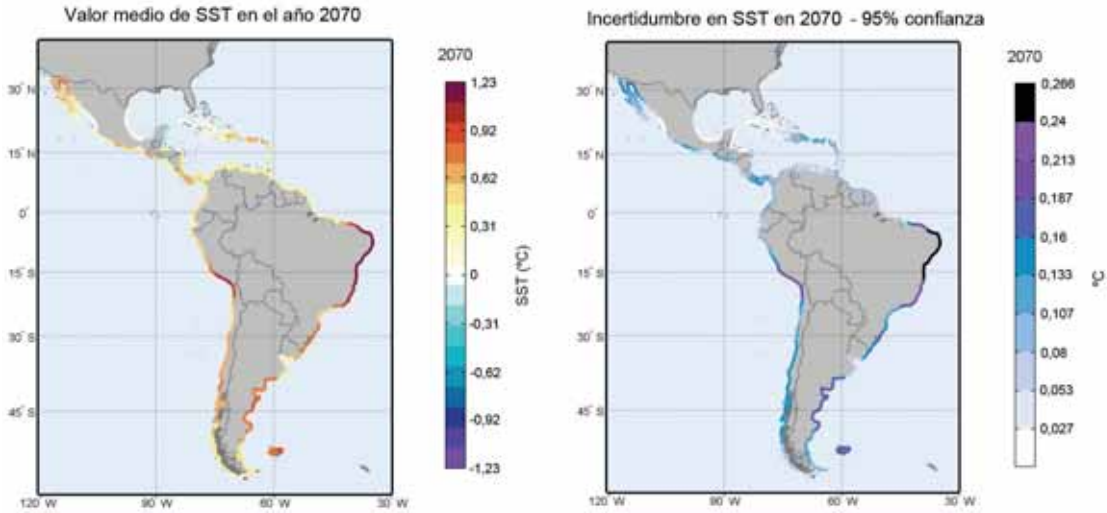
La tendencia general es de aumento de la temperatura del mar, salvo en el norte del Mar Caribe, donde se espera que la temperatura superficial del mar no sufra un aumento significativo o incluso baje ligeramente. Los mayores aumentos esperables se obtienen en las costa de Brasil entre los 0 y 15ºS (+0,57º y +1,2ºC en 2040 y 2070, con incertidumbres por debajo de 0,1º y 0,3ºC respectivamente), así como en la costa del sur de Perú y norte de Chile, no obstante, menores a los de Brasil. Estos resultados lógicamente están condicionados por las características de la base de datos de partida.

FIGURA 1.95
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR EN EL AÑO HORIZONTE 2040
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.

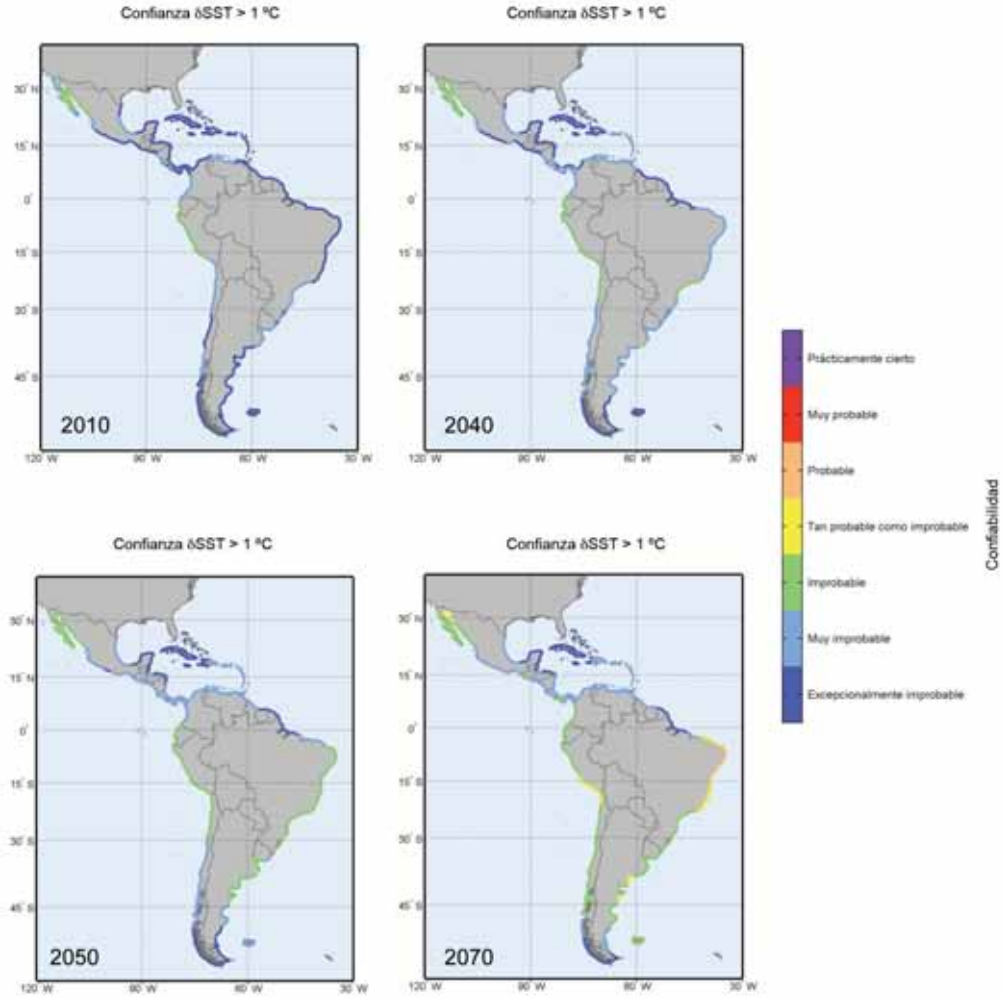
FIGURA 1.96
VALOR MEDIO E INCERTIDUMBRE DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR EN EL AÑO HORIZONTE 2070
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.

La SST es una variable importante para muchos ecosistemas, entre ellos los corales. En el estudio de impactos (documento 3 de este estudio regional) se analiza el blanqueo de los corales y para ello se necesitará evaluar cuál es la probabilidad de ciertos aumentos de la SST en los años horizonte. La figura 1.97. muestra el grado de confianza de un aumento de 1ºC de la SST en la actualidad y en el 2040 y en el 2070. El grado de confianza aumenta significativamente en toda la región y en parte de la costa de Brasil el aumento será *probable.*

FIGURA 1.97
GRADO DE CONFIANZA (ESCALA IPCC) SOBRE UN AUMENTO DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DE 1ºC PARA DISTINTOS AÑOS HORIZONTE

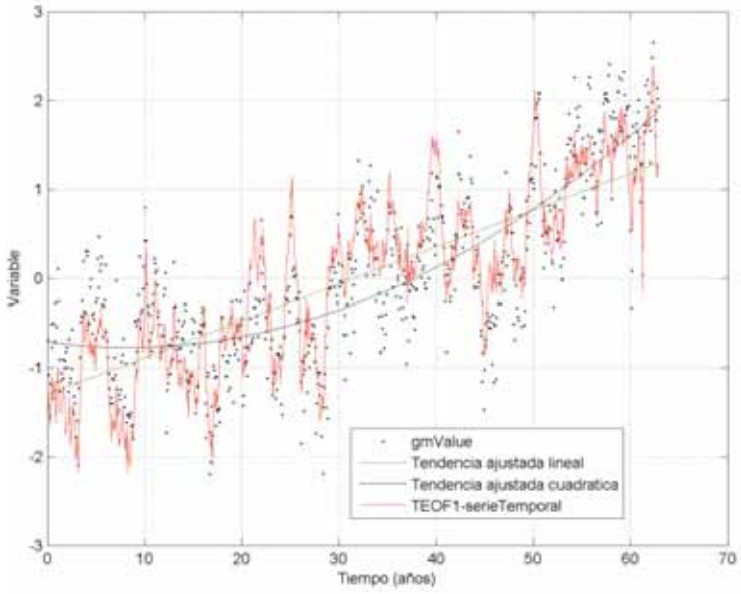


Fuente: Elaboración propia.
Nota: Leyenda de probabilidades: >0,99, prácticamente cierto; 0,9-0,99, muy probable; 0,66-0,9, probable; 0,33-0,66, tan probable como improbable; 0,1-0,33, improbable; 0,01-0,1, muy improbable; <0,01, excepcionalmente improbable.

5.2.5. Tendencias de la Temperatura del Aire

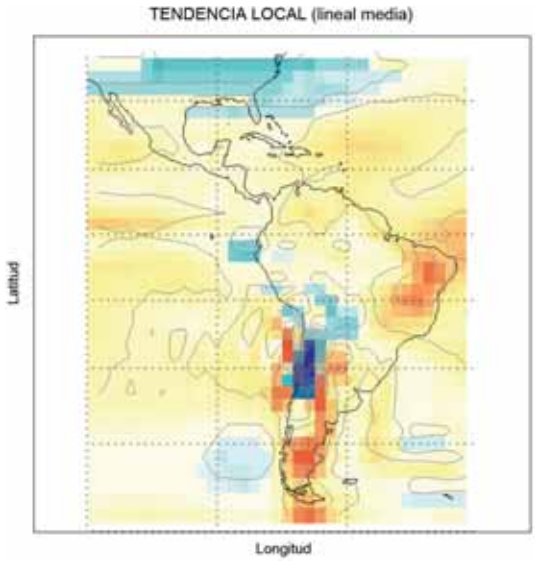
Como última variable geofísica global se ha determinado la tendencia de la temperatura del aire en superficie mediante los dos métodos. La figura 1.98. muestra la serie media global a partir del patrón global medio del cálculo con TEOF y los datos de la anomalía media global, así como las tendencias ajustadas a la serie global. Si bien el ajuste no es tan fidedigno como en el caso de la temperatura superficial del mar (base de datos instrumental) y mucho menos que en el caso del nivel medio del mar (también instrumental), la serie temporal parece corresponderse con los datos globales, que en este caso provienen del reanálisis NCEP/NCAR, elegido por la duración y cobertura espacial del mismo. Además de la fuente de información (numérica frente a instrumental), la presencia de la rugosidad y accidentes geográficos en la tierra, hace que la serie presente mayor variabilidad.

FIGURA 1.98
TENDENCIA Y RECONSTRUCCIÓN OBTENIDA PARA LA ANOMALÍA DE TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE GLOBAL



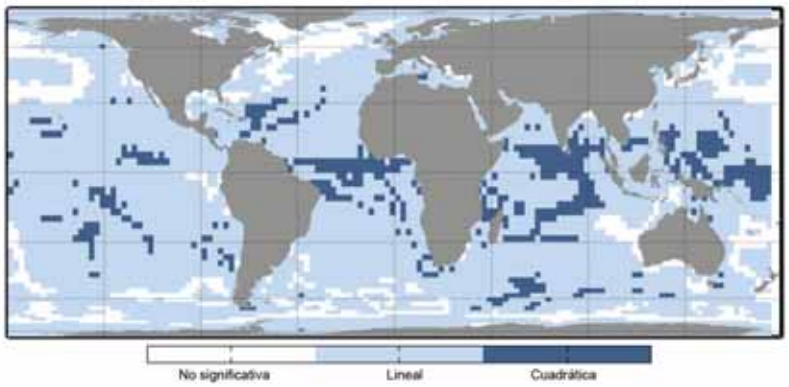
Fuente: Elaboración propia.
Nota: En rojo se representa la serie temporal del primer modo de la Trend-EOF mientras que los puntos negros (no coincidentes) representan la anomalía global de la base de datos. Además, en verde y negro se representa las tendencias ajustadas, lineal y cuadrática, respectivamente.

FIGURA 1.99
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE MEDIANTE EL AJUSTE DE TENDENCIAS LOCAL
(Grados centígrados/año)



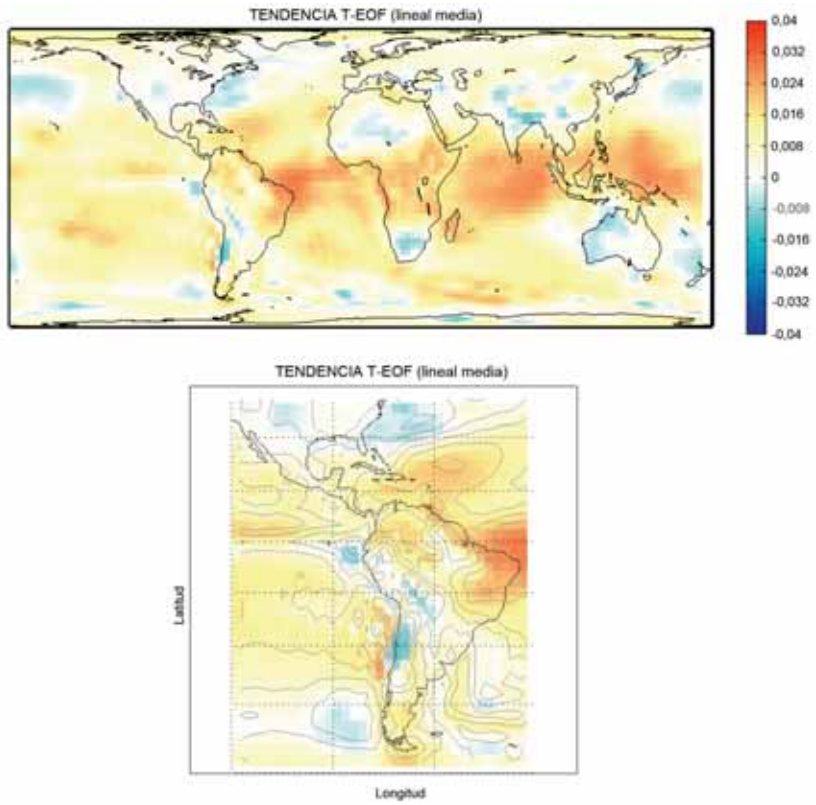
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.100
TIPO DE TENDENCIA OBTENIDA EN EL AJUSTE LOCAL A ESCALA GLOBAL PARA LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se distingue entre tendencias no significativas estadísticamente (no se detecta tendencia), tendencia lineal y tendencia cuadrática (existe una aceleración o desaceleración de la tendencia).

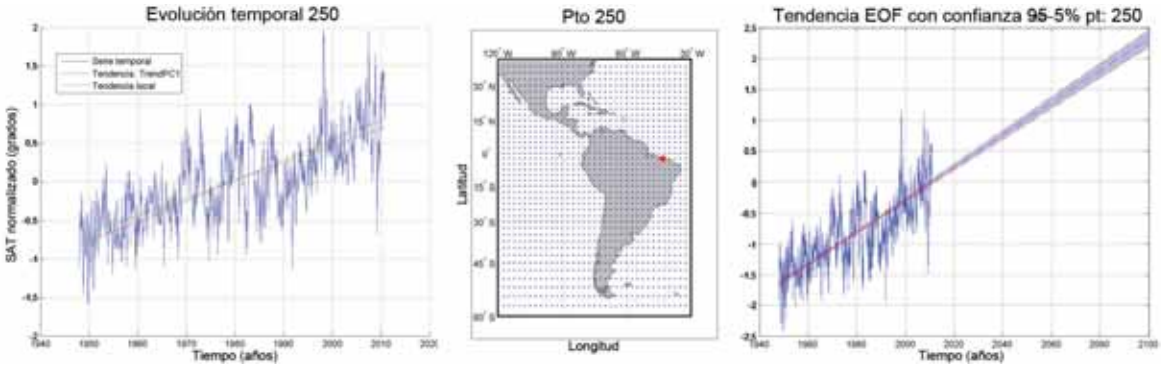
FIGURA 1.101
PATRÓN ESPACIAL DE LA TENDENCIA MEDIA (LINEAL) A ESCALA GLOBAL Y DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE PARA LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE MEDIANTE EL AJUSTE DE LA TÉCNICA TREND-EOF
(Grados centígrados/año)



Fuente: Elaboración propia.

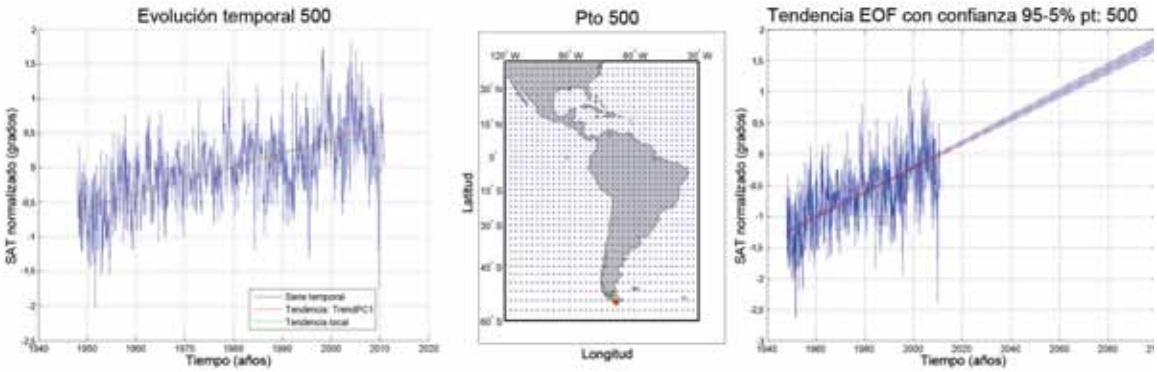
Las figuras siguientes muestran la distinta evolución de la temperatura del aire en dos puntos del dominio de estudio. En la figura 1.102. se aprecia mucha más variabilidad en la temperatura terrestre que en el punto analizado en la figura 1.103. Sin embargo, en ambos puntos existe una notable discrepancia entre la tendencia local más significativa, en este caso un ajuste lineal en ambos, y la tendencia T-EOF.

FIGURA 1.102
TENDENCIAS DE TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF. Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

FIGURA 1.103
TENDENCIAS DE TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE
(Grados centígrados)

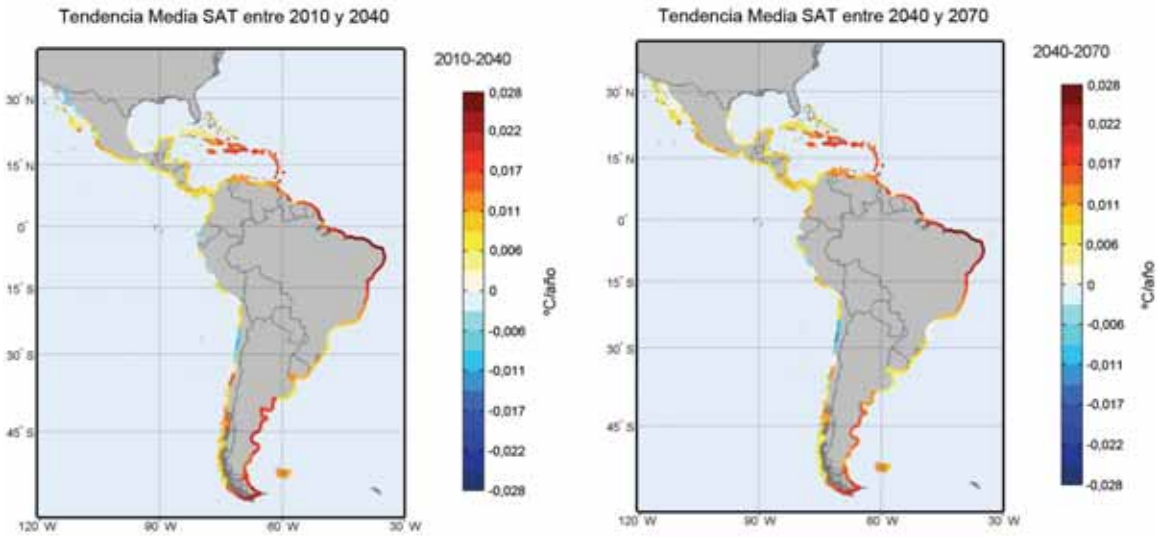


Fuente: Elaboración propia.
Nota: Derecha: tendencia Trend-EOF. Centro: localización del punto. Izquierda: comparación entre la tendencia local y la Trend-EOF.

En la figura 1.104. se representa la tendencia lineal media equivalente en los dos periodos de tiempo considerados en el estudio. La tendencia de la temperatura del aire en superficie es ascendente con generalidad en la región, a excepción de la costa Pacífica de Sudamérica, donde hay zonas de Perú, El Ecuador y norte de Chile donde la tendencia es nula o ligeramente negativa. Existe una marcada

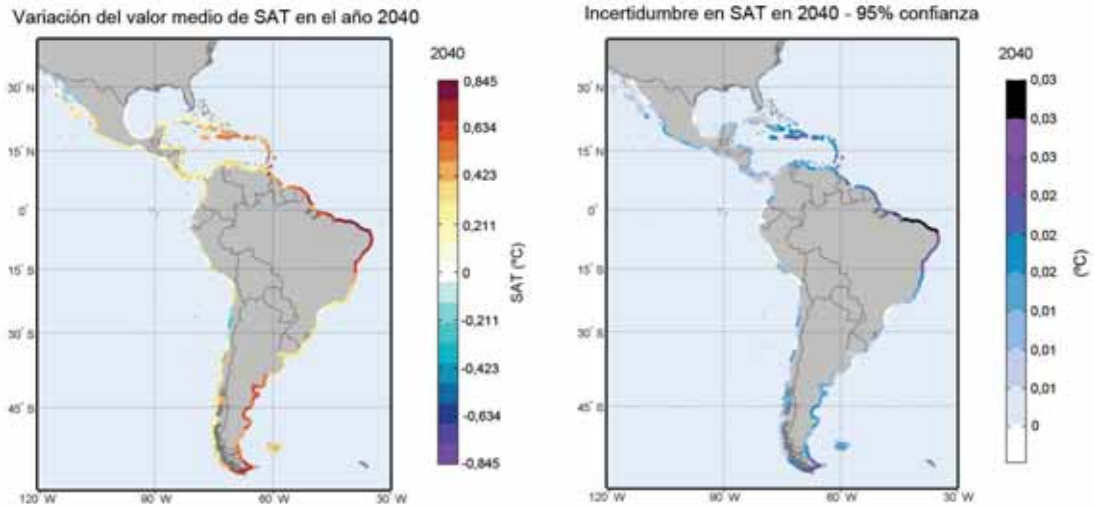
tendencia en la zona Atlántica entre los 15ºN y 15ºS, donde es esperable que se alcance incrementos medios de temperatura de hasta 1,7 y 3,8 ºC en la costa de Brasil en 2040 y 2070, respectivamente, con una incertidumbre al nivel de confianza del 95% de 0,03 y 0,07 ºC en la regresión mediante Trend-EOF –figura 1.105. y figura 1.106.–.

FIGURA 1.104
TENDENCIA LINEAL MEDIA EQUIVALENTE DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE ENTRE 2010-2040 Y 2040-2070
(Grados centígrados/año)



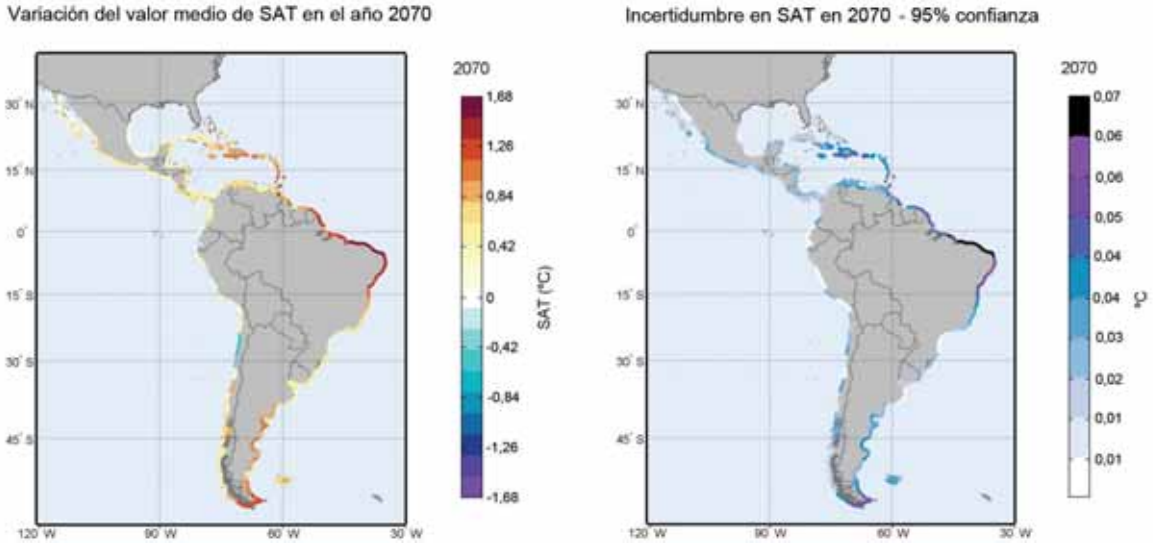
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.105
VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2040
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.

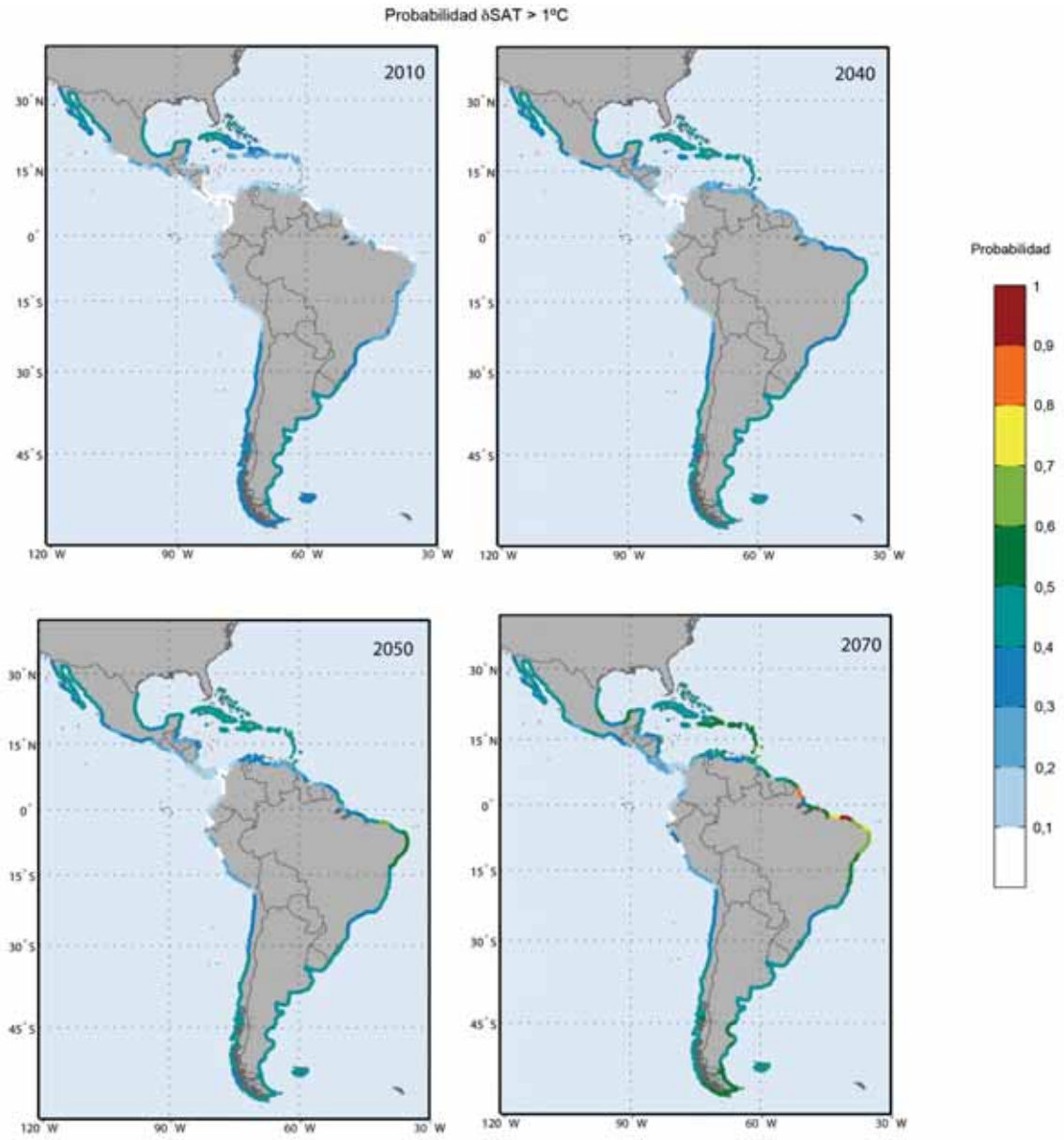
FIGURA 1.106
VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2070
(Grados centígrados)



Fuente: Elaboración propia.

La figura 1.107. muestra la probabilidad de exceder 1ºC en la temperatura del aire en superficie en los distintos años objetivo.

FIGURA 1.107
PROBABILIDAD DE UN AUMENTO DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE DE 1ºC EN LAS COSTAS DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE EN LA ACTUALIDAD Y EN LOS AÑOS HORIZONTE 2040, 2050 Y 2070



Fuente: Elaboración propia.

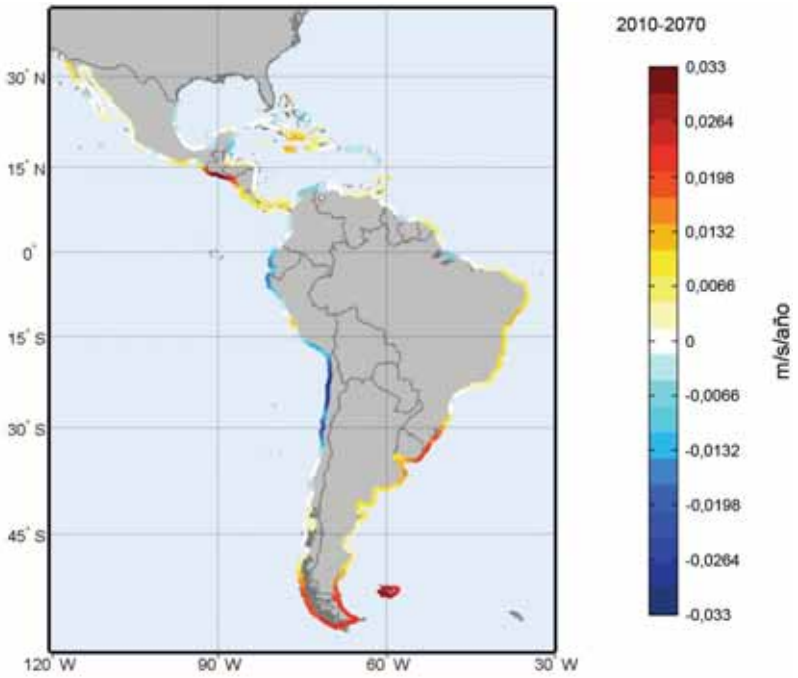
5.2.6. Tendencias del viento

En el análisis del viento se ha analizado por un lado su magnitud, representada por el cuantil 0,9 de la velocidad a 10 m, y por otro su dirección, por medio de la dirección de la potencia eólica. Tanto la magnitud de la velocidad como la dirección han sido ajustadas a tendencias lineales por lo que se ha utilizado la técnica del ajuste local para el análisis de viento ya que la tendencia Trend-EOF resultó ser una tendencia lineal espacialmente distribuida.

5.2.6.1. Velocidad del viento

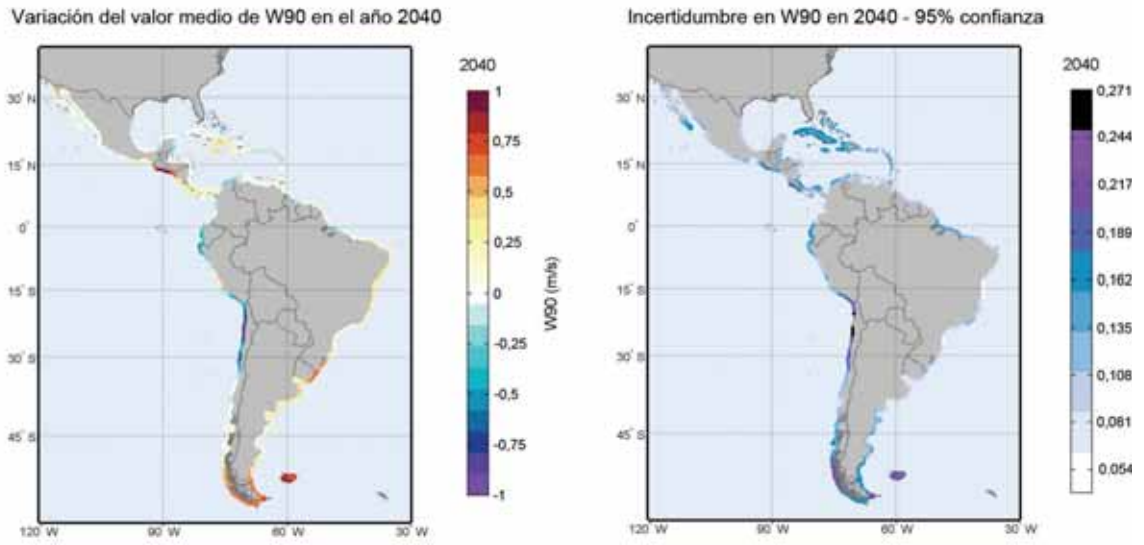
La tendencia media del cuantil 0,9 de la velocidad del viento a 10 m muestra una gran variabilidad espacial en la región –figura 1.108.–. Existen zonas tanto de aumento como de tendencia negativa de la variable. Los mayores aumentos se obtienen en el extremo sur del continente, en las costas de Uruguay y zona de Porto Alegre en Brasil, Guatemala y el Salvador. Sin embargo, de forma generalizada, en el norte de Chile, Ecuador y norte de Perú las tendencias resultan claramente negativas. Se puede concluir que en la costa Atlántica del hemisferio Sur la tendencia es generalizadamente de aumento mientras que en la Pacífica lo es de disminución o estable. Precisamente, las mayores tendencias se detectan en dos cinturones de latitudes: las subtropicales donde dominan los vientos alisios y las latitudes medias donde rigen los vientos del Oeste hacia el centro de bajas presiones polar.

FIGURA 1.108
TENDENCIA MEDIA DEL CUANTIL 0,9 DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 M ENTRE 2010 Y 2070
(Metros/segundo/año)



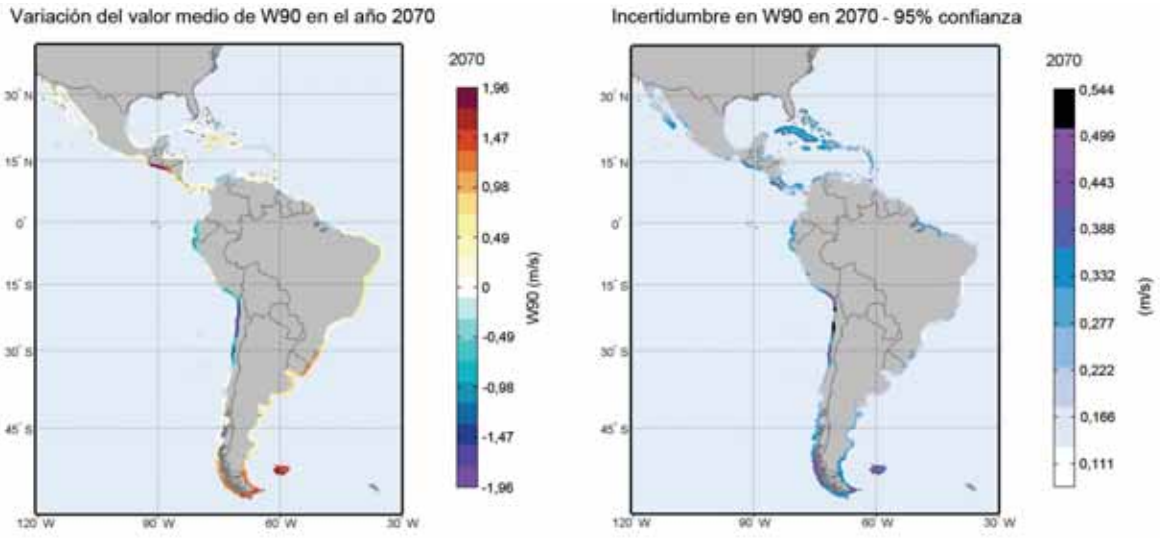
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.109
VARIACIÓN DEL CUANTIL 0,9 DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 M E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2040
(Metros/segundo)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.110
VARIACIÓN DEL CUANTIL 0,9 DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 M E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2070
(Metros/segundo)

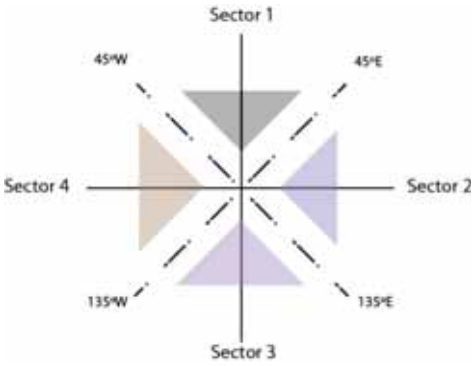


Fuente: Elaboración propia.

5.2.6.2. Dirección del viento

En el análisis de la dirección del viento, debido a la gran variabilidad que presenta en la dirección de procedencia, no es posible evaluarla mediante la tendencia respecto a la dirección media, sino que es necesario recurrir a analizar las tendencias en cuatro sectores direccionales distintos –figura 1.111.–, a saber:

FIGURA 1.111
ESQUEMA DE LOS CUATRO SECTORES DIRECCIONALES CONSIDERADOS EN EL ANÁLISIS DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO



Sector Norte: entre los 45ºW y 45ºE.
Sector Este: entre los 45ºE y los 135ºE.
Sector Sur: entre los 135ºE y los 135ºW.
Sector Oeste: entre los 135ºW y los 45ºW.

Fuente: Elaboración propia.

Las unidades de las tendencias son grados y el signo positivo indica un aumento en sentido horario de los ángulos respecto a la dirección media.

La figura 1.112. representa las tendencias calculadas para los cuatro sectores. En los vientos con procedencia Norte se observan tendencias positivas (tendencia de giro hacia el Este) generalizadas en la costa Pacífica y negativas (tendencia de giro hacia el Oeste) en la margen Caribeña en el hemisferio Norte, mientras que en el hemisferio Sur hay mayor alternancia según la zona, además de producirse las mayores tendencias, positivas, de la región en Chile y al norte de Perú.

Respecto a las tendencias en los vientos del Este, las mayores tendencias se obtienen en la costa Pacífica del continente, correspondiendo con los vientos de origen terrestre, con fuertes tendencias de giro hacia el Norte a excepción de dos localizaciones, una entre Colombia y El Ecuador y otra en el norte de Chile. En la costa Atlántica las tendencias son más suaves correspondiendo a vientos de origen marino. Merece la pena llamar la atención sobre los vientos del Este en la zona de la península de California, donde están rolando al Sur (incremento positivo en sentido horario).

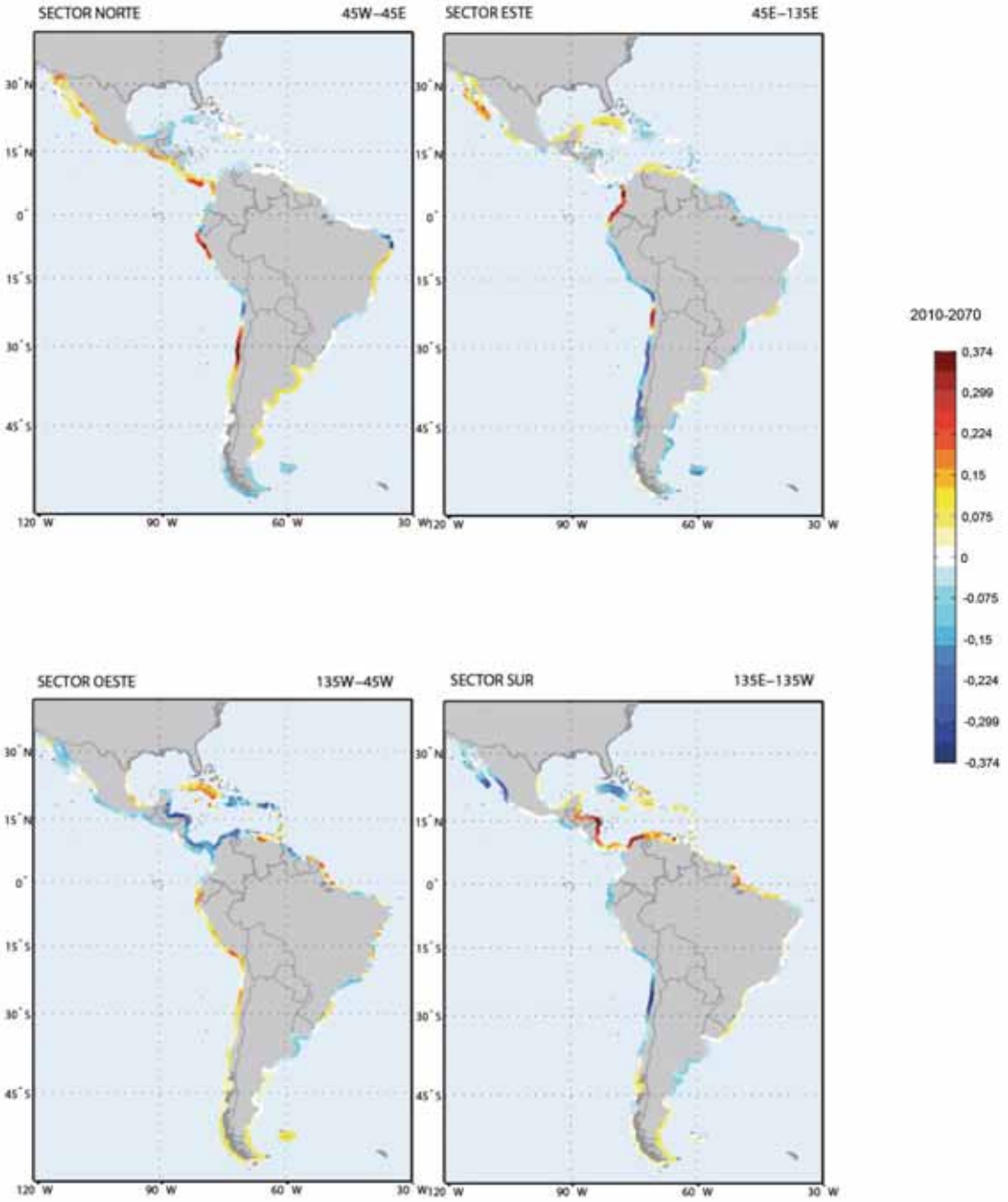
Con respecto a los vientos del Oeste, en el hemisferio Sur están experimentando una tendencia generalizada de giro hacia el Norte, mientras que, por el contrario, en el hemisferio Norte están girando hacia el Sur, a excepción de la isla de Cuba, donde provienen cada vez más del Norte. Se debe resaltar que se encuentran tendencias muy marcadas en las costas caribeñas del Sur.

En cuanto a los vientos del Sur, las tendencias son suaves a excepción de la costa Sur del Caribe, con giros hacia el Norte y parte de la costa de México, Chile y Cuba donde se encuentran tendencias de giro marcadas hacia el Este.

FIGURA 1.112

TENDENCIA MEDIA DE GIRO DE LA DIRECCIÓN DE LA POTENCIA EÓLICA ENTRE 2010 Y 2070 PARA LOS CUATRO SECTORES: NORTE, ESTE, SUR Y OESTE (ÁNGULOS POSITIVOS EN SENTIDO HORARIO)

(ºE/año)



Fuente: Elaboración propia.

5.3. Tendencias en las dinámicas costeras

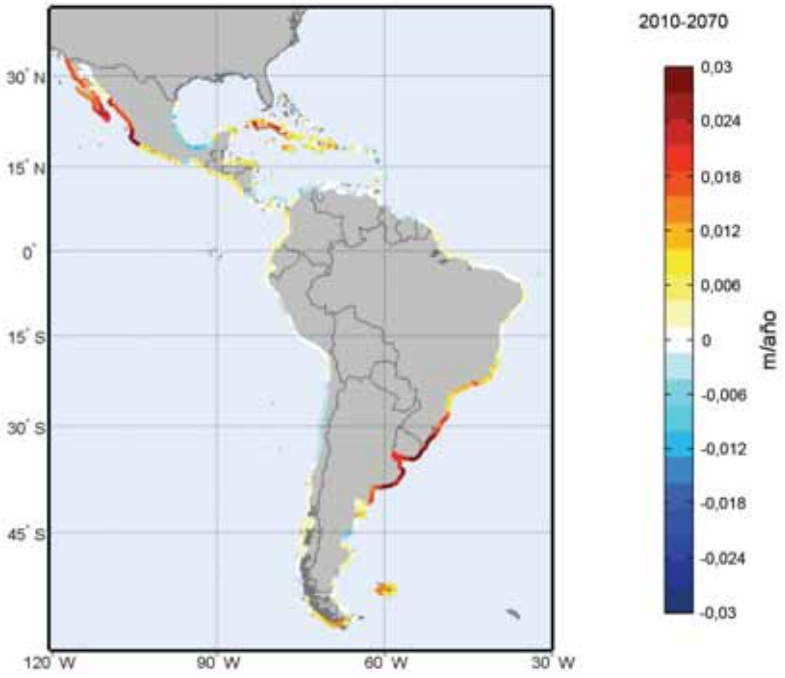
5.3.1. Tendencias en el oleaje

El oleaje se ha ajustado a tendencias locales lineales, analizándose varias variables de la severidad del oleaje como la altura de ola superada de media 12 horas al año (relacionada con la morfodinámica de las playas como se explica en el capítulo dedicado a los impactos), la altura significante media mensual y máxima mensual, así como la dirección de procedencia del oleaje mediante el cálculo de la tendencia asociada a la dirección del Flujo Medio de Energía.

5.3.1.1 Tendencias en la altura de ola significante superada 12 horas al año

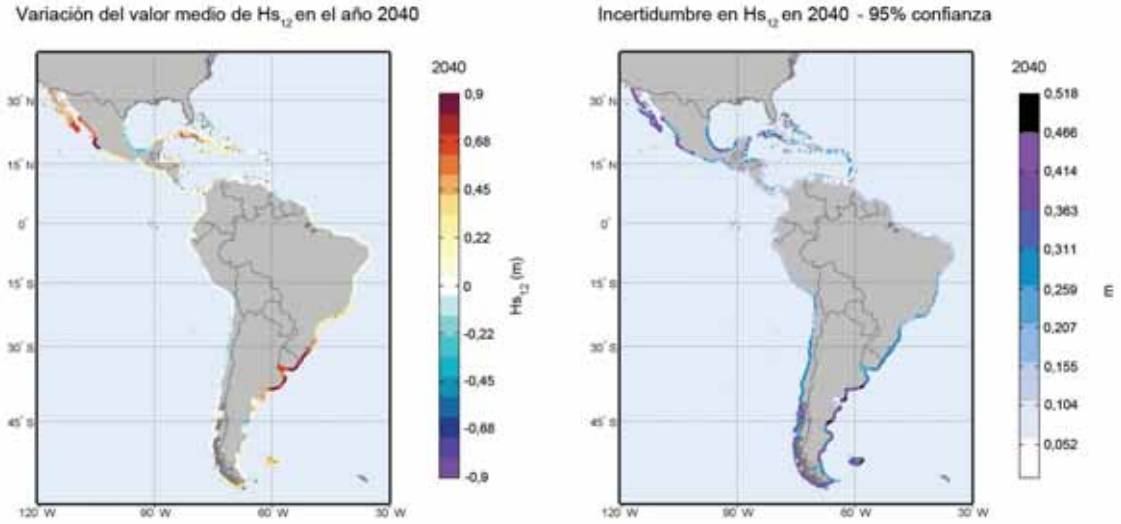
Respecto a la altura de ola superada 12 horas al año, indicador de la rama de alturas extremas anuales, se han obtenido tendencias generalmente de aumento –figura 1.113.–, con valores máximos en el Norte de México, Norte de Argentina, Uruguay y Sur de Brasil, todos con valores en el entorno de 3 cm al año de media. Estas tendencias suponen que en el año 2040 aumente la Hs_{12} en hasta 0,9 m y en hasta 1,8 m en el 2070 en estas localizaciones –figura 1.114. y figura 1.115.–. Como zonas con tendencias negativas destaca el golfo de México y la costa Pacífica del hemisferio Sur y costa Norte de Sudamérica con tendencias muy suaves o estables, tanto negativas como positivas.

FIGURA 1.113
TENDENCIA MEDIA DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE SUPERADA 12 HORAS AL AÑO (HS_{12}) ENTRE 2010 Y 2070
(Metros/año)



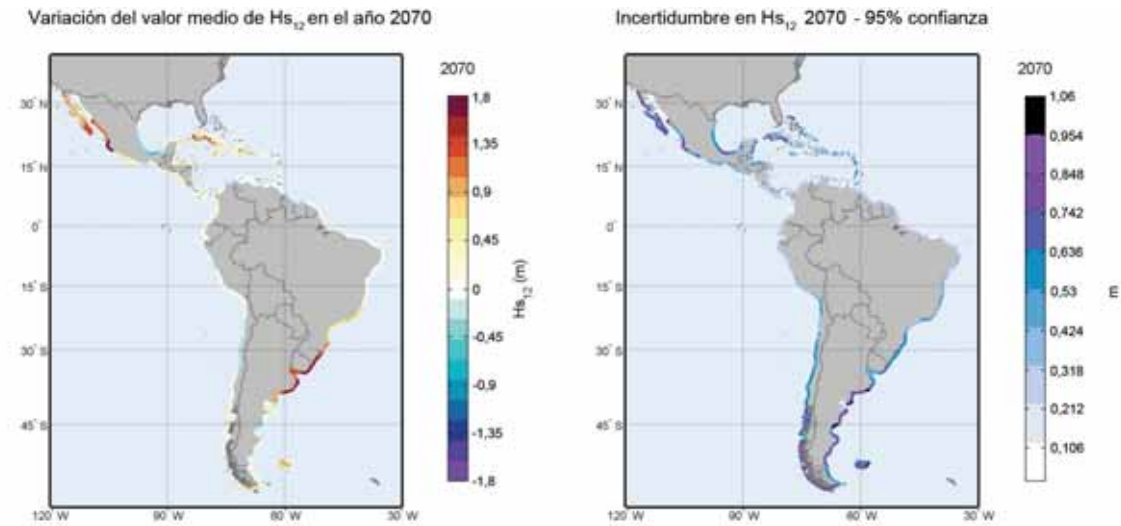
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.114
VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE SUPERADA 12 HORAS AL AÑO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2040
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.115
VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE SUPERADA 12 HORAS AL AÑO E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2070
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

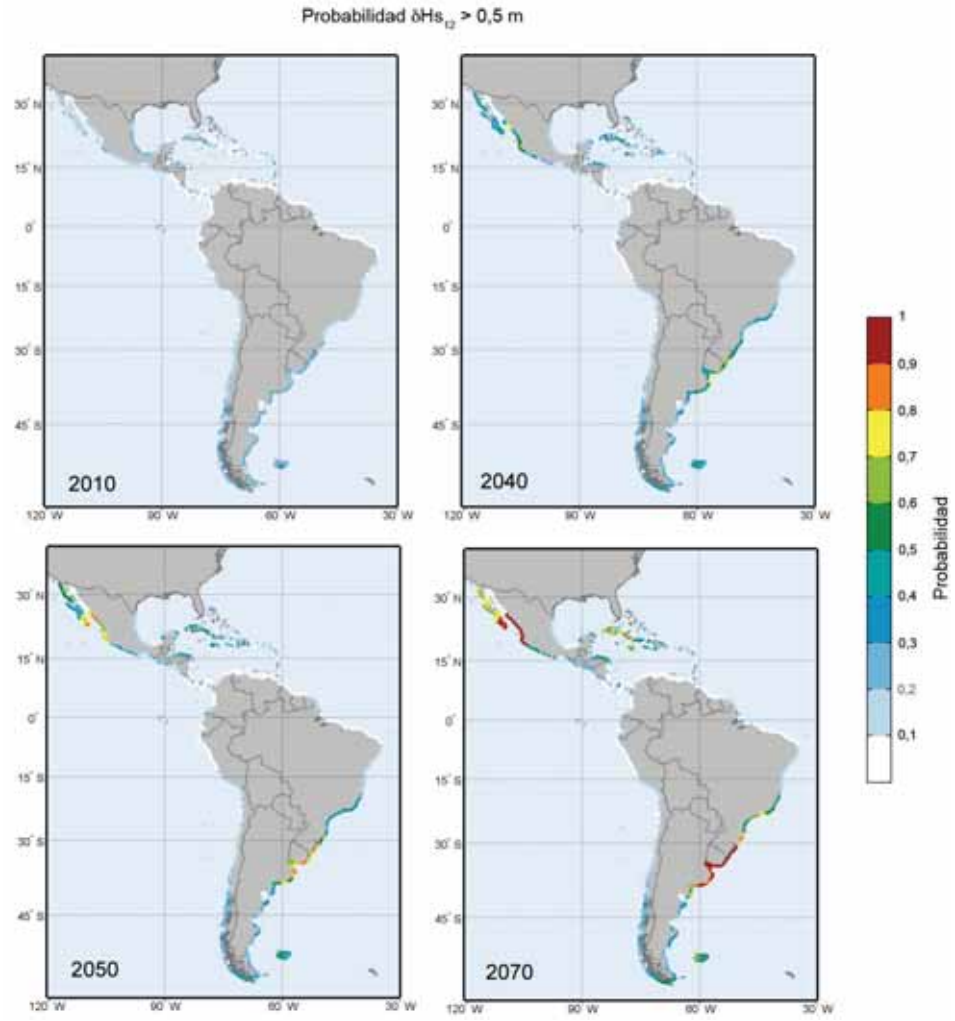
Realizando una comparación del efecto que supone esta variación respecto a los valores medios que se han calculado de Hs_{12} en la parte dedicada a la descripción del clima marítimo en ALyC, se puede observar que en las zonas donde se obtienen los mayores incrementos esperables (en magnitud) es también donde este aumento supone el mayor incremento porcentual respecto a las condiciones actuales. Quiere esto decir que el efecto sobre la dinámica es aún mayor dado que los mayores aumentos

no se están produciendo en las zonas con mayor oleaje, sino en zonas con condiciones de oleaje más suaves, lo cual tendrá su reflejo en los posibles impactos sobre las costas de la región dado que tanto las playas como las obras marítimas están preparadas y responden a una configuración acorde a unas condiciones de oleaje menos severas.

En términos porcentuales respecto a las condiciones de oleaje actuales, los mayores aumentos se producirán en las costas del Río de la Plata y zonas adyacentes, y en el centro de México en la costa del Pacífico. También, en menor medida, en las islas de Cuba, Jamaica y Haití y República Dominicana.

En la figura 1.116. se representa la probabilidad asociada a que se produzca una aumento de 0,5 m en la variable Hs_{12}, íntimamente ligada con el perfil de equilibrio de las playas.

FIGURA 1.116
PROBABILIDAD DE SUPERAR UN AUMENTO DE 0,5 M DE (HS_{12}) EN LA ACTUALIDAD Y EN LOS AÑOS HORIZONTE 2040, 2050 Y 2070



Fuente: Elaboración propia.

CUADRO 1.6
VARIACIÓN DE LA PROBABILIDAD (RESPECTO A LA DE 2010) DE SUPERAR 50 CM EN EL CAMBIO DE HS_{12} EN LOS AÑOS HORIZONTE EN DIVERSOS PUNTOS DE LA REGIÓN

			Variación de la probabilidad de superar 50 cm en Hs_{12} respecto a la de 2010		
Unidad de estudio	**Longitud**	**Latitud**	**2040**	**2050**	**2070**
Río de Janeiro (BRA)	-43,23	-22,99	0,13	0,17	0,39
Santos (BRA)	-46,24	-23,93	0,18	0,30	0,50
Montevideo (URY)	-56,00	-34,86	0,31	0,45	0,73
Concepción (CHL)	-73,09	-36,83	0,01	0,01	0,02
Valparaíso (CHL)	-71,63	-32,96	-0,01	-0,01	-0,01
Arica (CHL)	-70,45	-18,38	0,02	0,02	0,03
Chorrillos (PER)	-77,04	-12,09	-0,01	-0,01	-0,01
Talara (PER)	-81,26	-4,63	0,00	0,00	0,00
Machala (ECU)	-80,28	-3,40	0,07	0,09	0,11
La Libertad (ECU)	-80,78	-2,36	0,01	0,01	0,01
Bahía Solano (COL)	-77,38	6,05	0,00	0,01	0,03
Los Santos (PAN)	-80,26	7,34	0,01	0,01	0,02
S. José (CRI)	-83,97	9,29	0,01	0,01	0,01
Managua (NIC)	-86,57	11,88	0,07	0,11	0,14
Acapulco (MEX)	-99,73	16,78	0,09	0,13	0,25
Ensenada (MEX)	-116,69	31,74	0,27	0,36	0,60
Cabo (MEX)	-109,85	22,98	0,57	0,65	0,78
Veracruz (MEX)	-96,02	19,05	-0,04	-0,07	-0,10
Cancún (MEX)	-86,85	21,04	0,03	0,06	0,20
P. Plata (DOM)	-70,66	19,70	0,06	0,08	0,12
Bridgetown (BRB)	-59,56	13,20	-0,09	-0,10	-0,11
Caracas (VEN)	-67,02	10,59	0,00	-0,01	-0,01
Georgetown (GUY)	-57,95	6,70	-0,02	-0,03	-0,04
Fortaleza (BRA)	-38,49	-3,81	0,00	0,00	0,00
Maceio (BRA)	-35,60	-9,52	0,00	0,01	0,01
P. Segura (BRA)	-39,00	-16,28	0,01	0,01	0,03
P. Sta Cruz (ARG)	-68,26	-50,14	-0,03	-0,04	-0,05
I. Taggart (CHL)	-75,58	-49,45	-0,01	-0,01	-0,02

Fuente: Elaboración propia.

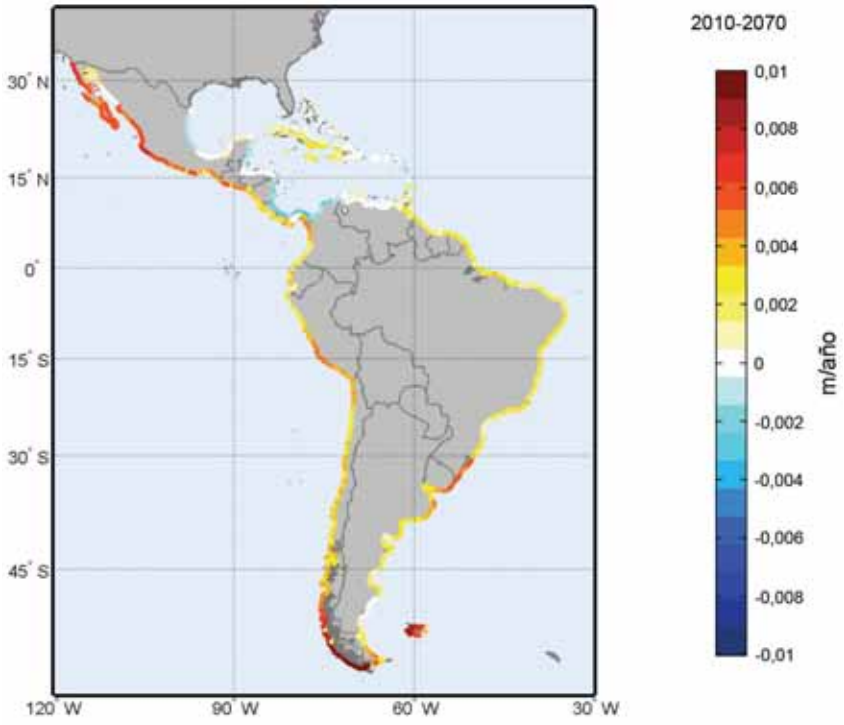
5.3.1.2. Tendencias en la altura media mensual

La altura media mensual es un indicador de cómo está evolucionando el oleaje en sus condiciones medias (régimen medio), lo cual tiene incidencia, entre otras efectos, en las actividades de los puertos.

Los resultados –figura 1.117., figura 1.118. y figura 1.119.– muestran que la tendencia es generalmente de aumento de la altura de ola con la salvedad de la costa Sur del Caribe y el golfo de México donde las olas están disminuyendo a un ritmo medio de 2 mm/año, y las costas de Venezuela y Puerto Rico prácticamente no están sufriendo cambios. Los mayores aumentos del oleaje se vuelven a obtener en la costa del Pacífico de México, Uruguay y Sur de Brasil, y en este caso también para el Sur de Chile y en menor medida Sur de Perú. Se han obtenido valores esperables de aumento de 0,3 m en 2040 y 0,6 m en 2070 con una incertidumbre de menos de 0,1 m en ambos casos.

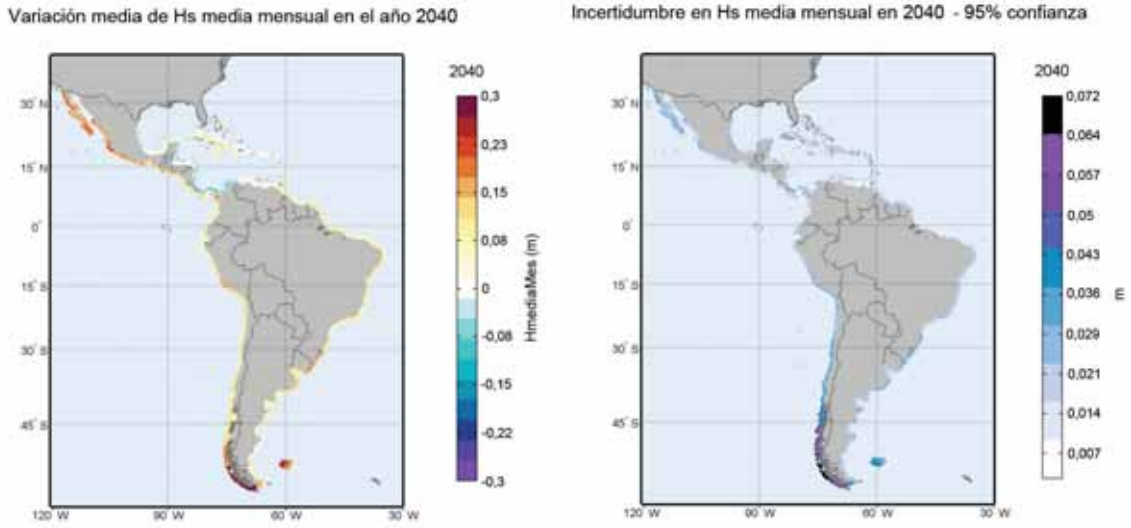
Merece la pena llamar la atención en que la zona de mayor disminución ahora resulta ser la costa Sur del Caribe mientras que para la Hs_{12} resultó ser el Golfo de México.

FIGURA 1.117
TENDENCIA MEDIA DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE MEDIA MENSUAL ENTRE 2010 Y 2070
(Metros/año)



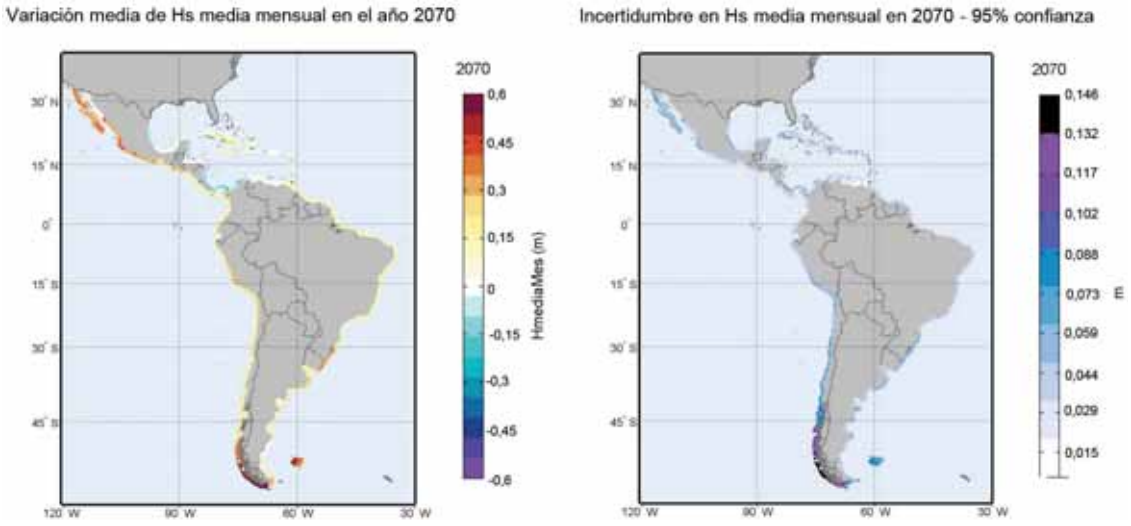
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.118
VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE MEDIA MENSUAL E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2040
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.119
VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE MEDIA MENSUAL E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2070
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

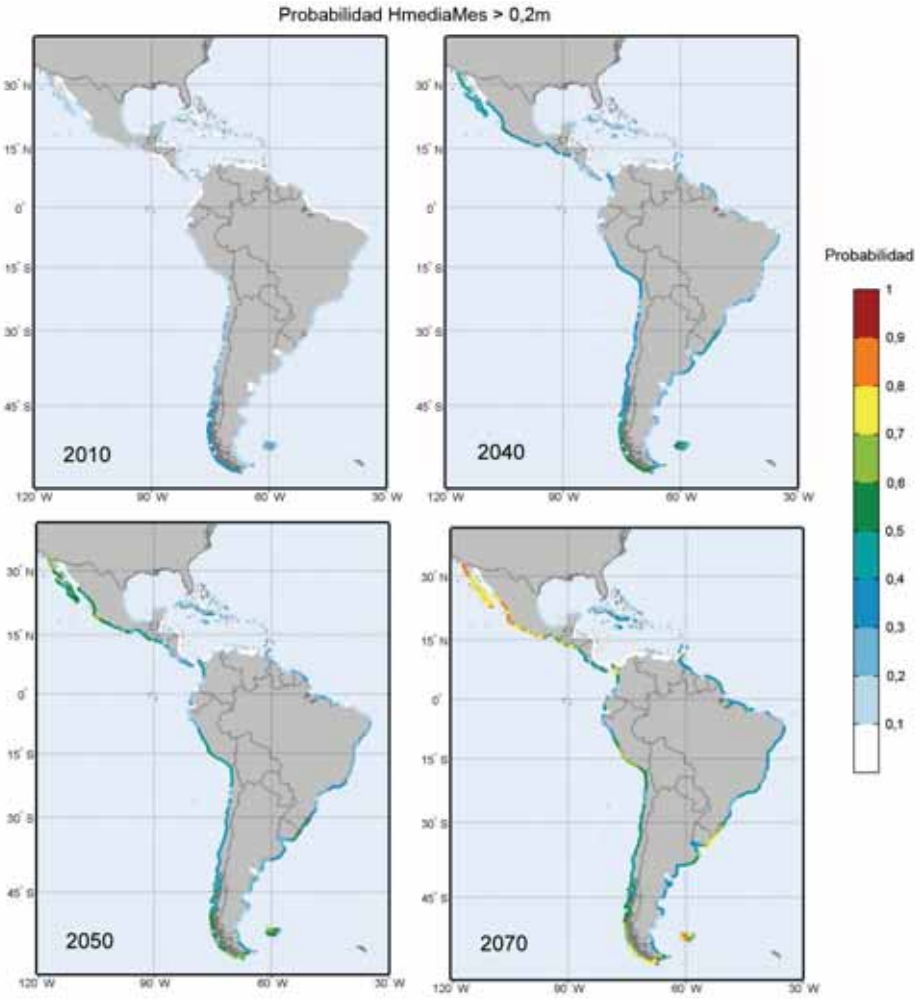
La figura 1.120. muestra la probabilidad de superar una variación de 0,2 m en la Hs media mensual en la actualidad y en los dos años horizonte. Comparando la probabilidad de superar 0,5 m de variación en la variable Hs_{12} (figura 1.116.) y en la Hs media mensual se puede concluir que si bien la costa

del Pacífico de México aumenta su probabilidad en ambos casos, en el resto de localizaciones donde en la variable Hs12 es prácticamente cierto no se corresponde el mismo aumento en las condiciones medias del oleaje aun en un cambio de menor magnitud en la altura media.

En las islas caribeñas del Norte (véase Cuba) no se obtienen aumentos apreciables de la probabilidad en términos medios pero sí en la rama alta de la distribución de oleaje, representada por la Hs_{12}.

En el Sur de Brasil, también es más cierto un aumento de 0,5 m en la Hs_{12} que en las condiciones medias del oleaje. Sin embargo, en el Sur del continente (zona de mayores alturas de ola de la región) se esperan aumentos considerables en la probabilidad de exceder 0,2 m en las condiciones medias, y no así en la rama alta de Hs.

FIGURA 1.120
PROBABILIDAD DE SUPERAR UN AUMENTO DE 0,2 M DE LA ALTURA SIGNIFICANTE MEDIA MENSUAL EN LA ACTUALIDAD Y EN LOS AÑOS HORIZONTE 2040, 2050 Y 2070



Fuente: Elaboración propia.

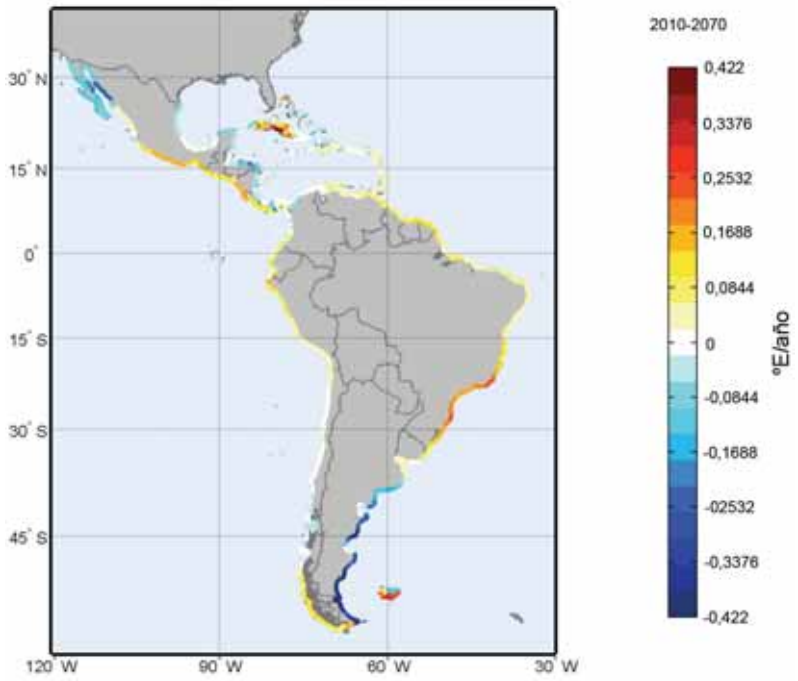
5.3.1.3. Tendencias en la dirección del flujo medio de energía

El análisis de la tendencia de giro del Flujo Medio de Energía (FEM) muestra cómo está girando la procedencia dominante del oleaje. Esta variable está íntimamente relacionada con la planta de equilibrio y la configuración de las playas, así como con el transporte de sedimentos.

Los resultados obtenidos muestran una fuerte tendencia de giro hacia el Norte (tendencia negativa en grados en sentido horario) de la procedencia del oleaje en Argentina debido al oleaje generado en las borrascas en el hemisferio Sur que traspasan el Cabo de Hornos. Sin embargo, en el resto de la costa Atlántica, el oleaje está experimentando una tendencia de giro hacia el Sur (tendencia positiva). En las costas bañadas por el mar Caribe las tendencias son suaves o estables, si bien de ligero giro hacia el Este. En las costas del Pacífico de Centroamérica, la tendencia es generalizada de giro hacia el Norte, mientras que en la zona de la península de California se está experimentando un giro del oleaje hacia el Sur.

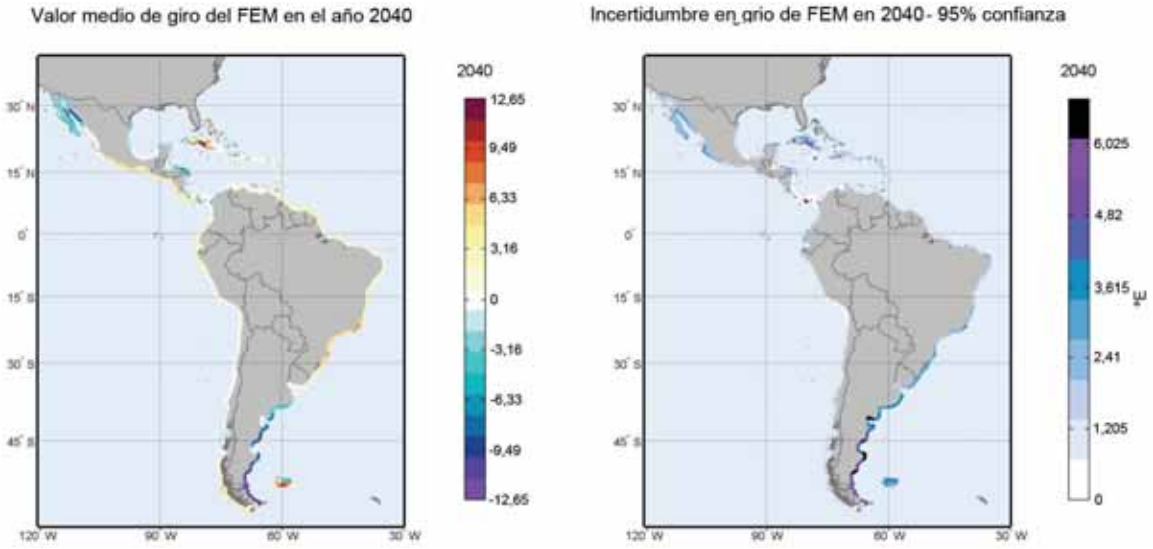
Los mayores giros esperables se dan en el Sur de Argentina y Norte de México. Si bien en el primer caso las playas no son un recurso de primer orden, debido a la latitud, en el segundo sí que lo son y la incidencia de este cambio puede ser apreciable por su efecto en las playas. Esta problemática y en especial la afección a las playas, se estudia en el documento dedicado a los impactos en las costas y el efecto sobre el recurso en análisis de los riesgos en playas frente a un cambio climático.

FIGURA 1.121
TENDENCIA MEDIA DE GIRO DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA ENTRE 2010 Y 2070
(ºE/año)



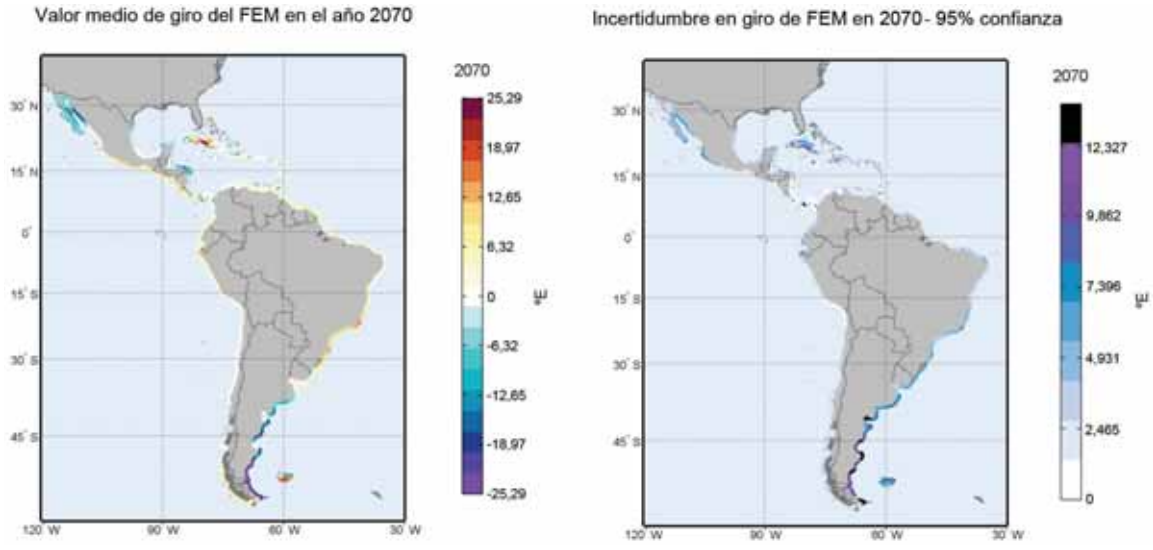
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.122
VARIACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2040
(ºE)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.123
VARIACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA E INCERTIDUMBRE ASOCIADA EN 2070
(ºE)



Fuente: Elaboración propia.

5.4. Tendencias en los eventos extremos

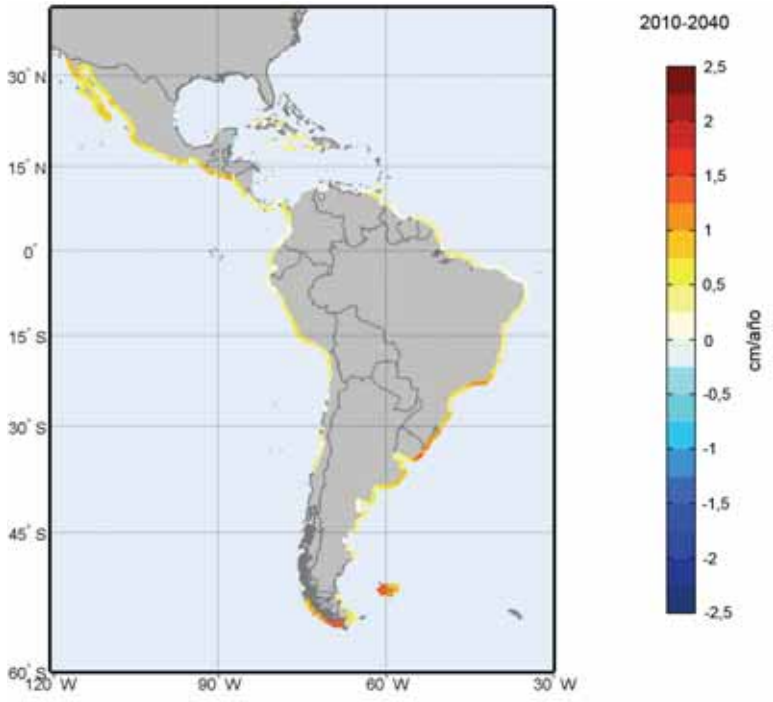
Los eventos extremos tienen vital importancia por el potencial de daño que pueden producir en las costas. Los fenómenos extremos de oleaje, con incidencia en puertos, playas, navegación, corales y erosión costera, se encuentran frecuentemente asociados con sobreelevaciones extraordinarias del nivel del mar *(storm surge)* que hacen que las olas puedan alcanzar cotas más elevadas que las convencionales. Este contexto hace del estudio de los extremos, tanto de oleaje como de marea meteorológica y cota de inundación, un problema necesario de estudiar en un análisis de cambio climático. En este estudio se aborda el análisis de extremos mediante un modelado de los máximos mensuales con una distribución Generalizada de Extremos (GEV), mediante un ajuste no estacionario, tal y como se ha presentado previamente en este documento, donde se introduce un parámetro que recoge la tendencia de largo plazo si es que fuera significativa en el ajuste. Las variables estudiadas son los extremos de altura significante y los extremos de marea meteorológica. En ambos casos se presentan los resultados de la tendencia estacional y anual obtenida representada espacialmente, así como tan solo algunos de los periodos de retorno en los horizontes de 2040 y 2070, pese a haber sido calculados también los periodos de retorno de 50, 100, 250 y 500 años.

Además, con el objetivo de analizar la problemática de los extremos de manera más detallada, se realiza un análisis comparativo de periodos de retorno en cinco puntos concretos de la región, con características de oleaje y marea meteorológica muy distintas.

5.4.1. Tendencias en los eventos extremos de oleaje

Los resultados de la tendencia anual –figura 1.124.– son similares a los obtenidos para las tendencias de las alturas máximas mensuales. La tendencia general es de claro aumento, con las zonas de mayor tendencia en el sur de Brasil y en las costas de Uruguay, la zona del Cabo de Hornos y costa Pacífica de México, con valores entre 1 y 1,7 cm/año, si bien las tendencias en el norte de Argentina con este análisis resultan ligeramente más suaves. En el sur de la costa del Caribe resulta una tendencia ligeramente negativa (disminución de la altura de ola), así como algunos puntos de las islas caribeñas orientales. En el sur de Chile, donde antes resultaban tendencias estables (nulas) o ligeramente negativas, el ajuste de extremos no encuentra una tendencia significativa estadísticamente.

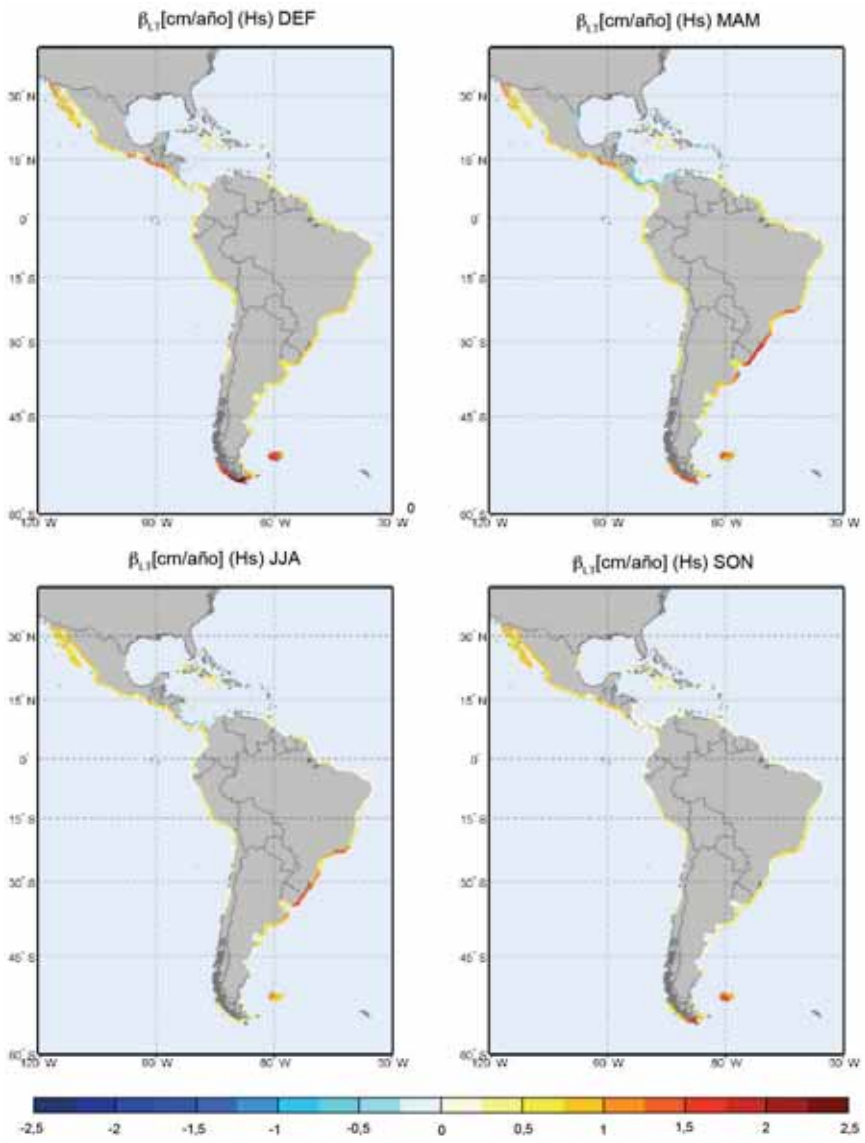
FIGURA 1.124
TENDENCIA ANUAL DE LARGO PLAZO DE LOS EXTREMOS DE OLEAJE EN 2010-2040
(Centímetros/año)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: En negro se representan los puntos donde la tendencia no resulta significativa estadísticamente.

Respecto a las tendencias estacionales –figura 1.125.–, la disminución de altura de ola en los meses de marzo a mayo es clara en la costa del Caribe Sur, mientras que en el resto del año es menos marcada. Sin embargo, las tendencias positivas o de aumento de la altura de ola se producen con mayor magnitud en la costa del Atlántico desde marzo hasta agosto, aunque especialmente en los meses de primavera, suavizándose el resto del año pero aún siendo de aumento. En la costa del Pacífico Norte la mayor tendencia se encuentra en los meses de invierno, coincidiendo a su vez con los mayores temporales en la zona (véanse figura 1.26. y figura 1.27.). Curiosamente, la tendencia mínima en la zona de mayores temporales del continente, Sur de Chile y Sur de Argentina, se produce en los meses de verano, coincidiendo con la época de los mayores temporales en la zona.

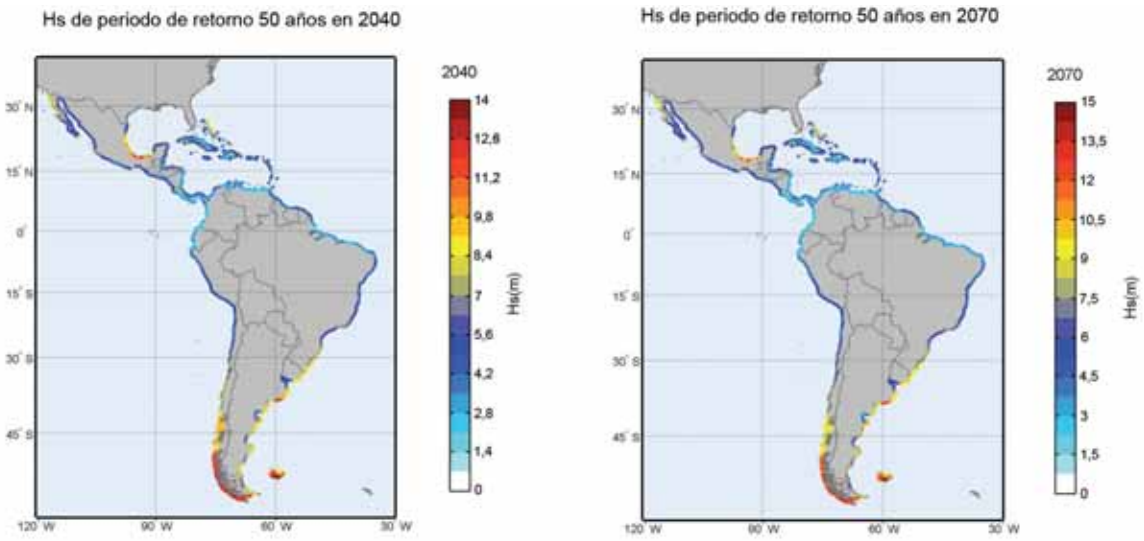
FIGURA 1.125
TENDENCIA ESTACIONAL DE LARGO PLAZO DE LOS EXTREMOS DE OLEAJE
(Centímetros/año)



Fuente: Elaboración propia.

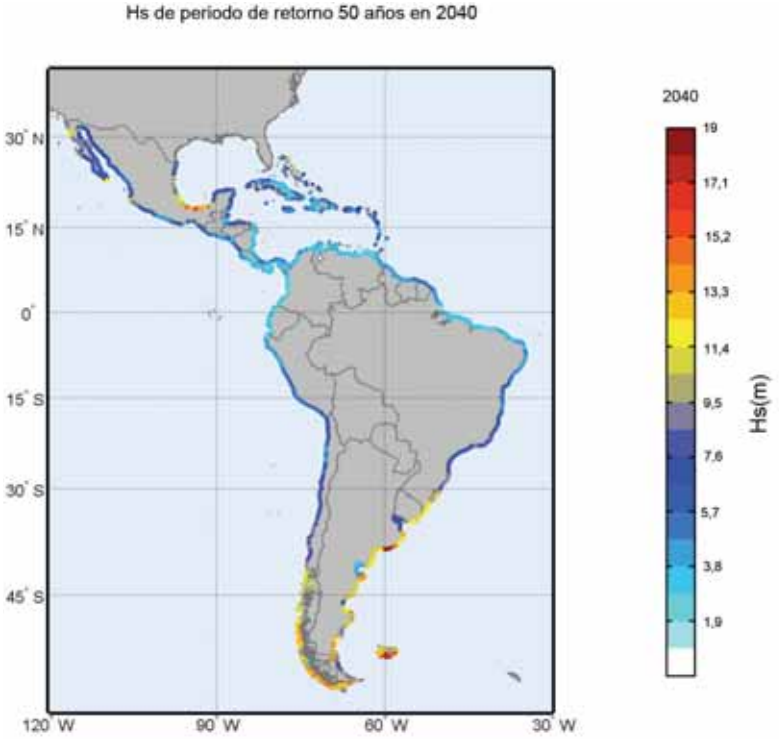
Respecto a la evolución esperable de las alturas de ola asociadas a los distintos periodos de retorno analizados en la parte previa sobre la descripción de las dinámicas, se han calculado las alturas de ola significante de periodos de retorno 50, 100, 250 y 500 años en los dos horizontes temporales considerados. En la figura 1.126. se representa la altura de periodo de retorno 50 años en ambos años, observándose que las alturas más extremas aumentan hasta en 1 m desde el 2040 al 2070. En la figura 1.127. se representa la altura de periodo de retorno 500 años en el año 2040. Se observa una graduación de colores general en función de la latitud, disminuyendo las alturas de ola de forma gradual hacia el Ecuador.

FIGURA 1.126
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE DE PERIODO DE RETORNO 50 AÑOS (VALOR MEDIO) EN EL AÑO HORIZONTE 2040 Y 2070
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.127
ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE DE PERIODO DE RETORNO 500 AÑOS EN EL AÑO HORIZONTE 2040 (VALOR MEDIO)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

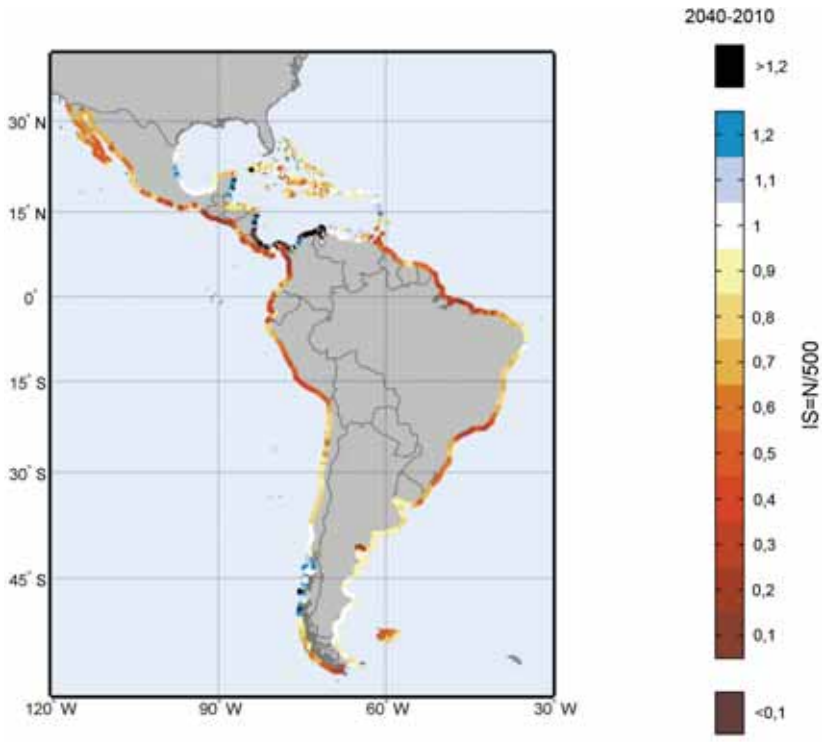
Para comparar mejor cómo evolucionan las alturas de ola extremas respecto a las condiciones actuales, resulta más adecuada la construcción de un índice que represente el cambio, entre el periodo de retorno calculado en los años 2040 y 2070 de las olas que, actualmente, tienen una recurrencia media de 500 años. Este índice, denominado Índice de Seguridad en el capítulo de impactos y de riesgos en puertos por su relación con el grado de seguridad o fiabilidad de las obras marítimas, responde a la relación:

$$IS = \frac{1/500}{1/N} = \frac{N}{500} \qquad (1.10)$$

Donde N representa el nuevo periodo de retorno asociado a las alturas de ola que en la actualidad tienen uno de 500 años.

Los resultados de este índice se muestra en la figura 1.128. para el año 2040. Un valor de índice menor a uno significa que el nuevo periodo de retorno es inferior a 500 años, es decir, la altura de ola en ese punto que en la actualidad tiene una probabilidad de superarse de 1/500, en el año horizonte tendrá una probabilidad de excederse mayor, o en otras palabras, su periodo de retorno será menor. Por el contrario, para valores del índice superiores a uno, quiere decir que el periodo de retorno en el año horizonte será mayor que 500, lo cual indica que la altura de ola es más extrema, es decir, la altura disminuye debido a una tendencia negativa de la altura de ola.

FIGURA 1.128
VARIACIÓN ESPERABLE DEL PERIODO DE RETORNO DE 500 AÑOS EN EL AÑO 2040



Fuente: Elaboración propia.

Además, esta forma de representación permite obtener nuevas conclusiones sobre los extremos de oleaje en la región ya que se observa que la mayor variación del periodo de retorno no se produce en las zonas de mayor tendencia de la altura de ola, sino que en zonas de tendencia más suave, pero con alturas de ola más pequeñas en la actualidad, la variación en términos de periodo de retorno es incluso mayor. Por ejemplo, obsérvese la costa Norte de Brasil donde se obtiene valores del índice de seguridad mayores que en el Sur del país, pese a contar en el Norte con tendencias de aumento mucho más suaves que las obtenidas en el Sur –véase figura 1.124.–. Esta realidad, en términos de seguridad de las obras marítimas se aborda en los documentos dedicados a los impactos y a los riesgos en puertos.

Para analizar la variación de los extremos de oleaje en detalle y en términos de modificación de la función de distribución se ha realizado un análisis comparativo de cinco puntos de la región. Los puntos elegidos se muestran en la figura 1.129. y sus coordenadas se acompañan en el cuadro 1.7. y corresponden a zonas singulares de diversos países y con características dinámicas muy distintas entre sí.

FIGURA 1.129
LOCALIZACIÓN DE LOS CINCO PUNTOS DONDE SE HA REALIZADO EL ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS EXTREMOS DE OLEAJE POR EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO, EN TÉRMINOS DE PERIODO DE RETORNO Y ALTURA DE OLA ASOCIADA

Fuente: Elaboración propia.

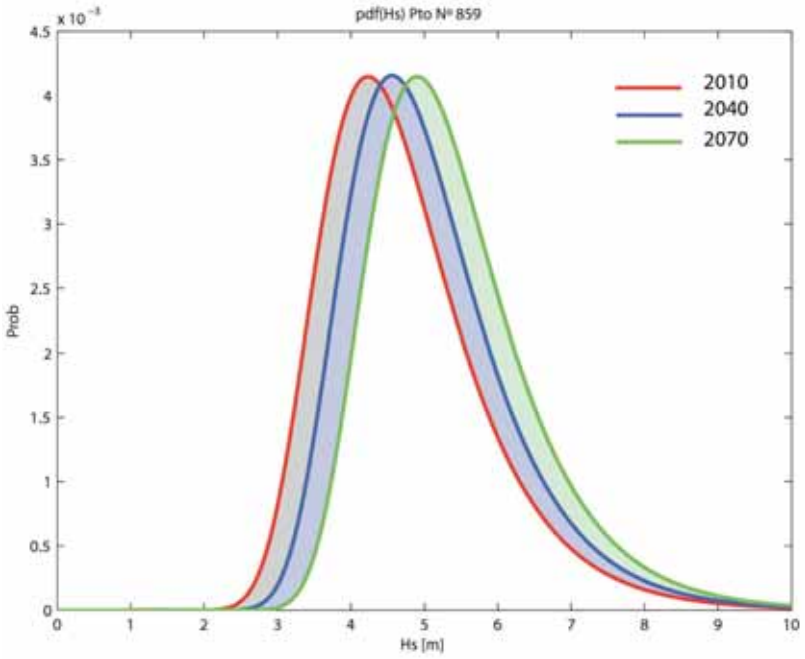
CUADRO 1.7
COORDENADAS GEOGRÁFICAS (REFERENCIA: ELIPSOIDE WGS84) DE LOS CINCO PUNTOS DEL ANÁLISIS COMPARATIVOS DE EXTREMOS DE OLEAJE

Localización	Id punto	Longitud	Latitud
Sao Paulo	332	-46,24	-23,93
Montevideo	373	-56,00	-34,86
La Libertad	709	-89,40	13,48
Baja California	859	-115,87	30,31
Barbados	900	-59,56	13,20

Fuente: Elaboración propia.

Pese a que en los gráficos espaciales se muestra el valor medio de la tendencia obtenida para cada variable, en cada punto, se ha calculado la distribución estadística en la actualidad y en los horizontes temporales definidos (2040 y 2070). Así, a modo de ejemplo, en uno de los puntos seleccionados, el de Baja California, en la figura 1.130. se muestra cómo la función de densidad de alturas de ola se desplaza respecto a 2010 en los dos años horizontes debido a una tendencia de aumento de aproximadamente 1,25 cm/año (véase figura 1.124.).

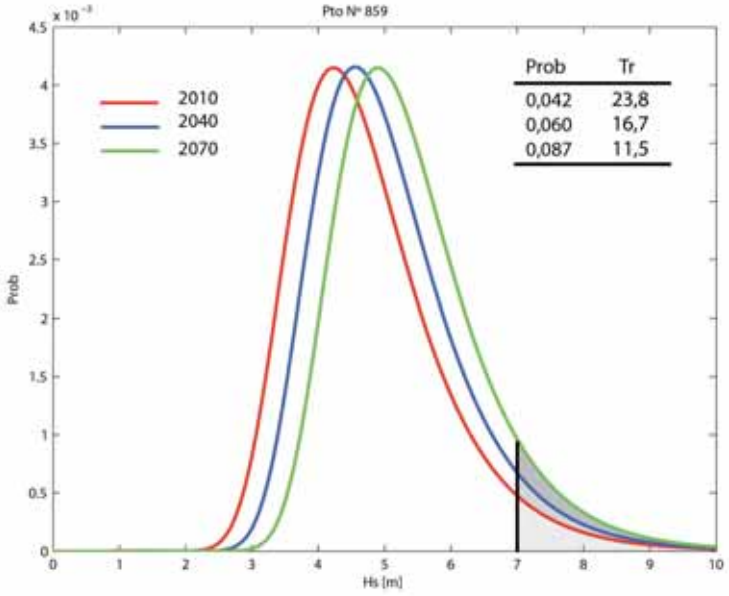
FIGURA 1.130
FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD OBTENIDAS PARA UN PUNTO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE (BAJA CALIFORNIA).



Fuente: Elaboración propia.

Este desplazamiento de la función de densidad implica que los extremos, es decir, la cola de la distribución, cada vez se desplace a su vez hacia más altura de ola. De esta manera, en la figura 1.131. se puede observar que para un umbral de 7 m de altura significante, la probabilidad de exceder este límite (representado por el área bajo la curva de la distribución, representado en sombreado) es cada año mayor, pasando de 0,042 a 0,087 entre el 2010 y el 2070. Esta probabilidad, traducido a términos de periodo de retorno corresponde a algo menos de 24 años en la actualidad y a 17 y 11,5 años en 2040 y 2070, respectivamente.

FIGURA 1.131
PROBABILIDAD ASOCIADA A LA EXCEDENCIA SOBRE 7 M DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE Y PERIODO DE RETORNO ASOCIADOS EN UN PUNTO DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE (BAJA CALIFORNIA)



Fuente: Elaboración propia.

Comparando los periodos de retorno de 50, 100, 250 y 500 años en los cinco puntos seleccionados, se puede determinar que si bien en todos la tendencia es de disminución de las alturas de oleaje, la disminución en términos de periodos de retorno (o inversamente, en aumento de probabilidad de excedencia) varía significativamente. Así, mientras en el punto 332 (Sao Paulo), el periodo de retorno de 50 años es esperable que disminuya hasta los 7 años en el 2070, en el punto 900 (Barbados) se mantendrá en 39 años. En términos de altura de ola, la altura asociada a 50 años de retorno en la actualidad, 5 m y 4,89 en los puntos 332 y 900 respectivamente, supondrá que sea de 5,54 y 4,94 en 2070.

Merece la pena llamar la atención en que comparando el punto 373 (Montevideo) y 900 (Barbados) se observa que la disminución en periodos de retorno es del mismo orden (50 años pasará a ser 35 y 39 en 2070 y 500 años a 389 y 361) en términos de altura de ola, supone un aumento en 2070 de 39 cm en Montevideo y solo 5 cm en Barbados para un periodo de retorno de 50 años. Esto indica que la forma de la distribución de extremos está marcadamente acotada en la situación de Barbados (véase figura 1.44. sobre el parámetro de forma de la distribución de extremos de oleaje) y no ocurre así en Montevideo.

CUADRO 1.8
VARIACIÓN DE LOS PERIODOS DE RETORNO DE 50, 100, 250 Y 500 AÑOS, EN LOS AÑOS 2040 Y 2070, EN CINCO PUNTOS DE ANÁLISIS

	Tr=50			Tr=100			Tr=250			Tr=500		
Id	**2010**	**2040**	**2070**	**2010**	**2040**	**2070**	**2010**	**2040**	**2070**	**2010**	**2040**	**2070**
Sao Paulo	50	18	7	100	33	12	250	71	24	500	129	40
Montevideo	50	42	35	100	85	72	250	218	189	500	442	389
La Libertad	50	17	6	100	32	11	250	75	24	500	144	43
Baja California	50	33	22	100	67	44	250	167	111	500	333	222
Barbados	50	44	39	100	87	77	250	215	185	500	424	361

Fuente: Elaboración propia.

CUADRO 1.9
VARIACIÓN DE LA ALTURA DE OLA ASOCIADA LOS PERIODOS DE RETORNO DE 50, 100, 250 Y 500 AÑOS, EN LOS AÑOS 2040 Y 2070, EN CINCO PUNTOS DE ANÁLISIS

	Hs (Tr=50)			Hs(Tr=100)			Hs(Tr=250)			Hs(Tr=500)		
Id	**2010**	**2040**	**2070**	**2010**	**2040**	**2070**	**2010**	**2040**	**2070**	**2010**	**2040**	**2070**
Sao Paulo	5,00	5,27	5,54	5,16	5,43	5,71	5,35	5,63	5,91	5,49	5,76	6,05
Montevideo	6,48	6,67	6,87	7,28	7,47	7,67	8,48	8,67	8,87	9,51	9,71	9,90
La Libertad	3,63	3,88	4,13	3,78	4,02	4,27	3,96	4,21	4,45	4,10	4,34	4,58
Baja California	9,01	9,37	9,74	9,63	10,00	10,36	10,46	10,82	11,19	11,08	11,44	11,81
Barbados	4,89	4,92	4,94	5,04	5,07	5,09	5,21	5,24	5,27	5,33	5,36	5,39

Fuente: Elaboración propia.

Por tanto, el análisis de extremos de oleaje, ha de ser analizado tanto desde el punto de vista de la probabilidad como desde el cálculo de tendencias, ya que una mayor tendencia no asegura unívocamente que se obtenga la mayor variación en la probabilidad de ocurrencia de los extremos de oleaje debido a que ésta depende de las condiciones actuales de oleaje y de la forma de la distribución de sus extremos.

En el cuadro 1.10 se describe la evolución del periodo de retorno de altura de ola significante de 50 años para los años horizonte 2040 y 2070, en este caso, en diversas localizaciones del dominio de estudio. Estos puntos se utilizan en el análisis, a lo largo de los diversos documentos del estudio, para la evaluación de la vulnerabilidad y los impactos.

CUADRO 1.10
EVOLUCIÓN DEL PERIODO DE RETORNO DE 50 AÑOS DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE EN VARIOS PUNTOS DE ESTUDIO

Polígono de estudio	**Lon (º)**	**Lat (º)**	**2010**	**2040**	**2070**
Río de Janeiro (BRA)	-43,23	-22,99	50	17,21	6,80
Santos (BRA)	-46,24	-23,93	50	17,93	7,39
Montevideo (URY)	-56,00	-34,86	50	41,85	34,73
Concepción (CHL)	-73,09	-36,83	50	41,94	35,25

(continúa)

(conclusión)

Polígono de estudio	Lon (º)	Lat (º)	2010	2040	2070
Valparaíso (CHL)	-71,63	-32,96	50	41,70	34,73
Arica (CHL)	-70,45	-18,38	50	34,29	23,86
Chorrillos (PER)	-77,04	-12,09	50	27,94	16,25
Talara (PER)	-81,26	-4,63	50	38,67	24,47
Machala (ECU)	-80,28	-3,40	50	33,87	22,92
La Libertad (ECU)	-80,78	-2,36	50	22,06	10,40
Bahía Solano (COL)	-77,38	6,05	50	16,70	6,66
Los Santos (PAN)	-80,26	7,34	50	23,82	10,69
S. José (CRI)	-83,97	9,29	50	25,33	13,01
Managua (NIC)	-86,57	11,88	50	37,18	27,37
Acapulco (MEX)	-99,73	16,78	50	26,57	14,12
Ensenada (MEX)	-116,69	31,74	50	30,03	18,21
Cabo (MEX)	-109,85	22,98	50	40,57	32,65
Veracruz (MEX)	-96,02	19,05	50	48,60	47,20
Cancún (MEX)	-86,85	21,04	50	53,16	56,45
P. Plata (DOM)	-70,66	19,70	50	38,37	29,60
Bridgetown (BRB)	-59,56	13,20	50	44,24	39,16
Caracas (VEN)	-67,02	10,59	50	48,90	47,70
Georgetown (GUY)	-57,95	6,70	50	32,60	21,75
Fortaleza (BRA)	-38,49	-3,81	50	35,07	24,74
Maceio (BRA)	-35,60	-9,52	50	47,58	45,04
P. Segura (BRA)	-39,00	-16,28	50	38,25	29,28
P. Sta Cruz (ARG)	-68,26	-50,14	50	50,48	50,96
I. Taggart (CHL)	-75,58	-49,45	50	52,49	55,02

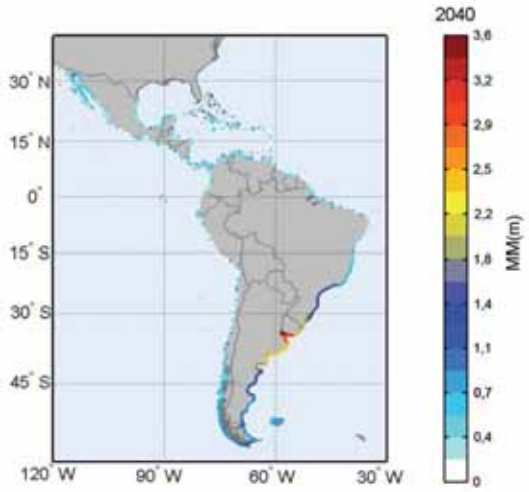
Fuente: Elaboración propia.

Merece la pena resaltar que si bien los periodos de retorno de 100, 250 y 500 años son determinados por extrapolación estadística a partir de modelos de extremos, como es práctica habitual y generalizada en el campo de la ingeniería y el diseño, el periodo de 50 años, por el contrario y pese a provenir los resultados del mismo análisis estadístico, reflejan el cambio en la serie histórica puesto que las series temporales de partida presentan al menos 60 años y el evento de 50 años de recurrencia queda incluido en dicho periodo de tiempo.

5.4.2. Tendencias en los eventos extremos de marea meteorológica

Los eventos extremos de marea meteorológica influyen de manera determinante en la inundación de las costas y por tanto es necesario el análisis de éstos y de su tendencia. Para analizar los extremos de marea meteorológica se ha aplicado un análisis de extremos basado en una distribución GEV y aplicada a los máximos mensuales, de manera que se puede determinar la tendencia estacional en caso de que resultase significante. De forma análoga al oleaje, se han calculado los periodos de retorno de 50, 100, 250 y 500 años para esta variable. En la figura 1.132. se muestra el valor de marea meteorológica asociado a un periodo de retorno de 50 años en el año 2040.

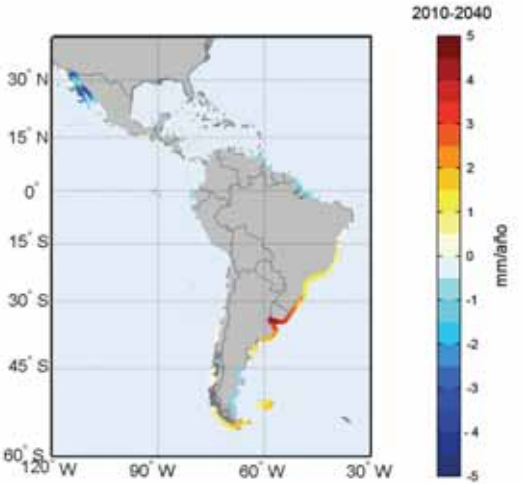
FIGURA 1.132
MAREA METEOROLÓGICA ASOCIADA A UN PERIODO DE RETORNO DE 50 AÑOS EN EL AÑO 2040
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

Analizando los resultados de las tendencias anuales para la marea meteorológica se pude concluir que la zona con mayor tendencia es Río de la Plata, donde se obtienen aumentos de hasta 5 mm/año. Es también significativa la tendencia en el golfo de California donde está disminuyendo a una tasa de aproximadamente 4 mm/año. En las costas de Brasil se observa tanto un aumento en la zona Sur como una disminución en el Norte, en ambos casos se trata de tendencias moderadas en el entorno de los 1,5 mm/año.

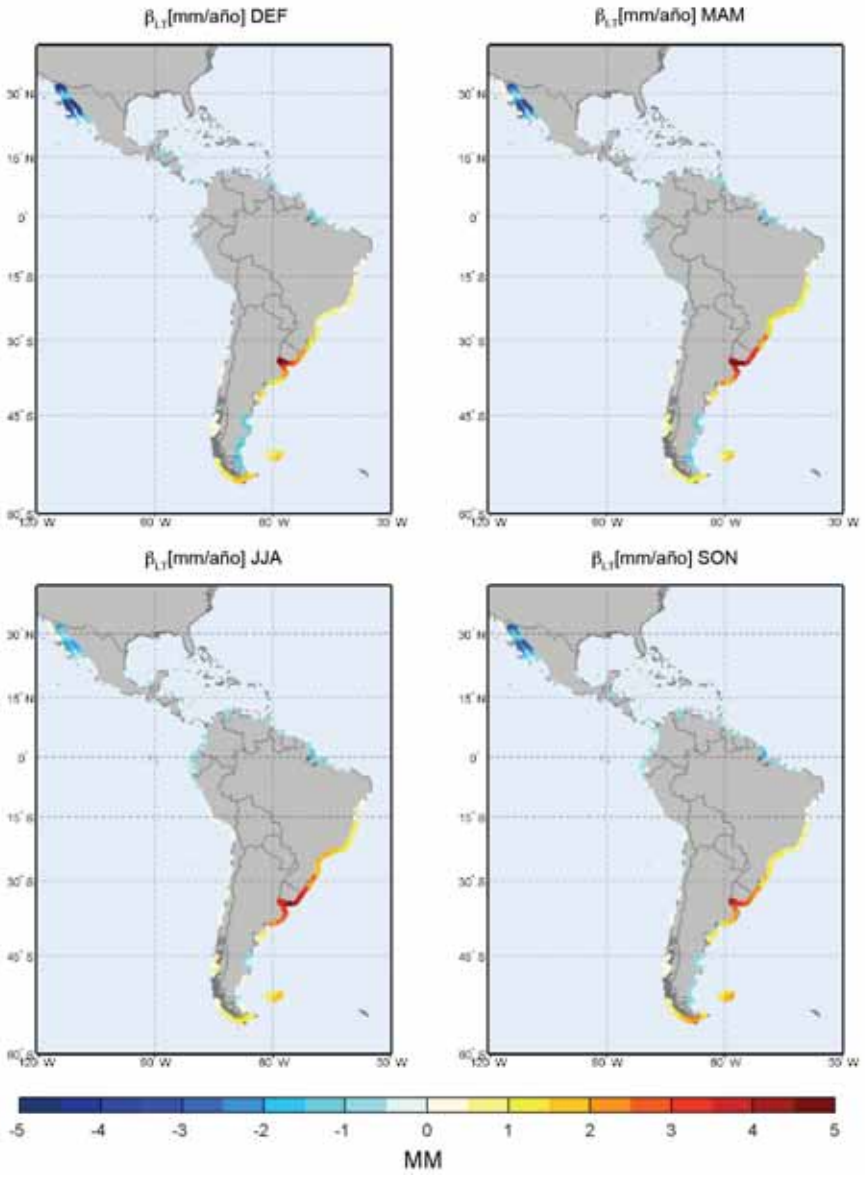
FIGURA 1.133
TENDENCIA ANUAL DE LARGO PLAZO EN LOS EXTREMOS DE MAREA METEOROLÓGICA EN 2010-2040
(Milímetros/año)



Fuente: Elaboración propia.

Con respecto a las tendencias por estaciones, las tendencias son sostenidas durante todo el año tal y como ocurre con la marea meteorológica que no presenta una variación estacional en sus extremos muy marcada (consúltese figura 1.40. sobre la estacionalidad del cuantil 0,99 de marea meteorológica). En la costa Sur de Brasil se observa un ligero repunte de la tendencia en los meses de verano que se suaviza en invierno. Precisamente en verano se observa una ligera disminución de las tendencias en el golfo de California.

FIGURA 1.134
TENDENCIA DE LARGO PLAZO ESTACIONAL DE MAREA METEOROLÓGICA
(Milímetros/año)



Fuente: Elaboración propia.

5.5. Resumen de las tendencias

NIVEL MEDIO DEL MAR	• La tendencia es inequívocamente de ascenso del nivel medio del mar. Además, con generalidad, las tendencias muestran una aceleración del cambio en las últimas décadas y que es esperable que siga una evolución similar. • La tendencia media global actual de ascenso de nivel medio del mar es de 3,3 mm/año con una aceleración media en el siglo XX de 0,0083 mm/año, coincidiendo con estudios previos. • A lo largo de todo el dominio de ALyC se observa una variabilidad espacial de la tendencia con valores mínimos alrededor de 1 mm/año en Ecuador y máximos de 3 mm/año en el Norte de Brasil, Venezuela (República Bolivariana de) y en parte del Caribe analizando cada punto individualmente. • En prácticamente todas las islas del Caribe la tendencia actual de cambio es de aproximadamente 2,5 mm/año. • Los valores máximos de aceleración se detectan en el norte de Brasil, Venezuela (República Bolivariana de) y la parte de Colombia perteneciente al Caribe. • Los valores mínimos de aceleración se observan en Ecuador. • Con una técnica de análisis espacial de las tendencias se obtiene una tendencia general de 2 mm/año de ascenso. • En los mapas espaciales se observa una clara influencia de patrones climáticos en la costa ecuatorial del Pacífico, observándose también menores tendencias. • Con las tendencias observadas en la actualidad, y en ausencia de un sobreaceleramiento futuro, serían esperables valores en el entorno de los 20 cm de ascenso para el año horizonte de 2070, valor que está dentro del rango de variación de la estacionalidad actual. • Se ha demostrado que valores de variación del nivel medio por patrones climáticos interanuales tienen el mismo rango de variación que las tendencias esperables (sin un factor de aceleramiento no contemplado) para la próxima mit ad de siglo. • Se ha contemplado en el análisis la subsidencia de algunas zonas en la región. El resultado es una tendencia mayor de cambio y valores de ascenso del nivel del mar en torno a 30 cm de media para 2070, principalmente en las zonas deltaicas.
SALINIDAD	• Elevada variabilidad espacial con tendencias positivas y negativas. • Aumentos importantes en las costas del Pacífico Norte y costa Atlántica del hemisferio Sur. • Tendencias negativas reseñables en el sur de Chile y en gran parte del Caribe.
TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR	• Las tendencias obtenidas muestran un aumento medio de la temperatura del aire en la costa Atlántica, con disminuciones localizadas en zonas de la costa Pacífica. • Aumentos en torno a 1ºC de ascenso serían esperables en las costas del norte de Brasil para mediados de siglo.
VIENTO	• Se observan tendencias tanto positivas como negativas en la región, con gran variabilidad espacial. • En el sur del continente el patrón espacial parece más estable y podrían esperarse cambios por encima de 1 m/s para la segunda mitad de siglo. • Se han observado tendencias de giro de la dirección del viento, con gran variabilidad espacial.

(continúa)

(conclusión)

OLEAJE	• Incremento de la altura de ola significante superada 12 h en el año de aproximadamente 2,5 cm/año en el sur de Brasil, Uruguay y norte de Argentina, así como en la Baja California y la costa Pacífica de México y la fachada sur de Cuba. • Disminuciones ligeras (menores a 1 cm/año) o nulas en el sur del Golfo de México, Norte de Brasil y Venezuela (República Bolivariana de). • La probabilidad de que se produzca un cambio de más de 0,5 m en la Hs_{12}, en términos medios, para la segunda mitad de siglo es alta. • Los mayores cambios en la Hs_{12} superarían ampliamente 1 m respecto a las condiciones actuales en los lugares de máxima tendencia para la segunda mitad de siglo. • Los valores máximos de altura de ola significante aumentan en el verano austral en el sur de Chile (2,5 cm/año), en el invierno austral en Uruguay y sur de Brasil (1,5 cm/año). En prácticamente el resto de los puntos existe un ligero aumento positivo de 0,5 cm/año salvo en primavera en el Golfo de México y en el Caribe Colombiano con disminuciones de 1 cm/año. • Las condiciones medias del oleaje están también cambiando. Sin embargo, en este caso, la zona de mayor tendencia es la costa Pacífica de México con valores de aproximadamente 1 cm/año. • Todas estas tendencias se han evaluado sin tener en cuenta los oleajes extremos generados por los huracanes. • Tanto las condiciones medias como las extremas están cambiando en la región. Los valores del rango más alto de oleaje reflejan un mayor cambio que las condiciones medias. En las costas Pacíficas del hemisferio Norte están aumentando tanto el oleaje medio como los eventos extremos. Una segunda zona de cambio significante observado es el sur de Brasil, Uruguay y norte de Argentina, donde también tanto los valores medios como los extremos están aumentando pero sin embargo, la tendencia de los valores medios es más débil que en el hemisferio norte. • La dirección media del oleaje presenta importantes variaciones de largo plazo con giros de hasta 0,2º/año en el sentido de las agujas del reloj en el norte de Brasil, sur de Ecuador y Perú, costa Pacífica del sur de México, Costa Rica y Panamá, sur de Chile (0,1º/año) y sur de Brasil. En la Baja California, costa Caribeña de Centroamérica y Argentina se han detectado tendencias del orden de 0,1º/año en sentido contrario a las agujas del reloj.
MAREA METEOROLÓGICA	• Se han detectado una ligera tendencia (0,5 cm/año) de ascenso de los extremos de marea meteorológica en la zona del Río de la Plata, precisamente donde mayores valores se obtienen para esta variable en la actualidad, y sur de Brasil. • Un segundo foco de cambio es el golfo de California, con pequeñas tendencias negativas (-0,5 cm/año). • En ambos casos las tendencias se mantienen en todas las estaciones, concordando con la pequeña estacionalidad observada en el comportamiento actual.

6. Análisis de la variabilidad climática interanual de las dinámicas en América Latina y el Caribe

6.1. Introducción

En el informe del grupo I del IPCC 2007 se afirma que existen pruebas sobre cambios a largo plazo en la circulación atmosférica a gran escala tales como el desplazamiento hacia los polos y el fortalecimiento de los vientos del oeste. Además, muchos cambios climáticos regionales se pueden describir en términos de pautas de variabilidad climática preferenciales y por ende, como cambios en la aparición de índices que caracterizan la fuerza y fase de estas pautas. Las características de las fluctuaciones de los vientos del oeste calculados por zonas en los dos hemisferios han sido explicadas recientemente mediante los "modos anulares", el Modo Anular del HN y el Modo Anular del HS (NAM y SAM). Los cambios observados se pueden expresar como un cambio en la circulación hacia la estructura asociada a una señal de estas pautas preferenciales.

Por otra parte, la variabilidad multidecadal también es evidente en el océano y atmósfera del Atlántico. En el HS, los cambios de circulación relacionados con el aumento del SAM desde la década de los 80 hasta la fecha actual se asocian a un fuerte calentamiento de la Península Ártica y, en menor medida, a las zonas de enfriamiento del continente antártico. También se han observado cambios en las interrelaciones océano-atmósfera en el Pacífico. El ENSO es el modo dominante de variabilidad a escala global dentro de las escalas de tiempo interanuales, aunque en ocasiones esto ha sido menos visible. El cambio climático de 1976–1977 relacionado con el cambio de la fase en la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en dirección a sucesivos cambios en la evolución del ENSO más de tipo El Niño ha afectado a muchas zonas, incluso a las monzónicas del Trópico. Por ejemplo, los cambios en América del Norte relacionados por teleconexión del ENSO y la pauta Pacífico-Norteamericana (PPN) parecen haber llevado a cambios opuestos en todo el continente, ya que la parte oeste se ha calentado más que la del este, en que además el tiempo es ahora más nubloso y húmedo (IPCC 2007).

Pese a estos hechos confirmados, existe una alta incertidumbre en cómo el cambio climático va a afectar al fenómeno ENSO (Collins et al. 2005) y parece no haber conclusiones en firme sobre el aumento o la disminución de la frecuencia e intensidad de eventos ENSO en el futuro (Nicholls 2008,

Collins et al. 2005, Van Oldenborgh et al. 2005, Cane 2005). Por todo esto, resulta fundamental incluir el fenómeno ENSO, así como otros patrones climáticos, en el análisis de las dinámicas presentes en la región de ALyC y en el posterior análisis de riesgo.

En este trabajo se ha analizado la influencia que diversos índices climáticos tienen sobre las distintas variables estudiadas. El análisis realizado en este estudio permitirá realizar una prognosis, basada en *downscaling* estadístico, en la cual el predictor sea el índice climático y el predictando el agente considerado. Los índices climáticos se obtienen a partir de patrones espacio-temporales de gran escala de temperatura superficial del mar (SST) y presión (SLP). Este estudio contribuye a predecir cómo se van a comportar variables costeras, por ejemplo, el nivel del mar, dado un determinado valor del índice climático en consideración.

En definitiva, este apartado trata de proporcionar una relación unívoca entre el índice climático y su respuesta en la magnitud de los agentes costeros esperables, así como el análisis del desfase temporal en el que ocurriría, con el fin de determinar en qué manera influye cada patrón en las distintas variables del estudio.

6.2. Técnicas estadísticas para analizar la variabilidad climática de los agentes

Puesto que la influencia de patrones climáticos de macroescala puede ser una de las fuentes más importantes de variabilidad espacial y temporal en las dinámicas costeras, se ha estudiado la influencia en el oleaje, el nivel del mar y la marea meteorológica de diversos índices: la oscilación del Ártico (AO), la oscilación anular del Sur (SAM), el fenómeno ENSO, el *Southern Oscillation Index* (SOI), el *patrón Pacific North American Index* (PNA), el *Western Pacific Index* (WP), el *Eastern Pacific Oscillation* (EP/NP), la *North Atlantic Oscillation* (NAO), el *East Atlantic Index* (EA), *Caribbean SST Index* (CAR), el patrón *East Atlantic/Western Russia* (EA/WR), el patrón escandinavo SCA, el *Dipole Mode Index* (DMI), la *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO), la *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO), el *Northeast Brazil rainfall* (NBR), el *North Tropical Atlantic SST Index* (NTA), el *Tropical North Atlantic Index* (TNA), y el *Tropical Southern Atlantic Index* (TSA).

Puesto que los patrones climáticos y su influencia en las variables puede ser coetánea en el tiempo, o diferida, según la localización del punto, se ha analizado el desfase temporal que cada uno de estos fenómenos puede tener en los distintos puntos de la costa de ALyC, antes o después de que el patrón climático tenga lugar.

Se ha analizado la influencia sobre el oleaje de la totalidad de los índices, y sobre el nivel del mar y el percentil de marea meteorológica del 95% de los índices con mayor influencia: NIÑO3, CAR, TNA, SOI, TSA y PNA.

Estos resultados aportan información sobre cómo el valor de un determinado índice (que representa un patrón climático concreto) puede afectar a las dinámicas costeras, y en consecuencia, si se dispusiera de predicciones de los mismos se tendría de forma indirecta una predicción de su afección en la dinámica costera, y, más aún, cuándo se produciría ésta.

El modelo utilizado para analizar la influencia de diversos índices climáticos en las dinámicas costeras de ALyC ha sido un modelo basado en una regresión lineal que relaciona cada índice climático con la variable estudiada, restada la tendencia y estandarizada para evitar la influencia de la estacionalidad. De esta manera, sólo se analiza la relación entre la anomalía de la señal (sin tendencia ni estacionalidad) y la variabilidad climática. El coeficiente de la regresión se ha determinado mediante mínimos cuadrados. Si la regresión es significativa estadísticamente (al 95% p.e.), se acepta que existe influencia del índice en la variable analizada. El modelo lineal planteado responde a la ecuación siguiente:

$$\frac{X(t) - \overline{X}_{mes}}{\sigma_{mes}} = \beta \cdot IC(t) \qquad (1.11)$$

Donde $X(t)$ es la señal sin tendencia; X_{mes} y σ_{mes} son la media y la desviación mensual, respectivamente, del mes correspondiente en todos los años de la serie temporal; β representa el coeficiente de la correlación lineal e IC es la serie temporal del índice climático analizado (también estandarizado).

Además, para determinar la parte de la varianza de cada dinámica explicada por los índices climáticos, se ha determinado el "coeficiente de determinación", que relaciona la varianza del residuo del modelo y de la señal original. Este indicador refleja el porcentaje de variación de la variable dependiente explicado por el modelo y se calcula como:

$$R^2 = \frac{VE}{VT} = 1 - \frac{VNE}{VT} \qquad (1.12)$$

Donde *VE* representa la Variación de la variable dependiente Explicada por el modelo, *VNE* la Variación de la variable dependiente No Explicada por el modelo, y *VT* la Variación total de la variable dependiente.

En las gráficas que siguen se representará el coeficiente de correlación obtenido entre las series temporales de las distintas variables y las series de los índices climáticos, ambas estandarizadas (restadas la media y divididas entre la desviación típica). Estos resultados reflejan cuál es la influencia de los distintos índices sobre las variables analizadas, en otras palabras, determinan si un índice tiene o no influencia sobre una cierta variable de la costa (en qué medida afecta, una vez visto si influye).

Sin embargo, para determinar cuál es la contribución dimensional de un cierto valor de un índice climático en las variables es necesario determinar el producto siguiente:

$$X_i = \sigma_{mes} \cdot \beta_{IC} \cdot IC_i + X_{mes} \qquad (1.13)$$

Donde IC_i representa un cierto valor del índice climático que se puede obtener a través de los servicios operacionales meteorológicos de diversas agencias y organismos (por ejemplo: NOAA). Para que se pueda obtener de este estudio dicha información se han incluido también los resultados en forma de gráficos espaciales de los términos $\sigma_{mes} \cdot \beta_{IC}$ y $\overline{X}_{mes}$, de tal forma que multiplicando el valor del índice por el primer término y sumando el segundo, se podría obtener la contribución sobre la variable X. Obsérvese que para variables con resolución temporal mensual se obtendrían 12 representaciones, una para cada mes. Por sencillez de utilización de los resultados se ha realizado una sola representación por índice y variable, determinando en ambos términos la media de las desviaciones típicas y valores medios mensuales en los 12 meses.

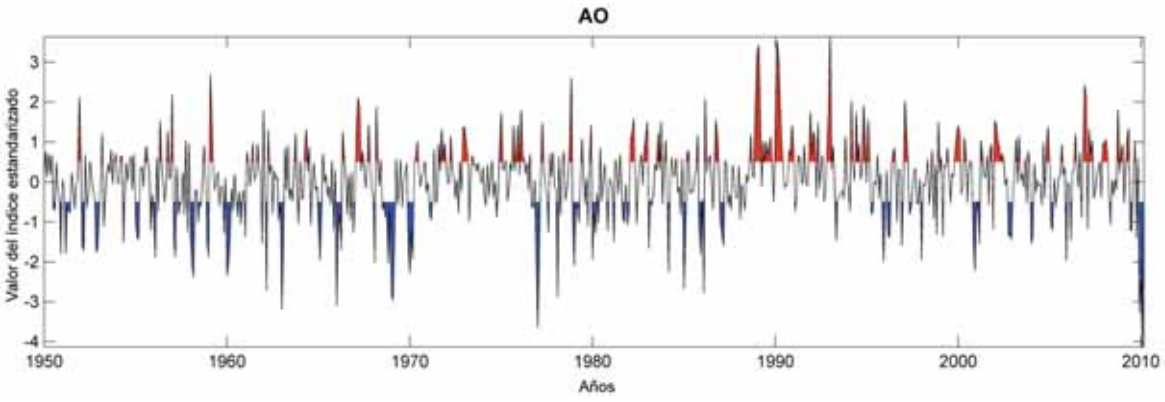
6.3. Descripción de los índices climáticos analizados

Se han analizado diversos índices climáticos y de ellos se describen y se presentan los resultados a continuación de los que mayor influencia han demostrado sobre los agentes de oleaje, dirección de flujo medio de energía, nivel medio del mar y marea meteorológica.

AO (Artic Oscilation) y SAM (Southern Hemisphere Annular Mode)

La oscilación del Ártico (AO) y la Oscilación anular del sur u oscilación del Antártico (SAM) son los dos patrones climáticos con mayor influencia en el hemisferio norte y sur, respectivamente. El índice AO representa el estado de la circulación atmosférica sobre el Ártico. Es el patrón dominante de las variaciones no estacionales de presión a nivel del mar en latitudes más al sur de los 20ºN y se caracteriza por anomalías de presión de un signo en el Ártico y anomalías de signo opuesto centradas sobre los 37º-45ºN (Thompson y Wallace, 1998). La fase positiva produce presiones más bajas de lo normal en la región polar, lo que se traduce en un desvío hacia el norte de las borrascas y por lo tanto, condiciones más húmedas sobre Escocia y Escandinavia y más secas en áreas como la Península Ibérica o los países del Este.

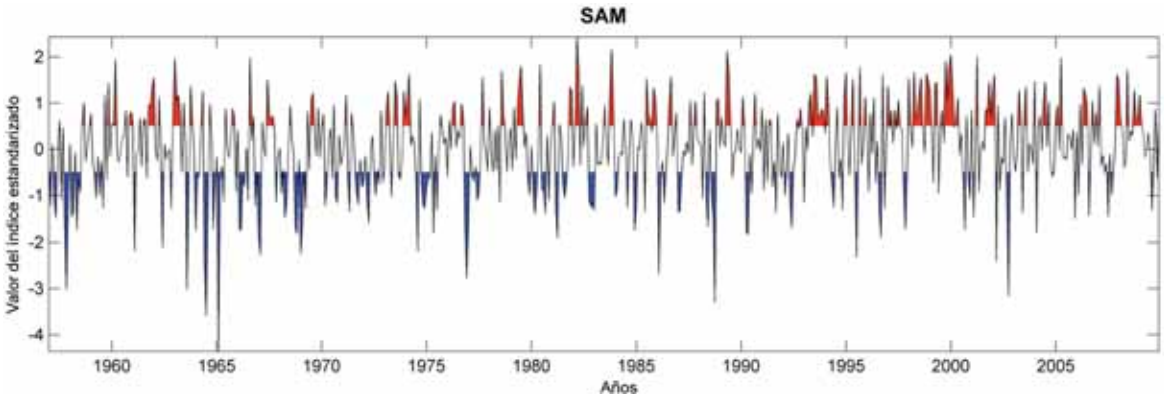
FIGURA 1.135
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO AO



Fuente: Elaboración propia.

En el hemisferio sur, el SAM representa el homólogo del AO en latitudes por encima de los 20ºS. Se caracteriza por las anomalías de presión de un signo centradas sobre la Antártida y las anomalías de signo contrario sobre las latitudes 40º-50ºS (Thompson y Wallace, 2000).

FIGURA 1.136
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO SAM

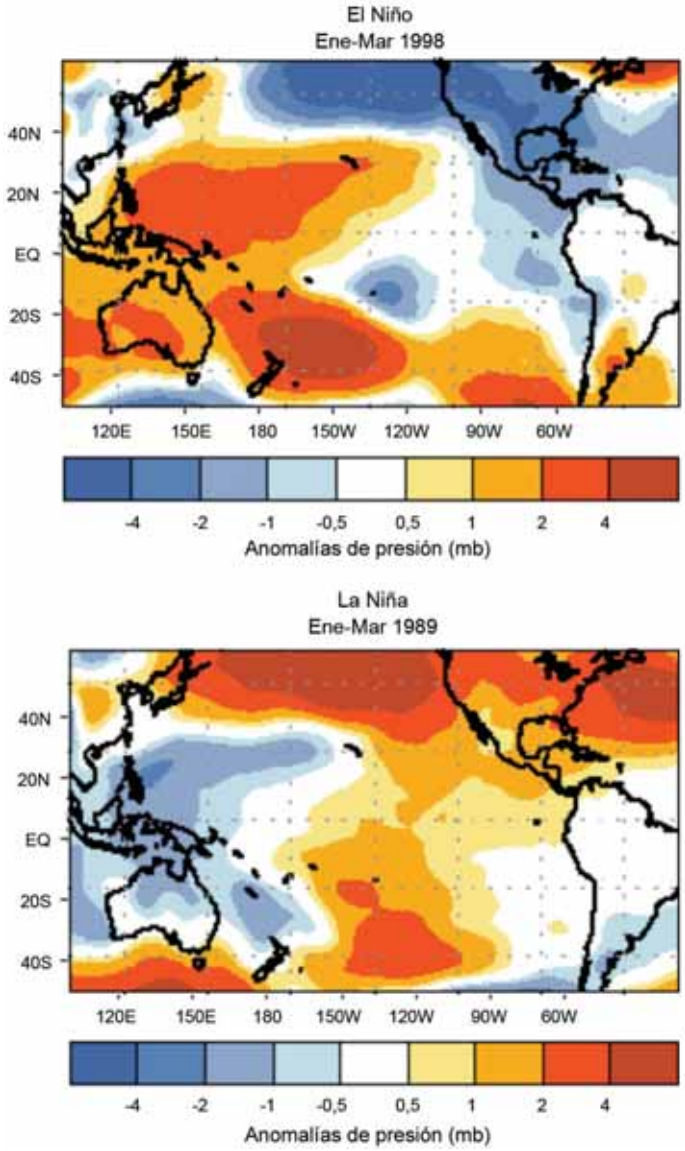


Fuente: Elaboración propia.

ENSO (El Niño Southern Oscillation), ENOS (El Niño, Oscilación del Sur)

El fenómeno conocido por Oscilación del Sur El Niño (El Niño *Southern Oscillation,* ENSO) es, aparentemente, el más fuerte y predecible de los principales sistemas que influyen en la variabilidad climática. Este fenómeno de acción combinada entre la atmósfera y el océano es conocido por su relación con inundaciones, sequías y otros cambios en el clima en distintas regiones del mundo, especialmente pronunciadas en Sudamérica, Indonesia y Australia (Rasmusson y Carpenter, 1983) y tiene una manifestación cuasi-regular, apareciendo con una frecuencia variable de 2 a 6-7 años. El ENSO está formado por una componente oceánica denominada "El Niño" (o "La Niña" dependiendo de la fase) que se caracteriza por el calentamiento o enfriamiento de las aguas superficiales de la zona tropical oriental del océano Pacífico y por una componente atmosférica, Oscilación del Sur, que se caracteriza por cambios en la presión superficial en la zona tropical del Pacífico oeste. Ambas componentes van ligadas, cuando se produce fase Niño se produce el aumento de presión en el oeste del Pacífico, mientras que en fase Niña, el enfriamiento de las aguas produce la situación del centro de bajas presiones en el Pacífico oeste.

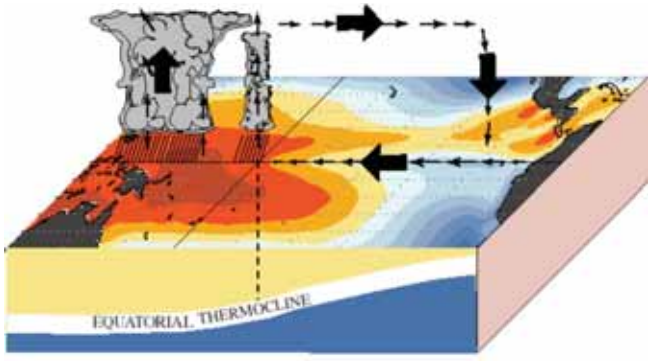
FIGURA 1.137
ANOMALÍAS DE PRESIÓN EN EL PACÍFICO BAJO SITUACIONES DE NIÑO Y NIÑA



Fuente: NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soilink.shtml).

En condiciones normales, los vientos alisios desplazan la capa superficial de agua caliente del océano Pacífico hacia el oeste, por lo que el nivel del mar es aproximadamente medio metro más alto en las costas de Indonesia que frente a Perú y Ecuador y la diferencia de temperatura superficial del agua entre estas dos zonas es de unos 8º C. En estas condiciones, cuando los vientos son fuertes, la zona centro oriental del Pacífico tiende a ser más fría en la zona ecuatorial que en zonas adyacentes del norte y del sur. Como consecuencia, la termoclina se inclina hacia la superficie en las costas de Sudamérica y se profundiza en las costas del sudeste de Asia, lo cual produce un ascenso desde el fondo del océano de agua fría, rica en nutrientes, en el este, creando una zona productiva en pesquerías a lo largo de la zona de Sudamérica. El afloramiento de agua forma una "lengua fría" en el Pacífico este que comienza cerca de la costa de Sudamérica y se extiende desde cientos a miles de kilómetros hacia el oeste a lo largo del Ecuador.

FIGURA 1.138
ESQUEMA DE LA SITUACIÓN DE VIENTOS Y ESTRUCTURA OCEÁNICA EN CONDICIONES NORMALES DEL FENÓMENO ENSO EN LOS MESES DE DICIEMBRE A FEBRERO

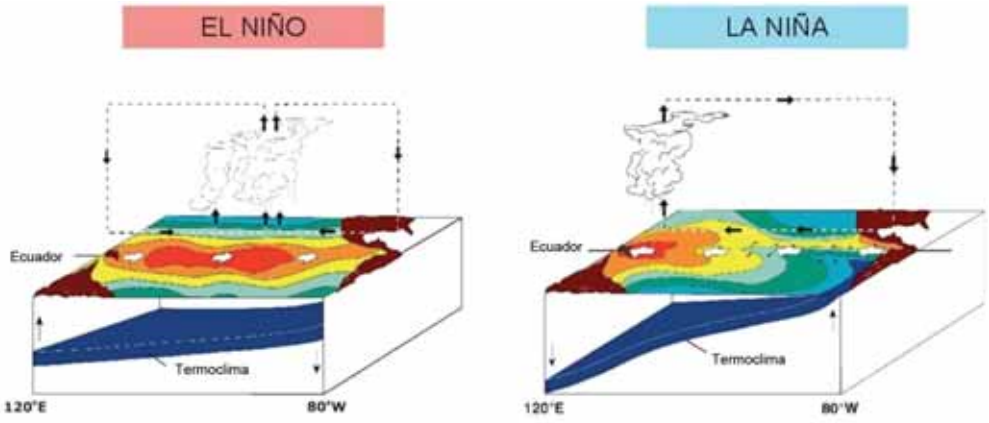


Fuente: NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocyclemeanrain.shtml).

Durante la fase positiva del fenómeno, los vientos alisios se debilitan y la lengua de agua fría disminuye reemplazándose por agua caliente de la parte occidental del Pacífico. En esta situación, la termoclina profundiza en la parte oriental del Pacífico y deja de producirse el afloramiento de agua fría y rica en nutrientes, lo que produce una disminución de la producción de las pesquerías de la costa pacífica de Sudamérica. Los eventos fuertes de esta anomalía reciben el nombre de "El Niño" y ocurren entre diciembre y febrero. Suelen perdurar durante varios meses.

La fase negativa del ENSO recibe el nombre de "La Niña" y representa el caso opuesto a la situación Niño. Esta fase conlleva una intensificación de los vientos alisios que desplazan hacia el oeste la capa superficial de agua del Pacífico dando lugar a condiciones cálidas y húmedas en esta zona y la ascensión y desplazamiento de la lengua de agua fría en el Pacífico este. Las consecuencias climáticas durante los eventos de Niña tienden a ser opuestos a los de Niño, pero menos intensas.

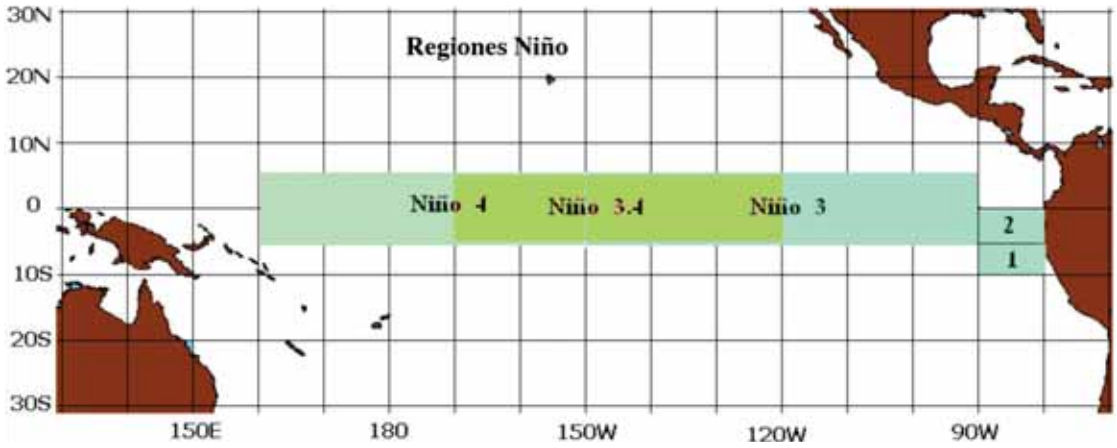
FIGURA 1.139
ESQUEMA DE LA SITUACIÓN DE VIENTOS Y ESTRUCTURA OCEÁNICA EN FASE NIÑO Y FASE NIÑA



Fuente: Wikipedia (http://en.wikipedia.org/wiki/El_Niño-Southern_Oscillation).

El fenómeno ENSO está monitorizado por índices de temperatura superficial del agua, índices Niño, y de presión, índice de la oscilación del sur (SOI). Los índices de SST están definidos en cuatro regiones a lo largo del Ecuador y miden las diferencias de temperatura en estas zonas. Las regiones están denominadas NIÑO1 (80º-90ºW, 5º-10ºS), NIÑO2 (80º-90ºW, 0º-5ºS), NIÑO3 (90º-150ºW, 5ºN-5ºS) y NIÑO4 (150º-160ºW, 5ºN-5ºS). Estas regiones fueron creadas a principios de los 80, pero se han ido modificando y combinando, de forma que lo que antes eran las regiones NIÑO1 y NIÑO2 ahora son la región NIÑO 1+2, además una nueva región llamada NIÑO 3.4 (120º-150ºW, 5ºN-5ºS) fue creada y es de las más utilizadas al responder perfectamente al fenómeno y correlacionarse muy bien con el índice SOI. En este estudio se ha utilizado el índice NIÑO3 por ser más cercano a la zona de estudio que el NIÑO 3.4.

FIGURA 1.140
REGIONES DE MEDIDA DE LOS ÍNDICES NIÑO

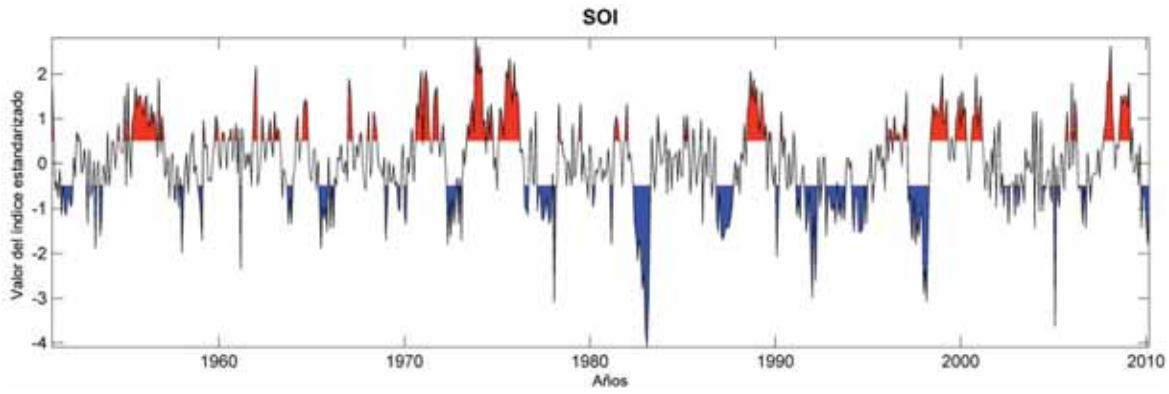


Fuente: NOAA (http://www.srh.noaa.gov/jetstream//tropics/enso.htm).

El índice SOI representa la componente atmosférica del fenómeno, denominada Oscilación del Sur. Este índice está basado en la diferencia de presiones estandarizadas a nivel del mar entre Tahití en el Pacífico central y Darwin en Australia. En la fase positiva del SOI la presión barométrica en Tahití es mayor que en la zona de Darwin (fase Niña), mientras que en la fase negativa la presión aumenta en el oeste y cae en el este al debilitarse los vientos alisios (fase Niño).

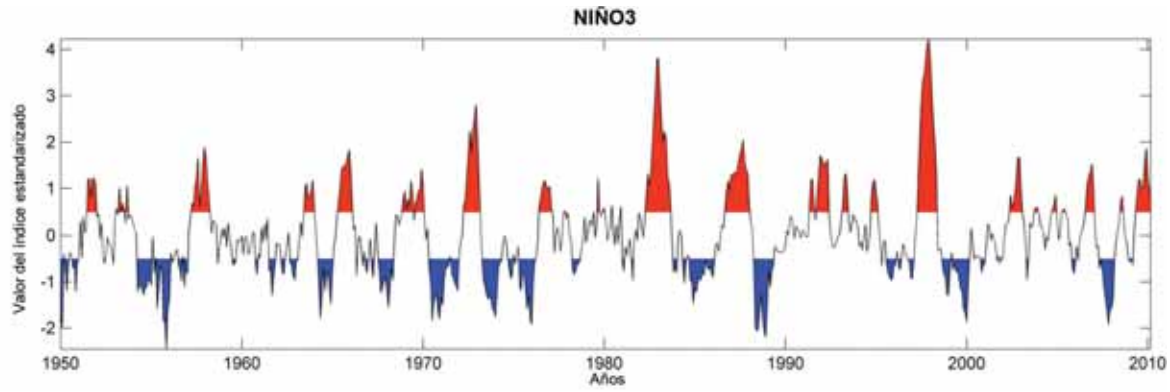
Ambos índices están correlacionados, como se puede ver en las figuras 1.141. y 1.142. El panel superior muestra la evolución temporal del SOI mientras que en el panel inferior se muestra el NIÑO3 para el mismo período de tiempo. Cuando la presión en Tahití es menor que en Darwin la anomalía de temperatura en el NIÑO3 es positiva (rojo en la figura), ocurriendo el episodio cálido del ENSO y por lo tanto situación de Niño. Por el contrario, cuando la presión en Tahití es mayor que en Darwin, la temperatura del NIÑO 3 es menor de lo normal y por lo tanto estamos ante un episodio de Niña (fase fría del ENSO, en azul).

FIGURA 1.141
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO SOI



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.142
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO NIÑO3

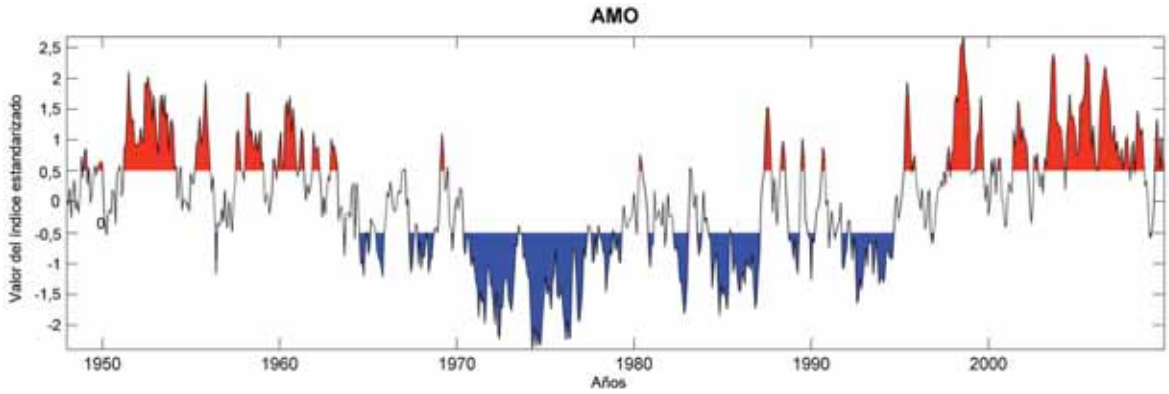


Fuente: Elaboración propia.

AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation)

La *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) es un modo de variabilidad que tiene lugar en el Océano Atlántico Norte y que tiene su principal manifestación en el campo de temperaturas del mar superficial (SST). Existen pruebas de este modo en modelos y observaciones históricas, pero hay controversia respecto su amplitud, y en particular, su contribución en las temperaturas del mar superficial en el Atlántico tropical en áreas importantes para el desarrollo de huracanes.

FIGURA 1.143
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO AMO



Fuente: Elaboración propia.

El índice AMO está correlacionado con la temperatura del aire y la precipitación en gran parte del hemisferio Norte, en particular, en Norteamérica y Europa, así como el Noreste de Brasil y la precipitación en el Sáhel de África, y en el clima de verano en Norteamérica y Europa. También está asociado con cambios en la frecuencia de las sequías en el norte de América y se refleja en la frecuencia de los huracanes severos del Atlántico.

Investigaciones recientes sugieren que el AMO está relacionado con la ocurrencia de las mayores sequías en Centro-Oeste y Sudoeste de Estados Unidos. Cuando el índice AMO está en su fase cálida, estas sequías tienden a ser más frecuentes y prolongadas. En el caso de fase negativa (fase fría) el comportamiento es el contrario. Dos de las sequías más severas del siglo XX tuvieron lugar durante la fase positiva del AMO durante los años 1925 y 1965: *The Dust Bowl* de los años 1930 y la sequía de los años 1950. En Florida y el Pacífico Noroeste tiende a influir de manera opuesta, provocando más precipitación la fase positiva del índice.

Modelos climáticos sugieren que la fase cálida del AMO fortalece la precipitación en el verano en India y Sájel y la actividad ciclónica del Atlántico Norte. Estudios paleoclimáticos han confirmado este patrón (incremento de precipitación en fases cálidas, descensos en fases frías) para el Sájel en los últimos 3.000 años.

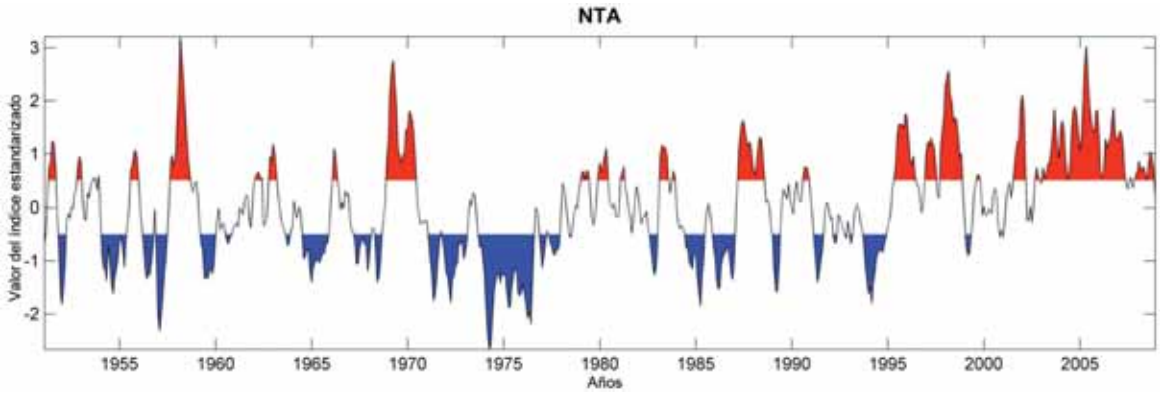
En relación con los huracanes en el Atlántico, la frecuencia de los mayores huracanes no está fuertemente correlacionada con el AMO. Sin embargo, durante una fase cálida del índice, el número de huracanes menores (categorías 1 y 2) se ven incrementados ligeramente. El índice de actividad de los huracanes sí se encuentra fuertemente correlacionado con el el AMO. Si hay un incremento en la actividad de los huracanes relacionada con el cambio climático, está siendo actualmente ocultada por el cuasi-periódico ciclo del AMO. En base a la duración típica de las fases negativa y positiva del AMO, el régimen actual cálido se espera que persista al menos hasta 2015 y, posiblemente, hasta 2035. Enfield y Cid-Serrano (2010) asumen un pico entorno a 2020. La repercusión en el oleaje en ALyC asociado a este ciclo actual se puede analizar con la información y resultados aportados en este anexo.

NTA: North Tropical Atlantic SST Index

El índice NTA está calculado con las anomalías de SST promediadas en el dominio 60W a 20W, 6N a 18N y 20W a 10W, 6N a 10N. La información ha sido obtenida de la base de datos COADS del periodo de 1951 a 1991 y con datos de NCEP posteriormente.

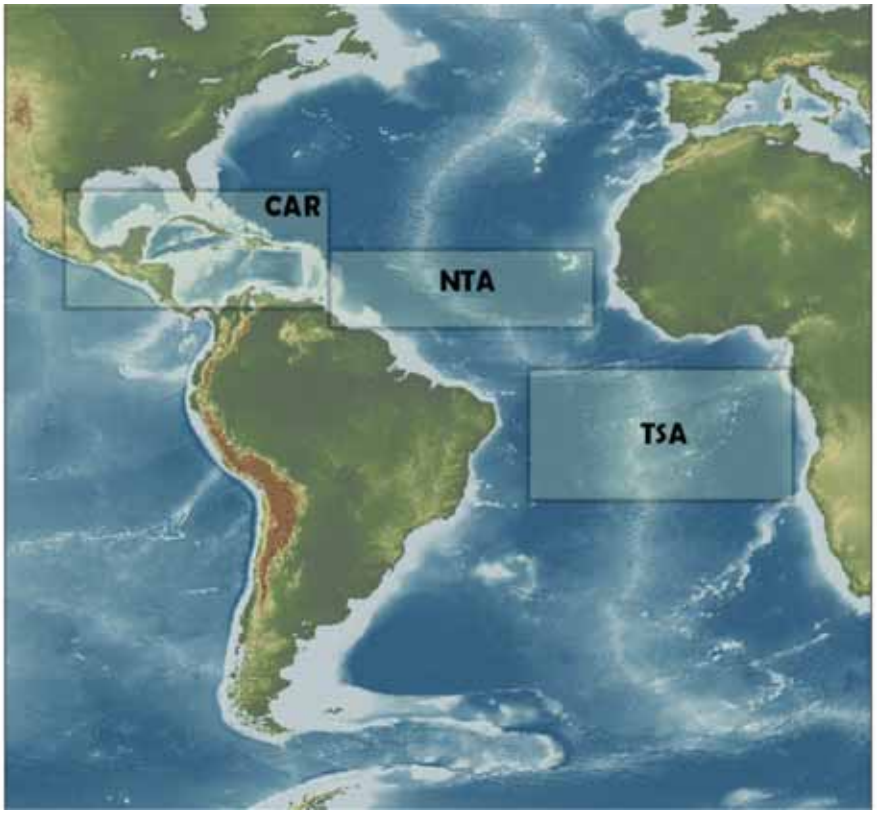
Las anomalías han sido calculadas utilizando la climatología de 1951 a 2000, suavizadas con una media móvil de tres meses y proyectadas en 20 patrones EOFs.

FIGURA 1.144
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO NTA



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.145
ZONAS GEOGRÁFICAS DE LOS ÍNDICES CAR, NTA Y TSA

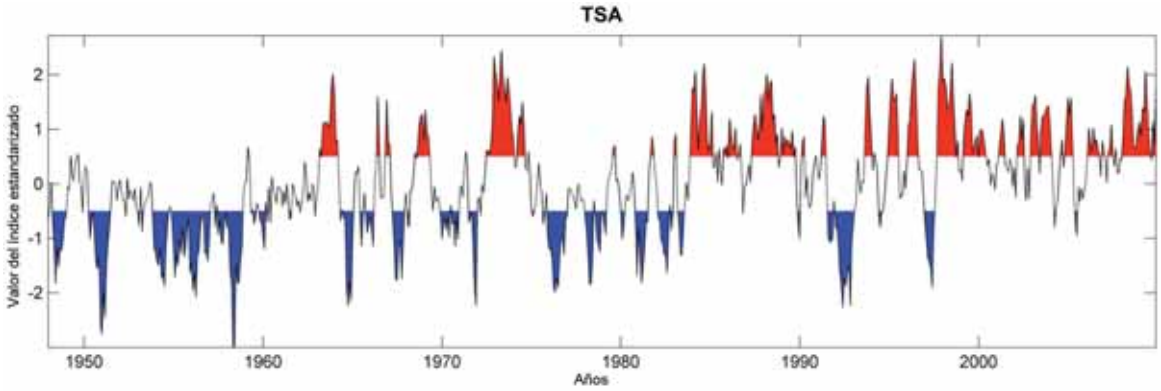


Fuente: Elaboración propia.

TSA: Tropical Southern Atlantic Index

El índice TSA representa la anomalía de la media mensual de SST en la región comprendida entre el Ecuador y los 20ºS, y en longitud 10ºE y 30ºW. Las fuentes de información fueron las bases de datos de GISST y NOAA OI en mallas de 1x1º.

FIGURA 1.146
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO TSA

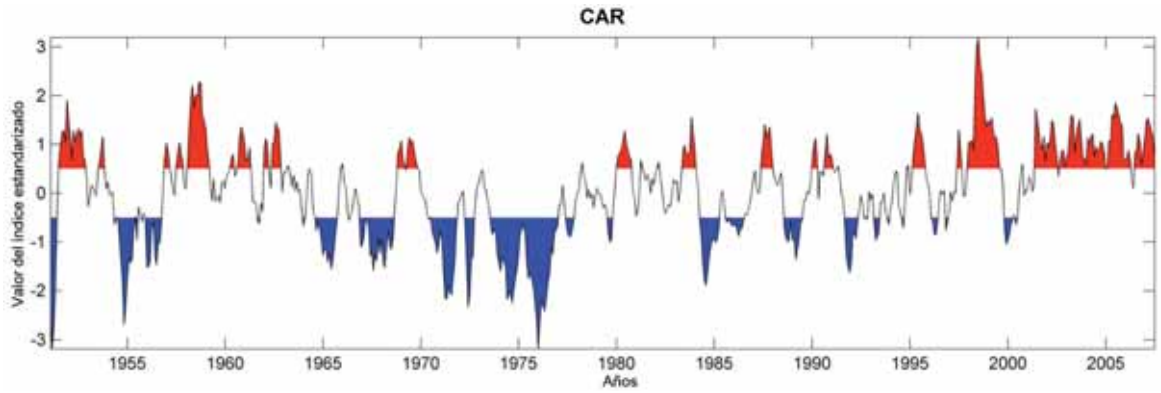


Fuente: Elaboración propia.

CAR: Caribbean SST Index

Este índice refleja las anomalías de SST promediadas en el Mar Caribe. La información ha sido obtenida de la base de datos COADS desde 1951-1991 y NCEP posteriormente. Las anomalías han sido calculadas en base a la climatología del periodo 1951-2000, suavizadas con una media móvil de tres meses, y proyectadas en 20 patrones EOFs. Más información y la predicción del índice se puede consultar en las Fuentes de la NOAA.

FIGURA 1.147
SERIE TEMPORAL DEL ÍNDICE CLIMÁTICO CAR



Fuente: Elaboración propia.

6.4. Resultados

Se ha analizado la influencia de los índices climáticos previamente descritos con tres estadísticos de alturas de oleaje (percentil del 95%, media mensual y máxima mensual), la dirección del flujo medio de energía del oleaje, las anomalías del nivel medio del mar (sin tendencia) y el percentil del 95% de marea meteorológica.

Además de la influencia en términos de correlación de cada índice con cada variable, se proporciona por cada índice un atlas del valor del coeficiente de correlación multiplicado por la media de las desviaciones típicas mensuales de la variable y otro del valor medio de la variable, con el fin de poder determinar la contribución media en la variable de un determinado valor del índice climático.

Además de analizar la influencia de cada índice con las dinámicas costeras, se ha realizado un análisis del desfase temporal entre la ocurrencia del índice climático y la máxima influencia en la costa para las diversas dinámicas.

6.4.1. Resultados de Correlación con índices climáticos contemporáneos

En este apartado se muestran tan sólo algunos de los resultados obtenidos para la correlación de los índices climáticos expuestos anteriormente con las variables de oleaje, nivel del mar y marea meteorológica. Los resultados de correlación de cada variable con todos los índices se adjuntan en un anexo a este documento debido a que se prefiere expresar aquí tan sólo algunas de las correlaciones más significativas.

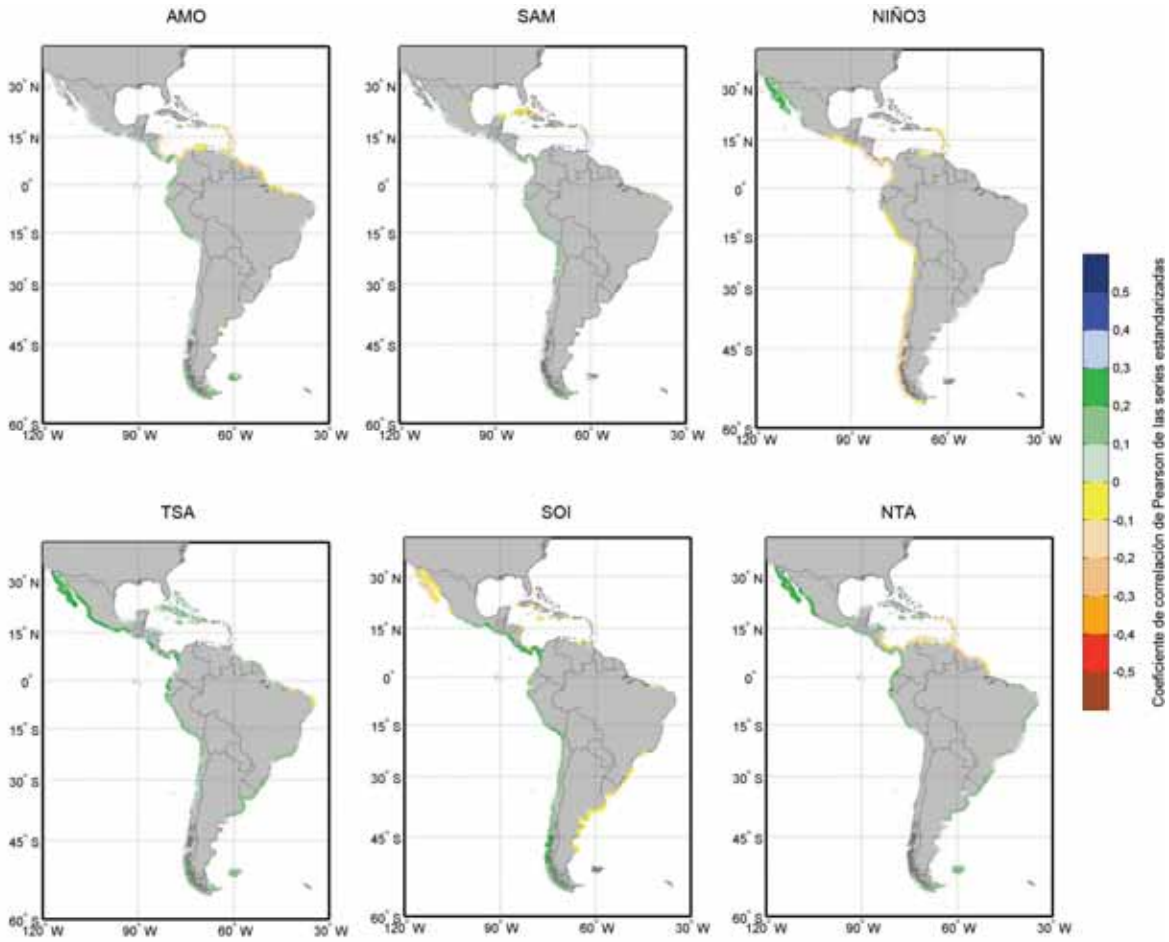
En los siguientes gráficos, se muestra el coeficiente de correlación (β) del índice climático con la variable normalizada (ecuación 1.2). En caso de que la correlación no resultase significativa no se representa el punto.

6.4.1.1. Resultados para oleaje

a) Resultados para Percentil mensual del 95% de Hs

En la figura 1.148 se muestra los resultados de la correlación del percentil mensual del 95% de la altura de ola significante, previamente estandarizado (restada la media y dividida entre la desviación típica de la serie mensual). Existe una correlación positiva alta con ambos índices, de un valor aproximado de 0,3 para el índice SOI, en las costas del Pacífico de Centroamérica y en el Sur de Perú, lo que indica que para un valor unitario del índice climático, 0,3 unidades de la señal estandarizada de la variable quedarían explicadas por la influencia del índice en estas zonas. La correlación positiva es generalizada en la costa del Pacífico por debajo de los 18ºN para el índice SOI y en su totalidad para el índice NTA.

FIGURA 1.148
CORRELACIÓN DEL PERCENTIL 0,95 DE LA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE CON DIVERSOS ÍNDICES CLIMÁTICOS



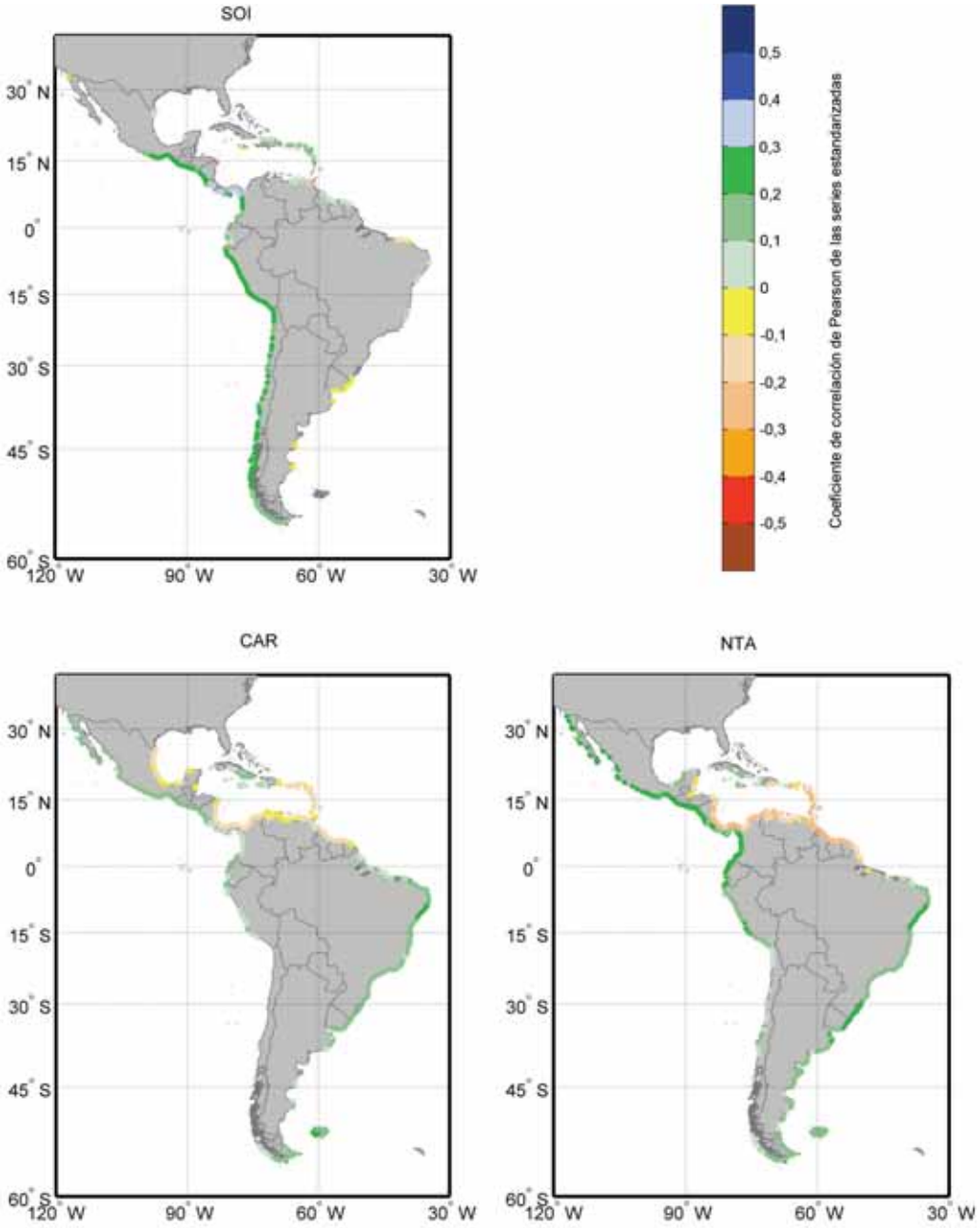
Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, existe correlación negativa para el índice SOI en parte de las costas del Atlántico y la península de California, lo que implica se están produciendo efectos contrarios en ambas costas donde este índice tiene influencia. En la costa Pacífica, cuando el índice SOI es positivo, se induce un aumento del oleaje mientras que en la costa Atlántica se produce una disminución.

Para el índice NTA, la correlación es positiva en todo el dominio salvo en la costa entre los 0 y 15ºN del Atlántico y el mar Caribe.

b) Resultados para la altura significante media mensual

FIGURA 1.149
CORRELACIÓN DE LA ALTURA SIGNIFICANTE MEDIA MENSUAL LOS ÍNDICES: SOI (IZQUIERDA-SUPERIOR), CAR (IZQUIERDA-INFERIOR) NTA (DERECHA)



Fuente: Elaboración propia.

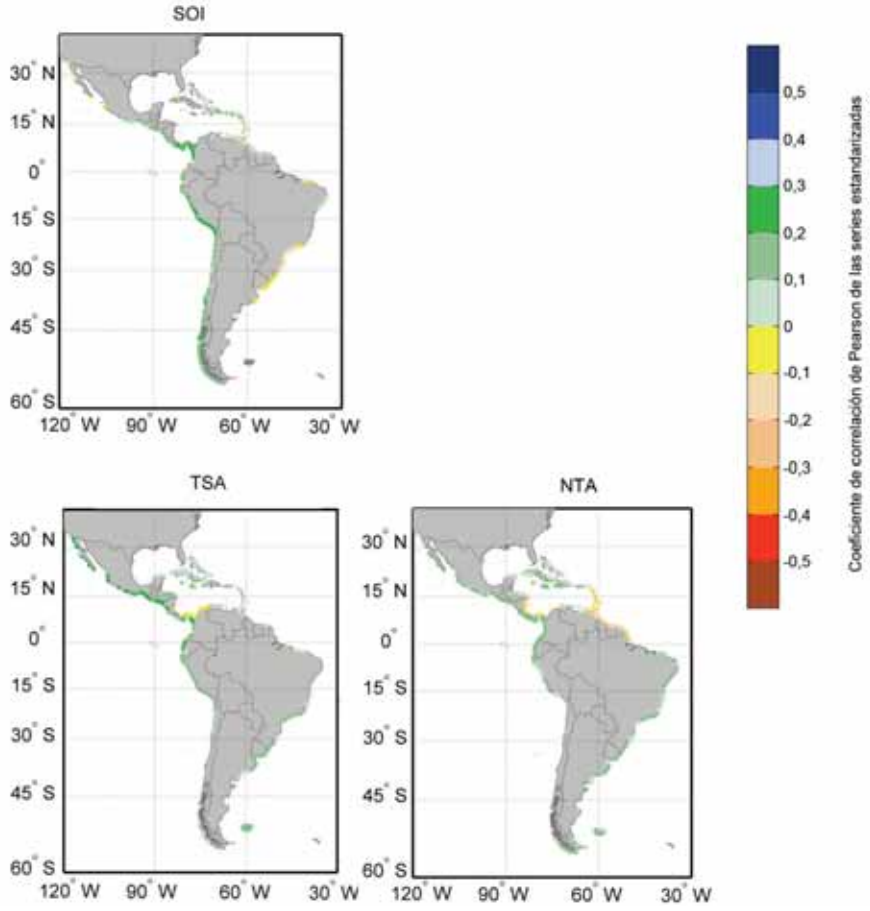
Con respecto a la altura significante media mensual, existe una clara correlación positiva en la costa del Pacífico con el índice SOI, mientras que en la costa Atlántica apenas se observa influencia. El índice CAR tiene mayor influencia en la zona del Caribe y en la costa Pacífica de Centroamérica,

provocando que el oleaje disminuya en el mar Caribe cuando el índice es positivo. Respecto al índice NTA, su influencia está extendida por toda la región, aumentando el oleaje, salvo en el Sur del mar Caribe y la costa Tropical del Atlántico donde induce un efecto contrario cuando el índice es positivo.

c) Resultados para la altura significante máxima mensual

En los resultados para la altura significante máxima mensual que se muestran, merece la pena incluir el índice TSA debido a una correlación positiva en la costa del Pacífico hasta el Norte de Chile y parte de la costa Atlántica Sur. Respecto a los otros dos índices que merece la pena destacar, SOI y NTA, los resultados son similares a los obtenidos para la altura media mensual, aunque las zonas con correlaciones negativas con el índice NTA salen en este caso menores, además de que el índice SOI está más extendido en la costa Atlántica sur con valores negativos de correlación débil.

FIGURA 1.150
CORRELACIÓN DE LA ALTURA SIGNIFICANTE MÁXIMA MENSUAL CON LOS ÍNDICES: SOI (IZQUIERDA-SUPERIOR), TSA (IZQUIERDA-INFERIOR) NTA (DERECHA)

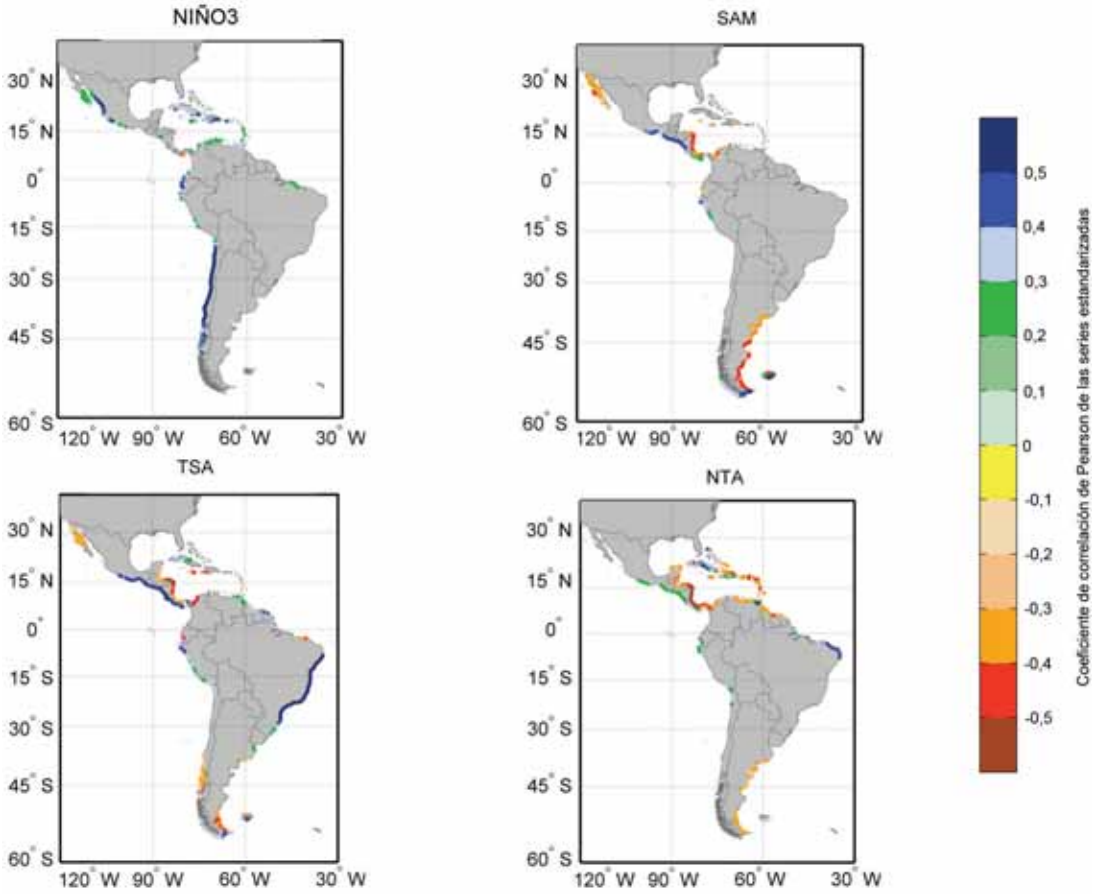


Fuente: Elaboración propia.

6.4.1.2. Correlación de índices climáticos con la Dirección del Flujo Medio de Energía

La dirección del flujo medio de energía del oleaje está fuertemente correlacionada con los índices climáticos destacando: el NIÑO3, SAM, TSA y NTA. En el caso del índice NIÑO3 destaca la correlación positiva en las costas de Chile, Ecuador y Norte de México Occidental, lo cual indica que la dirección dominante del oleaje gira hacia el Norte (en sentido horario) cuando este índice es positivo. En las islas caribeñas también se obtiene una correlación alta y positiva con este índice indicando en este caso un giro hacia el Este cuando coincide con fase positiva del NIÑO3.

FIGURA 1.151
CORRELACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA DEL OLEAJE CON LOS ÍNDICES: NIÑO3 (IZQUIERDA-SUPERIOR), TSA (IZQUIERDA-INFERIOR), SAM (DERECHA-SUPERIOR) Y NTA (DERECHA-INFERIOR)



Fuente: Elaboración propia.

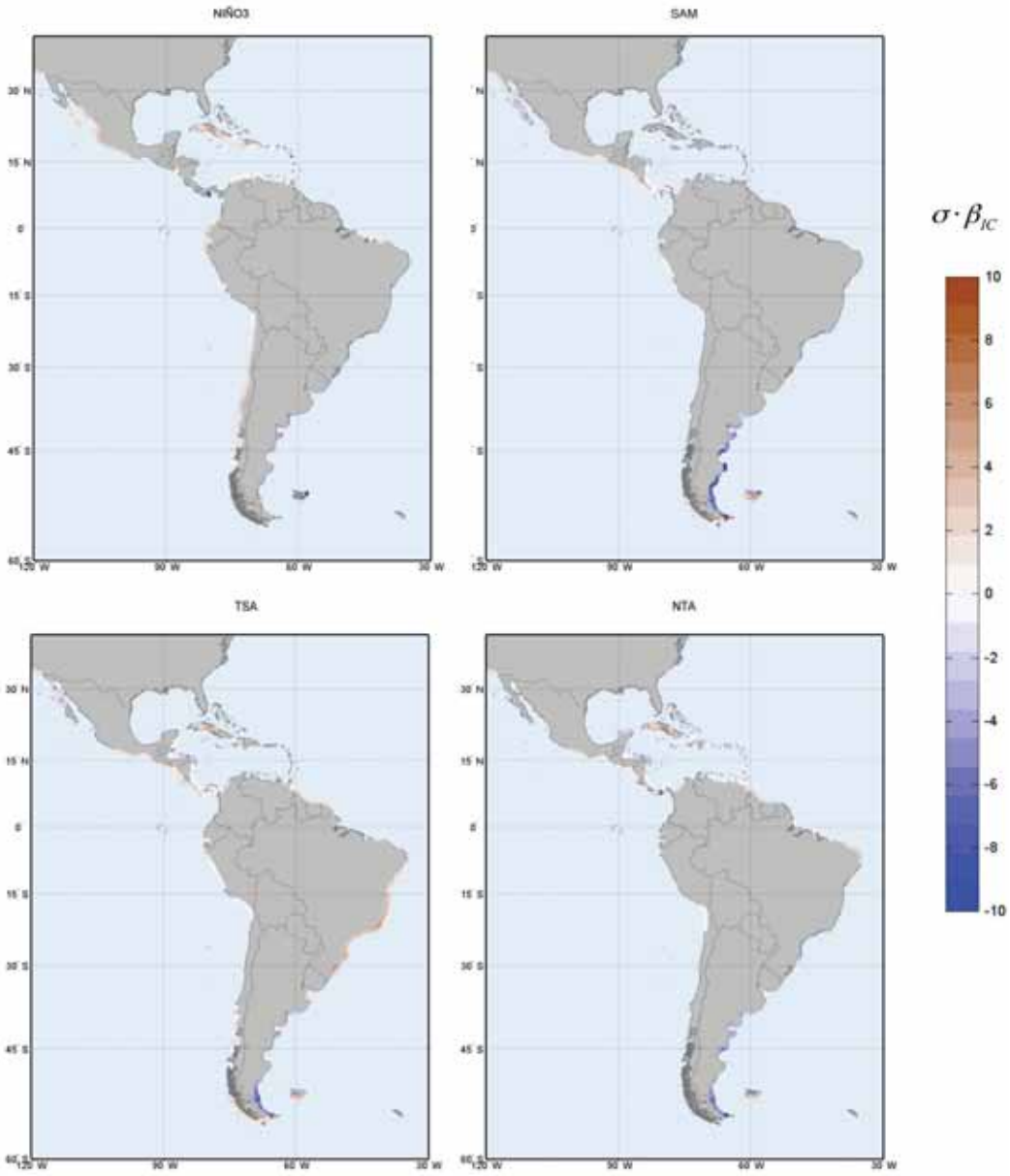
En el caso del índice SAM, destaca la costa de Centroamérica entre los 10ºN y 15ºN con una correlación positiva alta y con correlación negativa significativa en las costas caribeñas de Nicaragua, Argentina y la península de California.

El índice TSA registra su mayor influencia con fases positivas del índice en la costa Sur de Brasil y la parte del Pacífico en Centroamérica y muestra una correlación negativa en la costa caribeña de Centroamérica y el extremo Sur de Argentina y sur de Chile.

De la influencia del índice NTA resalta la correlación negativa de forma generalizada en las costas del Sur del mar Caribe hasta Guyana. Se obtienen zonas limitadas de correlación positiva en las costas de Brasil entre Fortaleza y Recife y en el Norte de la isla de Cuba.

FIGURA 1.152

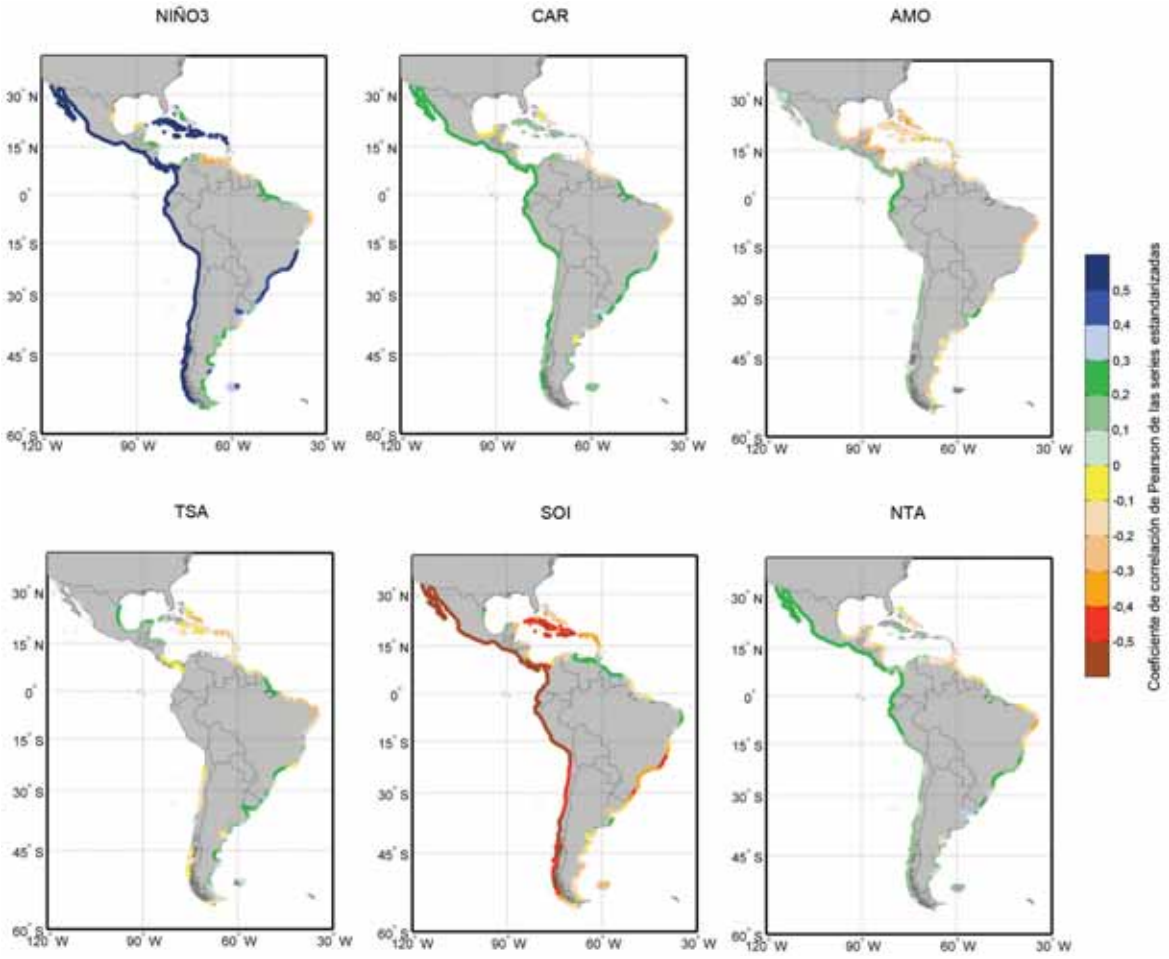
CORRELACIÓN POR DESVIACIÓN TÍPICA (GRADOS POSITIVOS EN SENTIDO HORARIO) DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA MENSUAL DEL OLEAJE CON LOS ÍNDICES: NIÑO3 (IZQUIERDA-SUPERIOR), TSA (IZQUIERDA-INFERIOR), SAM (DERECHA-SUPERIOR) Y NTA (DERECHA-INFERIOR)



Fuente: Elaboración propia.

6.4.1.3.Correlación de índices climáticos con el Nivel Medio del Mar

FIGURA 1.153
CORRELACIÓN DEL NIVEL DEL MAR CON LOS ÍNDICES: NIÑO3 (IZQUIERDA-SUPERIOR), CAR (CENTRO-SUPERIOR), AMO(DERECHA-SUPERIOR), TSA (IZQUIERDA-INFERIOR), SOI(CENTRO-INFERIOR) Y NTA(DERECHA-INFERIOR)



Fuente: Elaboración propia.

El nivel del mar presenta una correlación muy alta con muchos de los índices, destacando: NIÑO3, SOI, CAR, AMO y NTA.

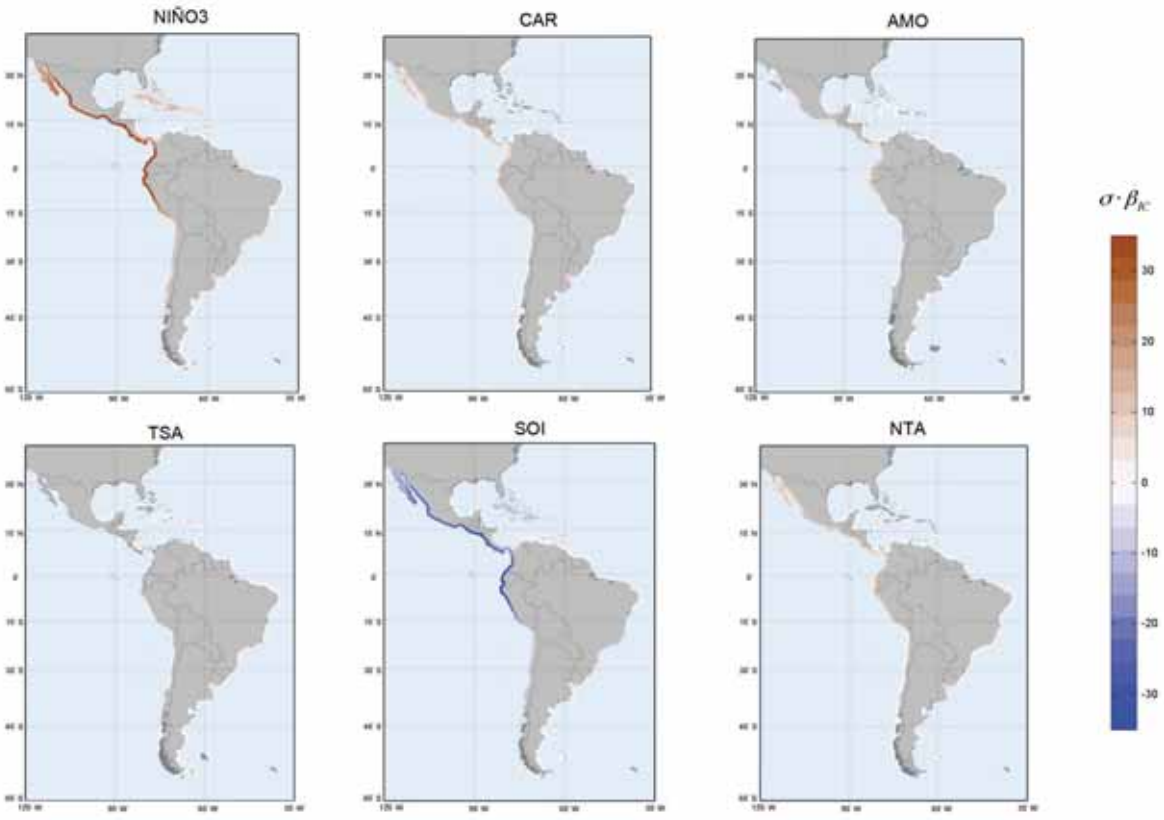
El NIÑO3 muestra una correlación alta, por encima de 0,5, con la anomalía estandarizada del nivel del mar hasta el Ecuador en la costa Atlántica y hasta los 15ºS en la Pacífica. En latitudes más meridionales, la correlación sigue siendo positiva pero de menor valor. En conclusión, el NIÑO3 origina una sobreelevación del nivel del mar de forma generalizada en todo el dominio y sobremanera hasta la latitud de 15ºS. Merece la pena llamar la atención de que en el golfo de México esta correlación está menos marcada.

El índice SOI muestra un resultado contrario al del NIÑO3, si bien no tan generalizado, existe una correlación negativa alta con la fase positiva del índice, lo cual indica que para valores positivos del índice se produce una disminución del nivel del mar en la región hasta una latitud de 15ºS.

El índice CAR también tiene una correlación entre 0,2 y 0,3 positiva con la anomalía del nivel del mar en las zonas subtropicales, al igual que el índice NTA, aunque en este último caso la extensión del efecto es más limitada en latitud.

Como caso de correlación negativa, destaca el índice AMO, donde la oscilación del Atlántico Norte genera una ligera correlación negativa en la fachada Atlántica de las islas caribeñas, golfo de México, península de California y Norte de Chile. La correlación resulta positiva en la costa de Centroamérica por debajo de los 15ºN, a lo largo de la costa Atlántica de Sudamérica hasta el Norte de Brasil, pasando a ser negativa por debajo de 5ºS aproximadamente.

FIGURA 1.154
CORRELACIÓN POR DESVIACIÓN TÍPICA DEL NIVEL DEL MAR CON LOS ÍNDICES: NIÑO3 (IZQUIERDA-SUPERIOR), CAR(CENTRO-SUPERIOR), AMO(DERECHA-SUPERIOR), TSA (IZQUIERDA-INFERIOR), SOI (CENTRO-INFERIOR), Y NTA(DERECHA-INFERIOR)



Fuente: Elaboración propia.

En el caso del nivel medio del mar, debido a que se trata de una serie de anomalías sobre el valor medio anual, el término $\overline{X}_{mes}$ en este caso es nulo.

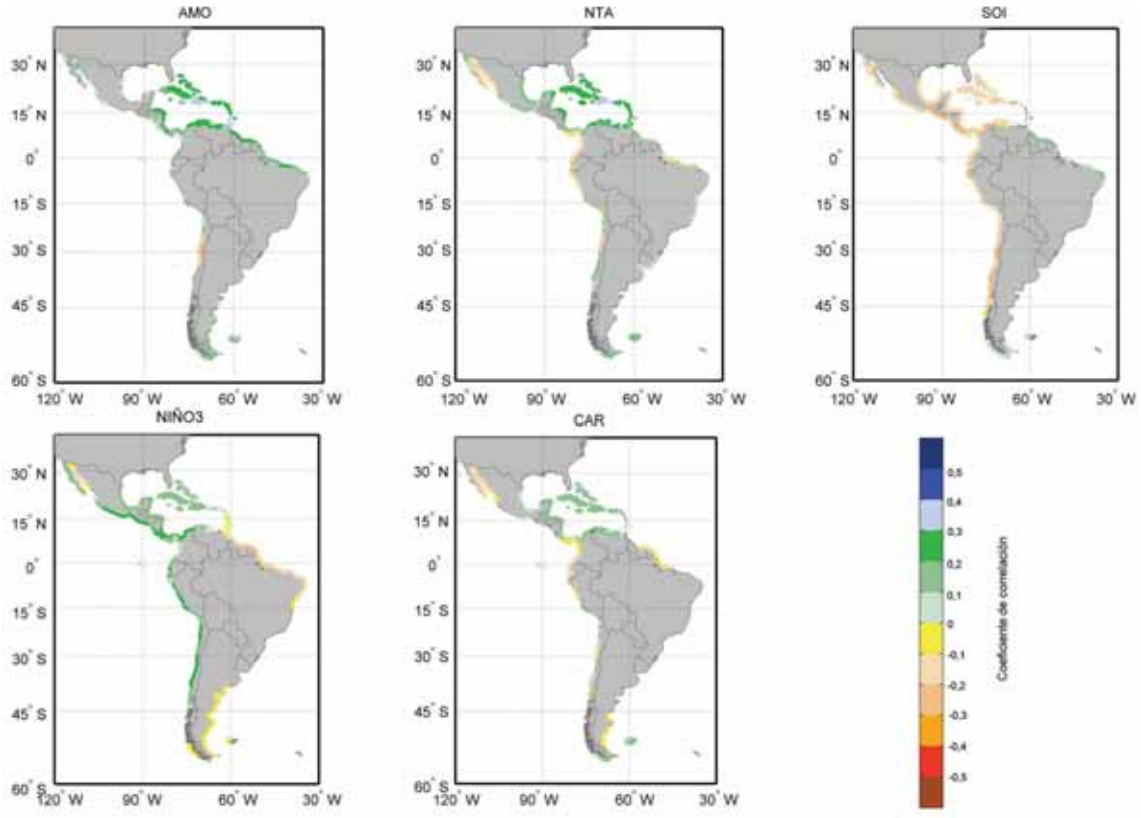
6.4.1.4. Correlación de índices climáticos con el cuantil de 0,95 de Marea Meteorológica

Respecto a la marea meteorológica destaca una correlación entorno a 0,25 y positiva en la zona del río de la Plata con el índice del NIÑO3, precisamente en la zona de ALyC donde mayores valores de marea meteorológica se alcanzan (véanse figura 1.38 y figura 1.39). Valores positivos de este índice se encuentran relacionados con sobrelevaciones generalizadas de la marea meteorológica en la fachada Atlántica del continente, incluida las islas del Caribe, hasta alcanzar el golfo de México que presenta correlación negativa. La costa del Pacífico presenta mayor alternancia, con correlaciones positivas al Oeste de la península de California y negativas en el golfo de California, volviendo a ser positiva en la costa de México, negativa suave en Centroamérica, moderada y positiva en El Ecuador y ligeramente negativa de forma general en Chile.

El índice SAM incide de forma generalizada en la marea meteorológica hasta aproximadamente los 5ºS, extendiéndose en partes más meridionales de la costa Atlántica Sur también. En su mayoría muestra correlación negativa a excepción de Cuba, Este del golfo de México y al Sur de la península de California.

En cuanto al índice NTA, destaca la correlación alta que existe en la península de California, costa del Atlántico Sur y las islas del Caribe, destacando las islas Barbados. Sin embargo, en la parte continental entre los 15ºN y el Ecuador, se da una correlación negativa con este índice, en ambas costas.

FIGURA 1.155
CORRELACIÓN DEL CUANTIL 0,95 DE MAREA METEOROLÓGICA CON LOS ÍNDICES: AMO (IZQUIERDA-SUPERIOR), NTA (CENTRO-SUPERIOR), SOI (DERECHA-SUPERIOR),NIÑO3 (IZQUIERDA-INFERIOR), CAR (CENTRO-INFERIOR)



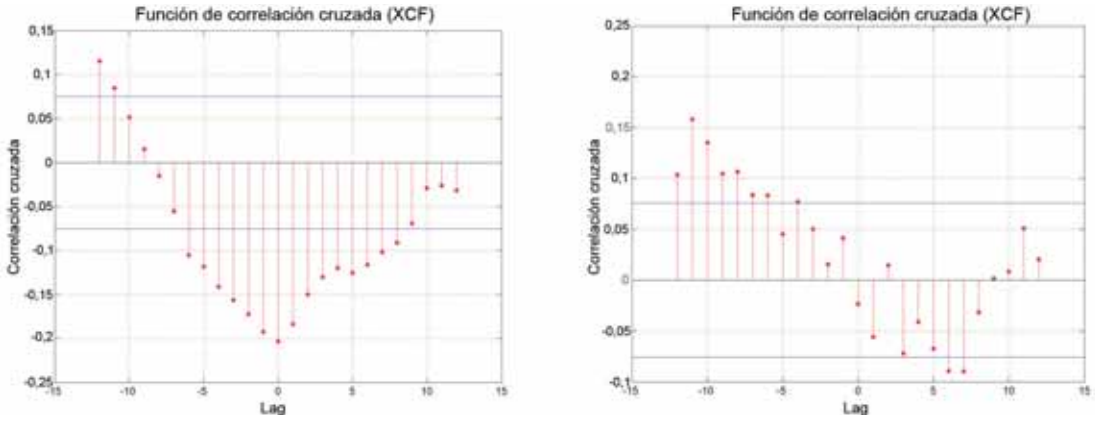
Fuente: Elaboración propia.

6.4.2. Análisis de desfase temporal (Correlación cruzada)

Los anteriores resultados analizan la correlación de las series de dinámicas y de índices climáticos contemporáneos, esto es, como si la respuesta a la presencia de cada fenómeno climático ocurriera en el mismo mes. Sin embargo, la respuesta de las dinámicas en la costa no tiene por qué ser coetánea con las condiciones climáticas que describen los índices, sino que, según el tipo de fenómeno de que se trate (temperatura, presión, oleaje, etc.), la respuesta tendrá distinto origen y por tanto distinta ocurrencia temporal e inercia. Para evaluar esta respuesta temporal, se analizan los distintos índices mediante un análisis de correlación cruzada, de manera que se determina el desfase temporal en el cual la correlación es máxima y si la correlación es significativa estadísticamente.

De esta forma y a modo de ilustración del análisis se representan dos de las figuras de correlación cruzada calculadas, donde se puede apreciar la máxima correlación a t=0 (izquierda) y t=tb (derecha).

FIGURA 1.156
ANÁLISIS DE CORRELACIÓN CRUZADA DE UNA DE LAS VARIABLES CON EL ÍNDICE: NIÑO3 – PUNTO: 363 (IZQUIERDA) Y CON EL ÍNDICE SOI – PUNTO 450 (DERECHA)



Fuente: Elaboración propia.

6.4.2.1. Resultados para oleaje

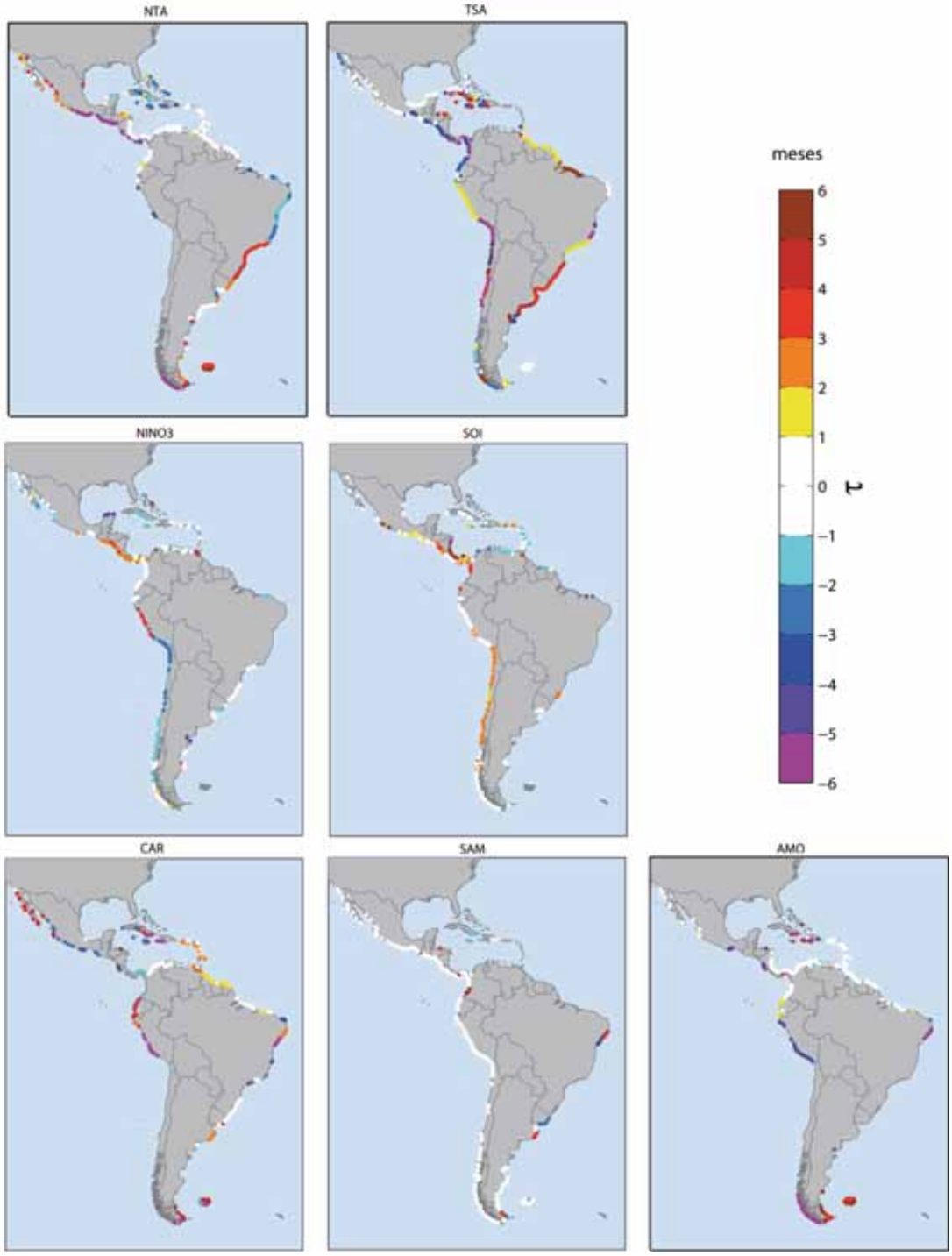
a) Resultados para Percentil del 95% de Hs

Del análisis de la figura 1.157. se desprende que los efectos sobre el oleaje están bastante diferidos en el tiempo, tanto antes como después, del orden de entre 1 y 3 meses, para la mayoría de índices analizados a excepción del índice SAM y AMO, donde resultan ser contemporáneos en gran parte del dominio.

6.4.2.2. Desfase temporal de los índices climáticos con la dirección del flujo medio de energía

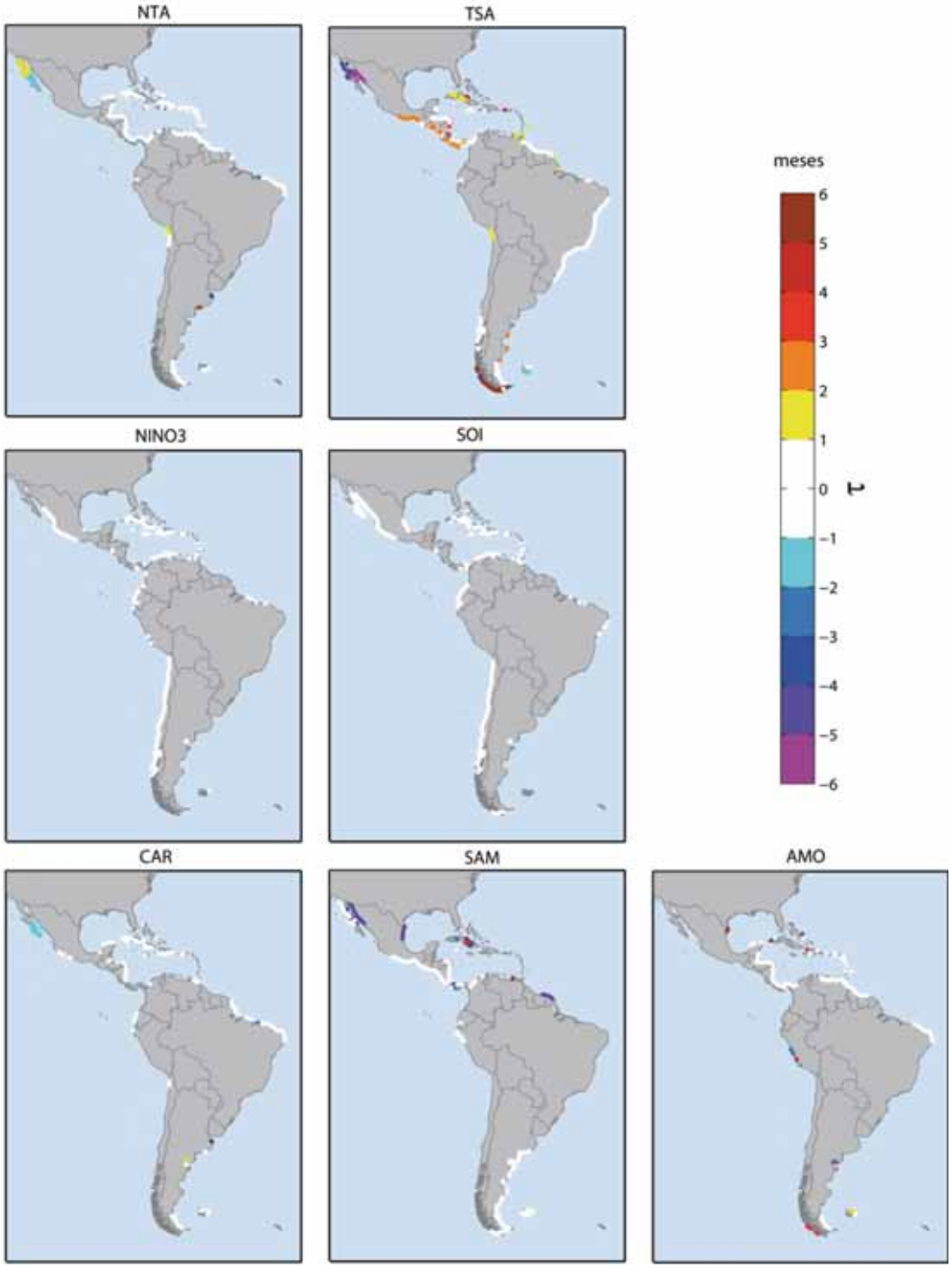
Al contrario que en el caso de la severidad del oleaje, la dirección viene claramente inducida por la presencia de las condiciones meteorológicas que representan los índices climáticos ya que en la mayoría de gráficos de la figura 1.158 se obtiene un desfase por debajo de un mes. Se puede resaltar como excepción la dirección en la costa del Pacífico de Centroamérica, que con el índice TSA su efecto aparece entre 2 y 3 meses tras el máximo valor del índice climático.

FIGURA 1.157
DESFASE TEMPORAL DE LA CORRELACIÓN MÁXIMA DEL PERCENTIL 0,95 DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE CON LOS DISTINTOS ÍNDICES CLIMÁTICOS



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.158
DESFASE TEMPORAL DE LA CORRELACIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL FLUJO MEDIO DE ENERGÍA DEL OLEAJE CON LOS DISTINTOS ÍNDICES CLIMÁTICOS

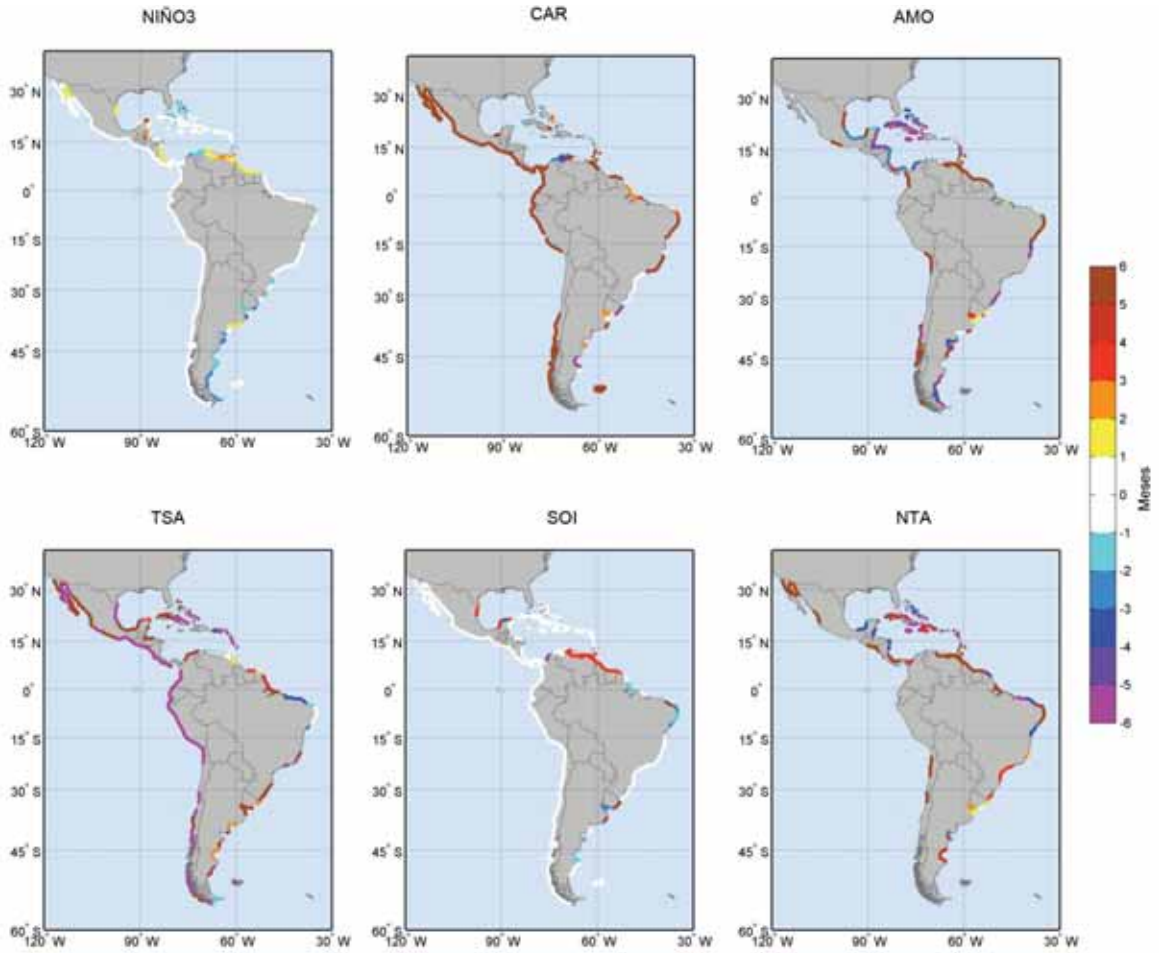


Fuente: Elaboración propia.

6.4.2.3. Desfase temporal de los índices climáticos con el Nivel Medio del Mar

Del análisis de la figura 1.159 se desprenden dos claras conclusiones. Primero, los índices con más alta correlación con el nivel del mar, NIÑO3 y SOI, manifiestan su efecto durante el mes siguiente del valor del índice. En segundo lugar, tanto el índice TSA como el CAR muestran un gran desfase temporal. En el primer caso el efecto se produce 5 meses antes y en el segundo a partir del quinto mes de haber tenido lugar el valor del índice climático.

FIGURA 1.159
DESFASE TEMPORAL DE LA CORRELACIÓN DEL NIVEL MEDIO DEL MAR CON LOS DISTINTOS ÍNDICES CLIMÁTICOS
(Meses)

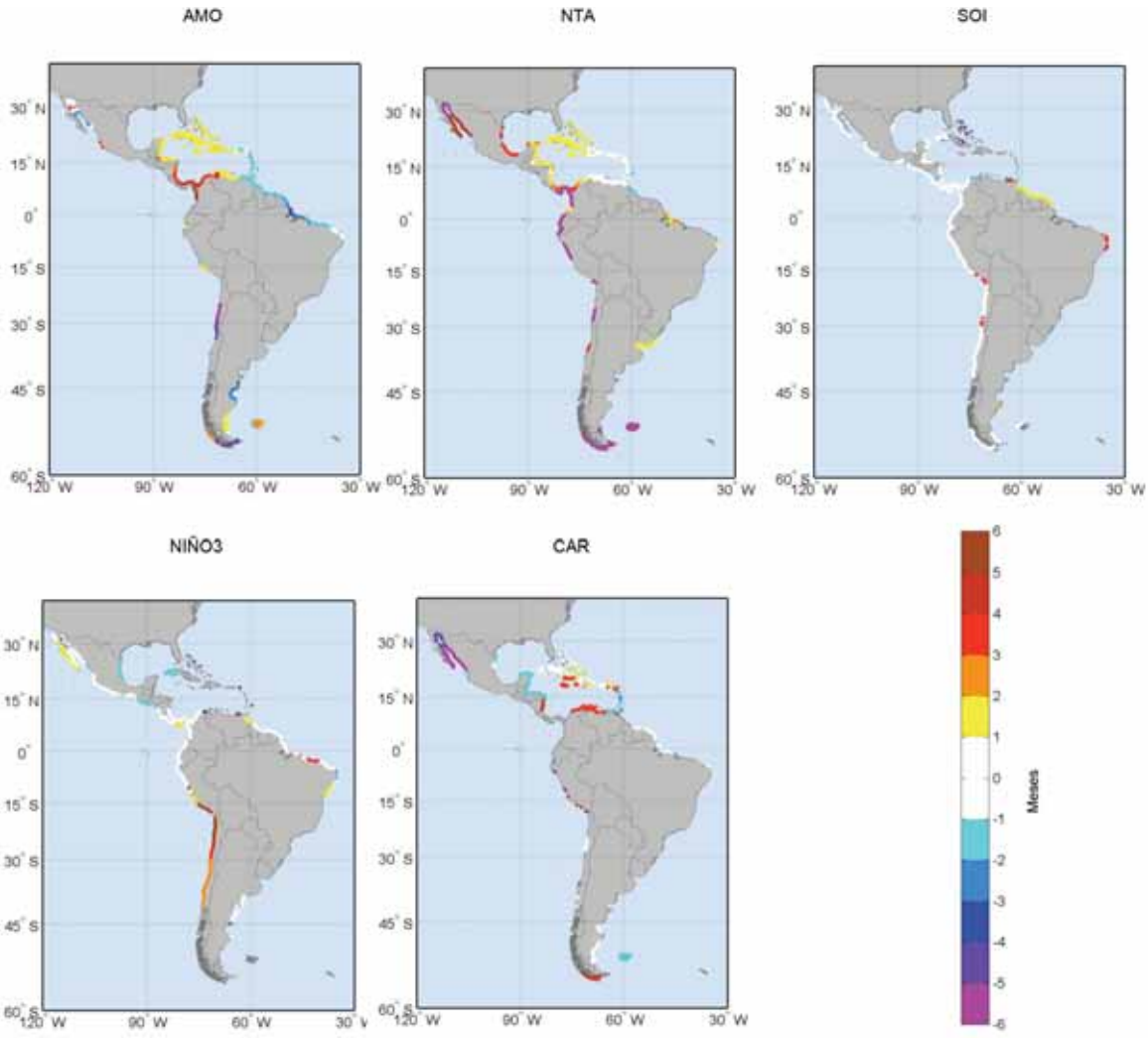


Fuente: Elaboración propia.

6.4.2.4. Desfase temporal de los índices climáticos con el percentil del 95% de Marea Meteorológica

Con respecto a la marea meteorológica, como ocurría con el oleaje, existe gran variabilidad en el desfase de los efectos. El índice SAM, que es uno de los de mayor influencia en esta variable, muestra un efecto coetáneo con el índice climático.

FIGURA 1.160
DESFASE TEMPORAL DE LA CORRELACIÓN DEL CUANTIL 0,95 DE MAREA METEOROLÓGICA CON LOS DISTINTOS ÍNDICES CLIMÁTICOS
(Meses)



Fuente: Elaboración propia.

Todos los resultados obtenidos relacionados con la variabilidad climática interanual reflejan la importancia de esta escala temporal y la necesidad de tenerlos en cuenta en un estudio de cambio climático en la costa. Aunque hoy en día las proyecciones de cambio climático basadas en los modelos climáticos globales (GCM) presentan grandes incertidumbres en cuanto a la reproducción fidedigna de los patrones climáticos, resulta fundamental ser capaz de cuantificar la contribución de cada patrón, medido mediante su respectivo índice climático, en las variables objeto de estudio en la costa.

6.5. Resumen de la variabilidad climática interanual de las dinámicas

Puesto que la influencia de patrones climáticos de macro-escala puede ser una de las fuentes más importantes de variabilidad espacial y temporal en las dinámicas costeras, se ha estudiado la influencia en el oleaje, el nivel del mar y la marea meteorológica de diversos índices climáticos: AO, SAM, SOI, PNA, WP, EP/NP, NAO, EA, CAR, EA/WR, SCA, DMI, AMO, QBO, NBR, NTA, TNA y TSA.

VARIABILIDAD CLIMÁTICA	• La mayor influencia en la rama alta de alturas de ola se obtiene para el NTA en el norte de Brasil e islas caribeñas del Sur, NIÑO3 en el norte de México (costa pacífica). En las condiciones medias se obtienen ligeras correlaciones positivas (en torno a 0,2) para el índice SOI en la costa Pacífica, negativa con los índices CAR y NTA en el Atlántico Sur y en el Caribe, positivas con éste último en las costas del Pacífico y atlánticas del Hemisferio Sur. • La dirección del flujo medio de energía (dirección predominante del oleaje) se correlaciona fuertemente con varios índices (por encima de 0,5) en diversas partes de las costas de estudio. Así, se correlaciona negativamente con el NIÑO3en Chile y oeste de México, con el SAM en Centroamérica y extremos sur y norte del dominio de estudio. También se encuentran correlaciones con TSA en las costas de Brasil y Centroamérica, y con NTA con signo negativo en el Caribe. • El NIÑO3 muestra una gran influencia en el nivel medio del mar en toda la costa pacífica en general y en las costas del Sur de Brasil (coeficiente de correlación de Pearson por encima de 0,5 entre los datos estandarizados). También merece la pena destacar la correlación ligeramente positiva (alrededor de 0,2) en el nivel del mar del índice CAR en la vertiente pacífica. En el Pacífico norte destaca la correlación con el índice NTA. El índice AMO es el que más influye en el nivel del mar del mar Caribe (signo negativo). • La marea meteorológica muestra correlación con los índices NTA y AMO en el Caribe, destacando en el Pacífico (e islas caribeñas al norte) la influencia del SOI y NIÑO3.

La conclusión general que se puede extraer del análisis de variabilidad climática es que es un factor que es necesario estudiar, puesto que para algunas variables puede explicar gran parte de la variabilidad inter-anual que se ha producido junto a las tendencias de largo plazo. Las dos escalas de tiempo de ambos factores no se deben mezclar y ambas son necesarias para entender la variabilidad climática del pasado más reciente y poder inferir la posible evolución futura.

7. Conclusiones generales

Este documento es el primero de los documentos desarrollados dentro del "Estudio regional de los efectos del Cambio Climático en la Costa de América Latina y el Caribe" (C3A) realizado entre el Instituto de Hidráulica Ambiental de Cantabria y CEPAL.

En el presente documento se ha llevado a cabo un estudio sobre las actuales dinámicas costeras en la región. A modo de atlas de resultados se ha obtenido la descripción espacial y temporal de variables como el nivel medio del mar, la temperatura superficial del agua del mar, la salinidad, el oleaje o la marea, entre otras. Esta descripción de las condiciones físicas actuales constituye el primer paso para emprender un estudio de cómo han cambiado las distintas variables y cuáles puedes ser los efectos en las costas ante variaciones futuras.

Una segunda parte del presente documento se ha dedicado al análisis de las tendencias de cambio sobre las distintas variables y una extrapolación de los cambios a los años objetivo 2040, 2050 y 2070, acotando su incertidumbre estadística. Esta parte constituye el punto de apoyo para un análisis de los efectos derivados de estos cambios que se tratarán en el documento 3, referente a impactos en las costas. En el documento 2 se analiza la realidad de la región en términos de vulnerabilidad y exposición de las costas.

No obstante, dada la importancia que tiene la variabilidad climática en muchas de las variables de estudio, se ha considerado prudente estudiar mediante un sencillo análisis de correlación cuál es la influencia de distintos patrones climáticos (representados por índices climáticos) en distintas variables a lo largo de las costas de estudio. La influencia de estos índices en la variabilidad natural de estos índices ha quedado más que probada.

Bibliografía

Ardalan A.A. y H. Hashemi-Farahani, (2007). "A harmonic approach to global ocean tide analysis based on TOPEX/POSEIDON satellite", *Marine Geophysical Research,* 28, 235-255.

Barbosa, S. y B. Andersen, (2009), "Trend patterns in global sea surface temperature", *International Journal of Climatology,* 29, 2049-2055.

Barnston, A.G., y R.E. Livezey, (1987), "Classification, seasonality and persistence of low - frequency atmospheric circulation patterns", *Monthly Weather Review.,* Vol. 115, 1083-1126.

Behringer, D. W., y Y. Xue (2004), Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean, Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation System for Atmosphere, Ocean, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, 11-15.

Bird E.C.F., (1985), *Coastline Changes,* Willey & Sons, Nueva York, 219 pp.

Booij, N., Ris, R. C. y Holthuijsen, L. H. (1999), "A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation", *Journal of Geophysical Research.* Vol. 104, C4, pp.7649-7666.

Budgell, W.P., (2005). "Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region," *Ocean Dynamics,* DOI 10.1007/s10236-005-0008-3.

Camus, P., Vidal, C., Méndez, F.J., Espejo,A., Izaguirre, C., Gutiérrez, J.M., Cofiño, A., San-Martín, D., Medina, R. (2007), *A methodology to evaluate wave energy resources in shallow waters,* 7th European Wave and Tidal Energy Conference (EWTEC), CD.

Cane, M. (2005), "The evolution of El Niño, past and future", *Earth and Planetary Science Letters,* 230 (3-4), 227-240. Doi: 10.1016/j.epsl.2004.12.003

Cavazos, T. (1997), "Downscaling large-scale circulation to local winter rainfall in north-eastern Mexico. International", *Journal of Climatology,* 17, 1069-1082.

CEPAL (Comisión Económica para América Latina y el Caribe), (2010), Ranking 2010 de Actividad portuaria de contenedores en América Latina y el Caribe.

Church, J.A., N.J. White, R. Coleman, K. Lambeck and J.X. Mitrovica (2004), "Estimates of the Regional Distribution of sea level Rise over the 1950 to 2000 Period", *Journal of Climate,* 17, 2609-2625.

Chylek, P. & Lesins, G. (2008), "Multidecadal variability of Atlantic hurricane activity: 1851–2007", *Journal of Geophysical Research* 113: D22106, doi:10.1029/2008JD010036

CIESIN (Center for International Earth Science Information Network), (2002a), *Country-level Population and Downscaled Projections based on the B2 Scenario,* 1990-2100, [digital version]. Palisades, NY: CIESIN, Columbia University [en línea] http://www.sedac.ciesin.columbia.edu/mva/downscaling/ciesin.html.

_____ (2002b), Country-level GDP and Downscaled Projections based on the A1, A2, B1, and B2 Marker Scenarios, 1990-2100, [versión digital]. Palisades, NY: CIESIN, Columbia University [en línea] http://www.sedac.ciesin.columbia.edu/mva/downscaling/ciesin.html.

_____ (2005), *Gridded Population of the World and the Global Rural-Urban Mapping Project.* Palisades, NY: CIESIN, Columbia University [en línea] http://www.sedac.ciesin.columbia.edu/gpw.

Collins, M. y otros (2005), "El Niño- or La Niña-like climate change", *Climate Dynamics,* 24, 89-104.

Curry, Judith A. (2008), "Potential Increased Hurricane Activity in a Greenhouse Warmed World", in

MacCracken, Michael C.; Moore, Frances; Topping, John C., Sudden and disruptive climate change, Londres: Earthscan, pp. 29–38, ISBN 1844074781, "Assuming that the AMO continues with a 70-year periodicity, the peak of the next cycle would be expected in 2020 (70 years after the previous 1950 peak)."

Egbert G.D., Bennett A.F., Foreman M.G.G., (1994), "TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model", *Journal of Geophysical Research,* 99(C12), 24821-24852.

Egbert G.D., Erofeeva, S.Y., (2002), "Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* 19, 183-204.

Emanuel, K; Sundararajan, R Agoth y Williams, J (2008). "Hurricanes and Global Warming", *Bulletin of the American Meteorological Society* 89: 347–367.

Enfield, D.B. and L. Cid-Serrano, (2010), "Secular and multidecadal warmings in the North Atlantic and their relationships with major hurricane activity", *International Journal of Climatology* 30 (2): 174–184, doi:10.1002/joc.1881

Enfield, D.B., A.M. Mestas, D.A. Mayer, y L. Cid-Serrano, (1999), "How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?", *Journal of Geophysical Research,* 104, 7841-7848.AOMLand PSD

Forema, MGG., (1977)., "Manual for tidal heights analysis and prediction", *Pacific Marine sciences Report,* 77-10.

General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). http://www.gebco.net/

Goldenberg, S. B.; y otros (2001). "The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications", *Science,* 293: 474–479. doi:10.1126/science.1060040.

Goodess, C.M., y otros (2007), "An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions - assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events", *Climatic Change,* en prensa.

Grinsted A, Moore JC, Jefrejeva S (2009), "Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD", *Climate Dynamics,* 10.1007/s00382-008-0507-2.

Gutiérrez, R. Cano, A.S. Cofiño y C. Sordo (2002), "Probabilistic Networks for Statistical Downscaling and Spationalization of Meteorological Data", *Geophysical Research Abstracts,* Vol. 4.

Gutiérrez, R. Cano, A.S. Cofiño, y M.A. Rodríguez (2004), "Clustering methods for statistical downscaling in short-range weather forecast", *Monthly Weather Review,* 132(9), 2169 – 2183.

Hannachi, A., (2007), "Pattern hunting in climate: a new method for finding trends in gridded climate data", *International Journal o Climatology,* 27, 1-15.

Hannachi A, and A. O'Neill (2001), "Atmospheric multiple equilibria and non-Gaussian behaviour in model simulations", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127: 939–958.

Hewitson, B.C. y R.G. Crane, (2006), "Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: precipitation downscaling over South Africa", *International Journal of Climatology,* 26, 1315-1337.

Hong, H.P., (1998), "An efficient point estimate method for probabilistic analysis", *Reliability Engineering and System Safety,* 59, 261-267.

Horton R, y otros (2008), "Sea-level rise projections for current generation CGCMs based on the semiempirical method", *Geophysical Research Letters,* 35:L02715.

Huebener, H. y Kreschgens, M. (2007), "Downscaling of current and future rainfall climatologies for southern Morocco. Part I: Downscaling method and current climatology", *International Journal of Climatology,* en prensa.

Hunter, J., (2010), *Estimating sea-level extremes under conditions of uncertain sea-level rise. Climatic Change.* 99:331–350.

IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático) (2007). *The Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,* eds Solomon S, et al. (Cambridge Univ Press, Cambridge UK).

Izaguirre, C., F. J. Mendez, M. Menendez, A. Luceño, y I. J. Losada (2010), "Extreme wave climate variability in southern Europe using satellite data", *Journal of Geophysical Research,* 115, C04009, doi:10.1029/2009JC005802.

Jolliffe IT. (2002). *Principal Component Analysis,* 2nd edn. Springer: Nueva York.

Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann y P. A. E. M. Janssen, (1994), *Dynamics and Modelling of Ocean Waves,* Cambridge University Press, 532 pp.

Kohonen, T. (2001), "Self-Organizing Maps", *Springer Series Information Sciences.,* 30, 3rd ed., 501 pp., Springer, Nueva York.

Kutzbach JE. (1967). "Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America", *Journal of Applied Meteorology* 6: 791–802.

Preisendorfer RW. (1988), *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography,* Mobley CD (ed). Elsevier: Amsterdam.

Luceño, A., Menéndez, M., Méndez, F.J. (2006), "The effect of temporal dependence on the estimation of the frequency of extreme ocean climate events", *Proceedings of the Royal Society-A,* 462, 1683-1697.

Menéndez, M., Méndez, F.J., Izaguirre, C., Luceño, A., Losada, I.J. (2008), "The influence of seasonality on estimating return values of significant wave height", *Coastal Engineering* doi:10.1016/j.coastaleng.2008.07.004

Menéndez, M., Méndez, F.J., I. J. Losada, y N. E. Graham (2008), "Variability of extreme wave heights in the northeast Pacific Ocean based on buoy measurements", *Geophysical Research Letters,* 35, L22607, doi:10.1029/2008GL035394.

Méndez, F. J., Menéndez, M.,Luceño, A., Losada, I.J. (2006), "Estimation of the long-term variability of extreme significant wave height using a time-dependent POT model", *Journal of Geophysical Research,* Vol. 111, C07024.

_____ (2007), "Analyzing Monthly Extreme Sea Levels with a Time-Dependent GEV Model", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* 24, 894-911.

Morales, J.M., Baringo, L., Conejo, A.J., Minguez, R. (2010), "Probabilistic power flow with correlated loads and wind sources", *IET Generation, Transmission & Distribution,* 4(5), 641-651.

Nakicenovic N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, E. L. La Rivere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.–H.Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, Z. Dadi,(2000). *Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change,* Cambridge UK: Cambridge University Press, 599 pp.

Nicholls, N. (2008), "Recent trends in the seasonal and temporal behaviour of the El Niño-Southern Oscillation", *Geophysical Research Letters,* doi:10.1029/2008GL034499.

Nicholls, Robert J, and Anny Cazenave. (2010). "Sea-level rise and its impact on coastal zones," *Science* (Nueva York) 328(5985): 1517-20. http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20558707

Nicholls, R, F. Hoozemans, y M. Marchand. (1999), "Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses." *Global Environmental Change* 9: S69-S87. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0959378099000199.

Ortiz-Royero, J.C. Mercado-Irizarry, A. (2008), "An intercomparison of SWAN and WAVEWATCH III models with data from NDBC-NOAA buoys at oceanic scales", *Coastal Engineering Journal,* 50, 1, 47-73.

Paulowicz, R., Beardsley, B., y Lentz, S., (2002), "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE", *Computers and Geosciences,* 28, 929-937.

Peltier, W.R., ICE4G (VM2). (2001), Glacial Isostatic Adjustment Corrections, in Sea Level Rise; *History and Consequences,* Douglas, B.C., Kearney, M.S., and S.P. Leatherman (Eds.), Academic Press, International Geophysics Series, 75.2001.

Peltier, W.R., (2000), Earth Physics and Global Glacial Isostasy: From Paleo-Geodesy to Space-Geodesy. *International Association of Geodesy Symposia,* 123. Gravity, Geoid and Geodynamics.

Penland, C., y L. Matrosova, (1998), "Prediction of tropical Atlantic sea aurface temperatures using Linear Inverse Modeling," *Journal of Climate,* March, 483-496 pp.

Prudhomme, C., Jakob, D. and Svensson, C. (2003), "Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments", *Journal of Hydrology,* 277, 1-23.

Rahmstorf, S. y otros (2007), "Recent climate observations compared to projections", *Science,* 316:709.

Rasmusson, E.M. y T.H. Carpenter, (1983), "The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka", *Monthly Weather Review,* AMS Journals, 110, 517-528.

Saha, and co-authors, (2006), "The NCEP Climate Forecast System", *Journal of Climate,* 19, 3483-3517.

Salathé, E.P. (2005), "Downscaling simulations of future global climate with application to hydrologic modeling", *International Journal of Climatology,* 25, 419-436.

Schmidli, J., Frei, C. y Vidale, P.L. (2006), "Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods", *International Journal of Climatology,* 26, 679-689.

Schwartz, M.L. (2005). *Encyclopedia of Coastal Science,* M. Schwartz (Ed.), The Netherlands, Springer.

Shanahan, T. M.; y otros (2009), "Atlantic Forcing of Persistent Drought in West Africa", *Science* 324 (5925): 377–380. doi:10.1126/science.1166352.

Snarey, M., Terrett, N.K., Willet, P. Wilton, D.J. (1997), "Comparison of algorithms for dissimilarity-based compound selection", *Journal of Molecular Graphics and Modelling* 15, 372-385.

Shore protection manual (1984), United States. Army. Corps of Engineers ; Coastal Engineering Research Center (U.S.)

Thompson D. W. J. y J. M Wallace, (1998), "The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields", *Geophysical Research Letters,* 25, No. 9, 1297-1300.

Thompson, D. W. J., y J. M. Wallace, (2000), "Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability", *Journal of Climate,* 13, 1000–1016.

Tolman, H. L., (2003), "Treatment of unresolved islands and ice in wind wave models", *Ocean Modelling,* 5, 219-231.

_____ (2002), "Limiters in third-generation wind wave models", *Global Atmosphere and Ocean. System,* 8, 67-83.

_____ (1999), *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version* 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp. (0.76Mb pdf file).

_____ (1997), *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version* 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp. (0.74MB PDF file).

_____ (1989), 'The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas", *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering,* Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. 89-2, 72 pp.

Tomas, A., F.J. Mendez y I.J. Losada (2008), "A method for spatial calibration of wave hindcast data bases", *Continental Shelf Research,* ELSEVIER, 28, 391-398.

Van Dorn, W.C. (1953), "Wind Stress on an Artificial Pond," *Journal of Marine Research,* Volume 12.

Van Vuuren, D.P., Lucas, P.L., Hilderink, H.B.M., (2006), Downscaling drivers of global environmental change Enabling use of global SRES scenarios at the national and grid levels Netherlands, Environmental Assessment Agency (MNP).

Van Oldenborgh, G.J., Philip, S.Y., Collins, M. (2005), "El Niño in a changing climate: a multi-model study", Ocean *Science,* 1, 81-95.

Vermeer, M y S. Rahmstorf (2009), "Global sea level linked to global temperature", *PNAS,* doi_10.1073_ pnas.0907765106.

Von Storch H, Zwiers FW. (1999). *Statistical Analysis in Climate Research.* Cambridge University Press: Cambridge.

Wallace JM, Thompson DWJ. (2002), "The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere annular mode: real or artifact?", *Journal of Climate* 15: 1987–1991.

Wallace J.M., y D.S. Gutzler, (1981), "Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere Winter", *Monthly Weather Review,* 109, 784-812.

WAMDIG (1988), "The WAM model - A third generation ocean wave prediction model", *Journal of Physical Oceanography,* 18, 1775-1810.

Weisse, R. y von Storch, H. (2010), *Marine climate and climate change. Storms, wind waves and storm surges,* Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 200 pp

Wilby, R.L. y Harris, I. (2006). "A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: low flow scenarios for the River Thames", *UK. Water Resources Research,* 42, W02419, doi:10.1029/2005WR004065.

Wilks DS. (1995). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.* Academic Press: San Diego, CA.

Xue, Y., T. M. Smith, y R. W. Reynolds, (2003), "Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000", *Journal of Climate,* 16, 1601-1612.

Zhang, Keqi, Bruce C. Douglas, y Stephen P. Leatherman. (2004), "Global Warming and Coastal Erosion" *Climatic Change,* 64(1/2): 41-58.

Zorita, E., H. Von Storch (1999), "The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods", *Journal of Climate,* 12: 2474-2489.

Anexo 1

Metodología, resultados y validación de la obtención de las bases de datos de las dinámicas costeras generadas por IHC

A1. 1. Metodologías y técnicas para la elaboración de bases de datos numéricas de alta resolución temporal y espacial del clima marítimo pasado y futuro

Debido a la carencia de información sobre oleaje, no sólo en ALyC, sino de forma general en el hemisferio Sur, se ha desarrollado una metodología para la obtención de series horarias de 61 años de duración de parámetros de oleaje a lo largo del área de estudio con una elevada resolución espacial y temporal. A continuación, se describe el modelo numérico, las características de la base de datos generada, y la validación y calibración de la misma con datos instrumentales de satélite y boyas.

A1.1.1. Descripción del modelo numérico

El modelo numérico utilizado para generar las series de oleaje ha sido el modelo WaveWatch III (Tolman 1997, 1999). Es un modelo de tercera generación desarrollado por la NOAA/NCEP, similar al modelo WAM (WAMDIG 1988, Komen et al 1994). WWIII es el último desarrollo del modelo inicial WW I elaborado por la Universidad de Delft (Tolman 1989), posteriormente refinado por la NASA en el WWII.

La versión WWIII difiere de sus antecesores en muchos e importantes puntos, de especial relevancia, que incluyen aspectos relacionados con: la estructura, método numérico de resolución y parametrizaciones físicas. WWIII resuelve la ecuación de balance de densidad espectral. La hipótesis fundamental asumida en la resolución es que las propiedades del medio (corrientes y batimetría) así como las del campo de oleaje, varían, en el espacio y en el tiempo, en escalas mucho mayores que una longitud de onda.

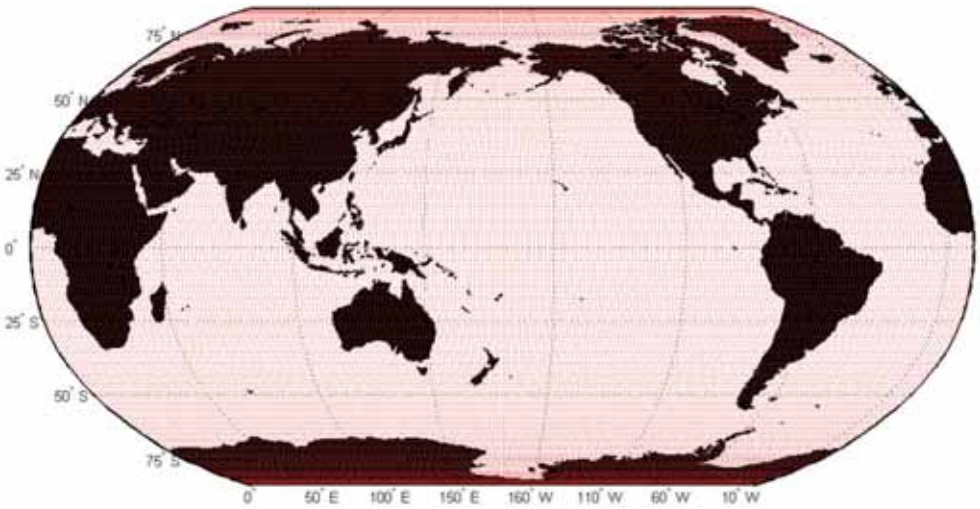
Una limitación del modelo, por tanto, es que no es capaz de simular los efectos de propagación del oleaje en profundidades reducidas tan eficazmente como otros modelos. Por este motivo, los resultados de las simulaciones realizadas con el WWIII se utilizan usualmente como condiciones iniciales de las simulaciones con el modelo de propagación de oleaje SWAN. El modelo SWAN (Simulating Waves Nearshore, Booij et al. 1999) está también basado en la conservación de acción de onda, pero ha demostrado resolver más eficazmente los fenómenos que afectan al oleaje en profundidades reducidas. El modelo de propagación SWAN es de aceptada y generalizada aplicación en la ingeniería de costas en el mundo. La página oficial del modelo es www.swan.tudelft.nl. Una lista completa de las referencias y algunas aplicaciones se puede encontrar en: http://vlm089.citg.tudelft.nl/swan/references/references.htm.

El forzamiento que se utiliza en el modelo de generación de oleaje son vientos a 10 m de altura, de resolución temporal seis horas y espacial según una malla global gaussiana T62, con 192 nodos en longitud y 94 en latitud (1.875º en longitud y 1.9041º en latitud de media), del Reanálisis atmosférico NCEP/NCAR de Estados Unidos. Estos vientos presentan las ventajas de que cubren, completa y homogéneamente, el período 1948-2008 y se actualizan mes a mes.

A1.1.2. Características del reanálisis GOW: configuración y forzamientos

El reanálisis GOW *(Global Ocean Waves)* del IHC se organiza en distintas escalas espaciales. En primer lugar, se ha obtenido el oleaje en una malla global, figura 1.161., que proporciona el oleaje a escala mundial con nodos de resolución espacial igual a 1,5º en longitud y 1º en latitud. En esta malla global, se han anidado nuevas mallas para el estudio de zonas de detalle con mayor grado de definición. Se han planteado tres mallas de detalle, una para la costa pacífica de Sudamérica y otra para la costa Atlántica, ambas de resolución de 0,5ºx0,5º, y una malla de 0,25ºx0,25º para el Caribe, de mayor resolución espacial por las características de las islas y del Mar del Caribe, siguiendo las recomendaciones de experiencias previas en la zona de la NOAA con su modelo operacional (figura 1.161. y figura 1.162.).

FIGURA 1.161
MALLA GLOBAL DEL REANÁLISIS GOW

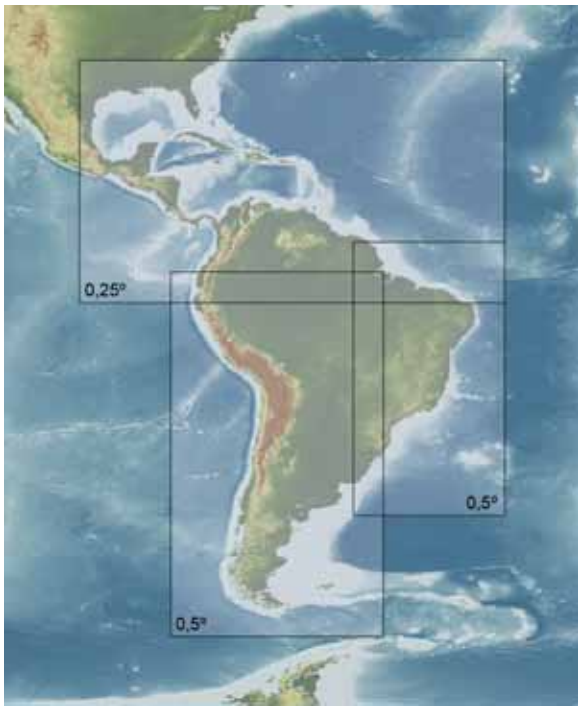


Fuente: Elaboración propia.

El alcance temporal del reanálisis GOW abarca desde 1948 a 2010, con resolución temporal horaria. Aunque en el estudio sólo se han utilizado las series temporales hasta el año 2008, el reanálisis está siendo actualizado periódicamente a medida que los vientos de NCEP son publicados.

Los resultados obtenidos para la costa de ALyC han sido: 1) parámetros estadísticos del oleaje de resolución temporal horaria y espacial igual a la de las mallas de detalle y 2) espectros de energía con resolución temporal de 3 horas y espacial de 1º, aproximadamente.

FIGURA 1.162
MALLAS DE DETALLE DE REANÁLISIS DE OLEAJE EN AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE Y RESOLUCIÓN ESPACIAL DE LAS MISMAS

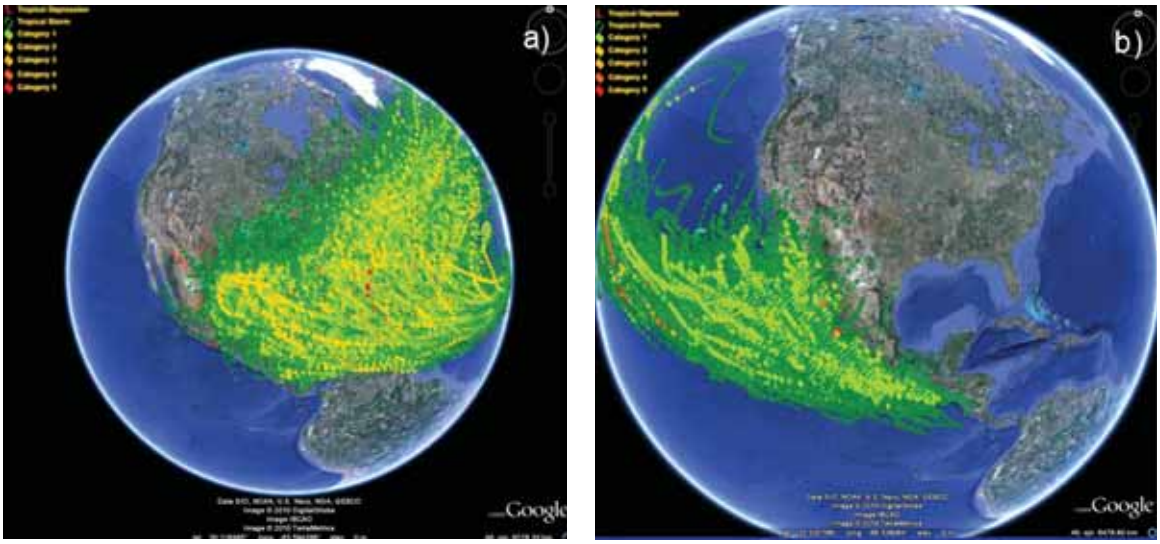


Fuente: Elaboración propia.

Como datos de forzamiento atmosférico se han utilizado los campos de viento a 10 m y el hielo del reanálisis atmosférico NCEP-NCAR, con resolución temporal de 6 horas y espacial media de 1,9º en latitud y 1,875º en longitud. Estos datos tienen una cobertura global y temporal desde 1948 hasta la actualidad.

La correcta determinación del oleaje y su tendencia en esta región del mundo, requiere tener en cuenta el efecto de los ciclones tropicales, que en el Atlántico y en el Pacífico Nordeste son denominados huracanes. Sin embargo, la resolución tanto espacial y temporal de los datos NCEP/NCAR, no permite representar adecuadamente la sobreelevación producida por estos fenómenos meteorológicos, por otro lado, muy frecuentes en esta parte del planeta. En la figura 1.163. se muestran las trayectorias históricas de los huracanes en el Atlántico (1851-2009) y en el Pacífico Nordeste (1949-2009).

FIGURA 1.163
TRAYECTORIAS HISTÓRICAS DE HURACANES EN EL ATLÁNTICO (A) Y EN EL PACÍFICO NORDESTE (B)



Fuente: University of Illinois. Department of Atmospheric Sciences. http://www.atmos.uiuc.edu/index.html.

Por lo tanto, el estudio del oleaje en la zona de estudio se debería llevar a cabo en dos fases:

Fase I: Generación de reanálisis de 61 años (1948-2008) de oleaje para toda la zona de estudio, utilizando los forzamientos NCEP/NCAR (6 h; 2º (aprox.)).

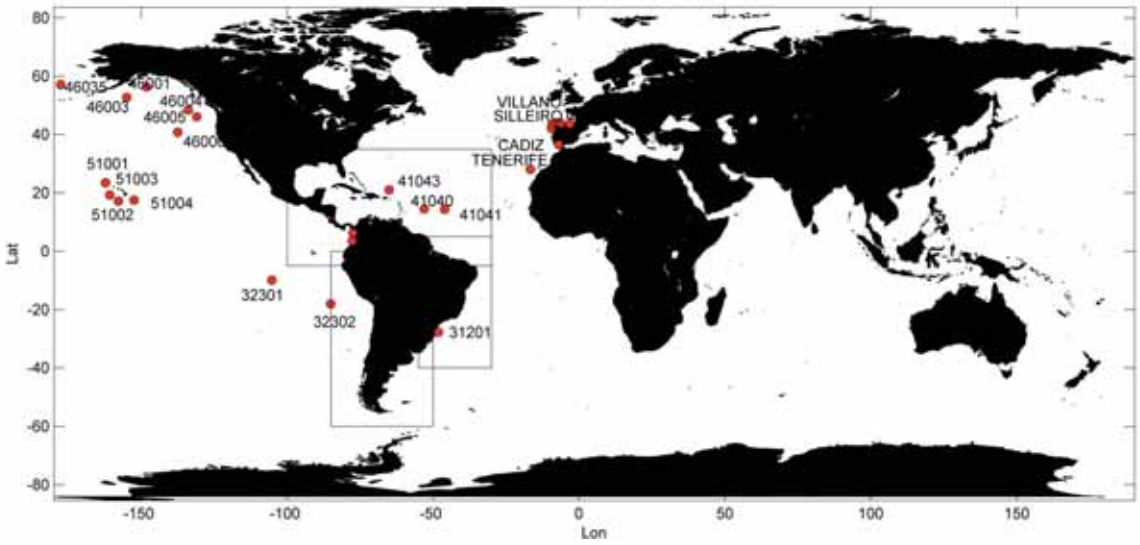
Fase II: Generación del oleaje producido por los huracanes ocurridos en el periodo de tiempo 1948-2008. Para la obtención de los forzamientos durante estos eventos, se ha desarrollado un modelo de generación de huracanes que utiliza como datos de entrada la base de datos HURDAT proporcionada por la NOAA (Estados Unidos). Esta base de datos recoge las trayectorias e intensidades de ciclones tropicales estimados a través de un análisis a *posteriori* de todos los datos disponibles (ver anexo dedicado a los huracanes).

En este estudio se ha realizado la Fase I y un análisis preliminar del efecto de los huracanes en el oleaje y marea meteorológica en las costas del Caribe y Centroamérica a partir de formulaciones empíricas.

A1.1.3. Validación del reanálisis GOW

Los resultados del reanálisis Global han sido validados con datos instrumentales de boyas y de satélite. En cuanto a las boyas, se ha utilizado la red exterior de OPPE en el litoral español y boyas de la NOAA en el resto del mundo, cubriendo regiones con condiciones de oleaje muy diversas. En la figura 1.164. se representan las localizaciones exactas donde se ha validado el reanálisis con registros de boyas a escala global.

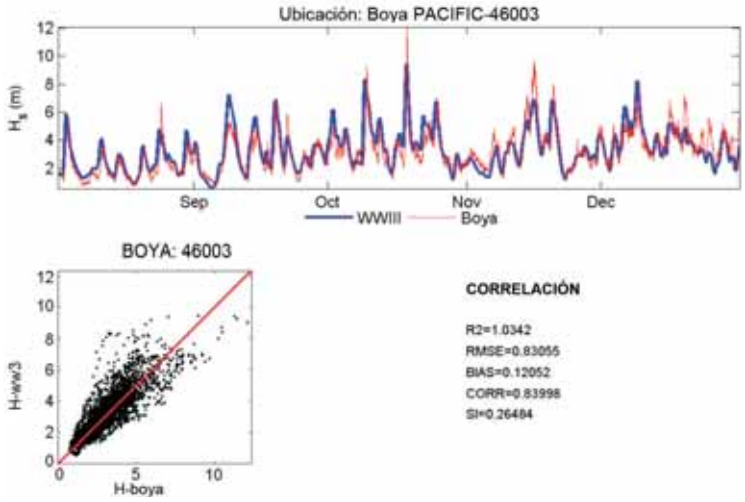
FIGURA 1.164
BOYAS DE OLEAJE UTILIZADAS PARA LA VALIDACIÓN DE LA MALLA GLOBAL DEL REANÁLISIS GOW



Fuente: Elaboración propia.

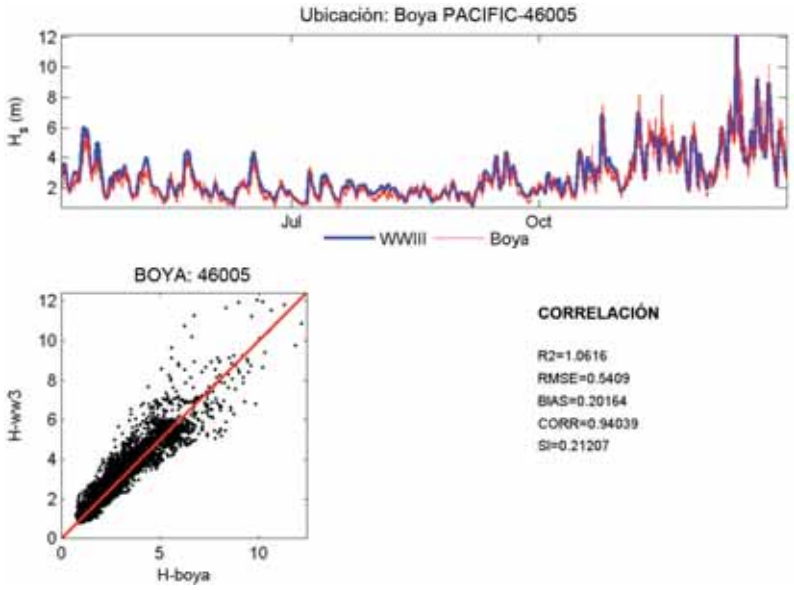
Entre la figura 1.165. y la figura 1.168. se representan varios ejemplos de la validación realizada en algunas de las boyas utilizadas para comprobar los resultados numéricos de la malla global. Las series corresponden al año 2006, mientras que los parámetros de correlación han sido calculados con la totalidad del registro de cada boya.

FIGURA 1.165
VALIDACIÓN EN LA BOYA NOAA 46003. REGIÓN: PACÍFICO NORTE. MALLA GLOBAL



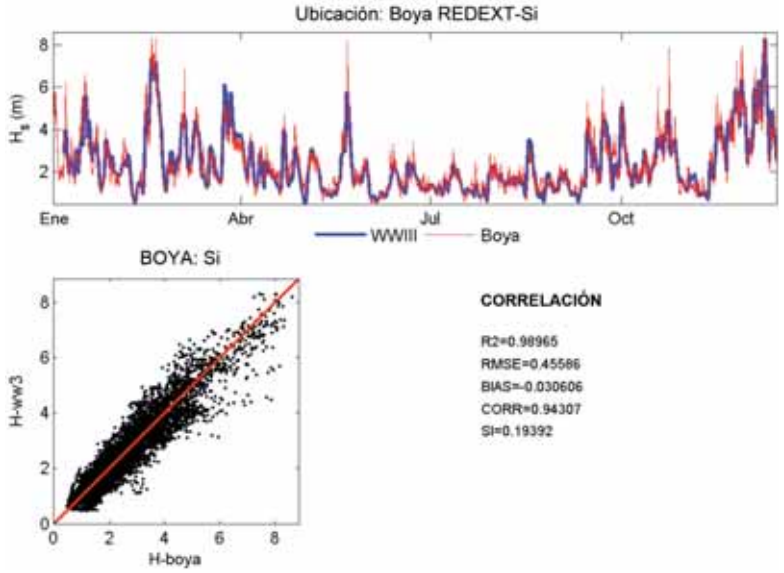
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Error Ortográfico Medio (RMSE), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), *Scatter Index* (SI).

FIGURA 1.166
VALIDACIÓN EN LA BOYA NOAA 46005.
REGIÓN: PACÍFICO NORTE. MALLA GLOBAL



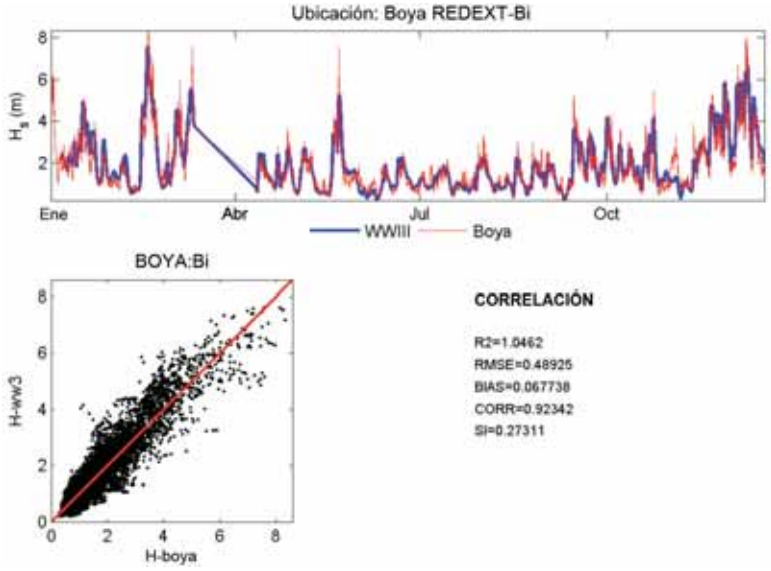
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Error Ortográfico Medio (RMSE), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Scatter Index (SI).

FIGURA 1.167
VALIDACIÓN EN LA BOYA DE SILLEIRO INDEFINIDAS (OPPE).
REGIÓN: ATLÁNTICO NORTE. MALLA GLOBAL



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Error Ortográfico Medio (RMSE), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Scatter Index (SI).

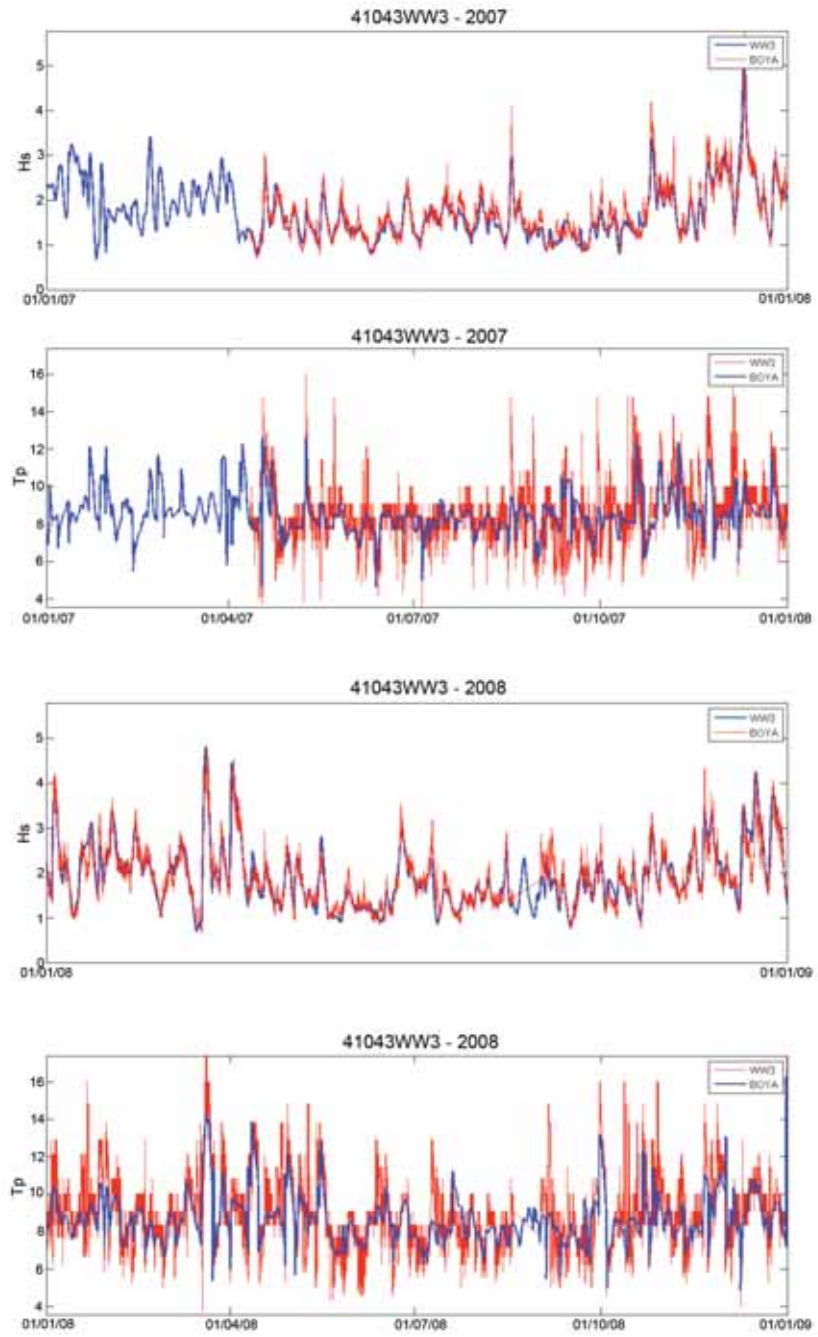
FIGURA 1.168
VALIDACIÓN EN LA BOYA DE BILBAO INDEFINIDAS (OPPE). REGIÓN: ATLÁNTICO NORTE. MALLA GLOBAL



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Error Ortográfico Medio (RMSE), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Scatter Index (SI).

Para ver la validación en alturas y periodo de pico en el Caribe, se muestran a continuación las series temporales durante los años 2007 y 2008 de la boya 41043 de la NOAA, al Norte de la isla de Puerto Rico (véase figura 1.169).

FIGURA 1.169
SERIES TEMPORALES DE ALTURA DE OLA Y PERIODO DE PICO EN LA BOYA 41043 DE LA NOAA, AL NORTE DE LA ISLA DE PUERTO RICO

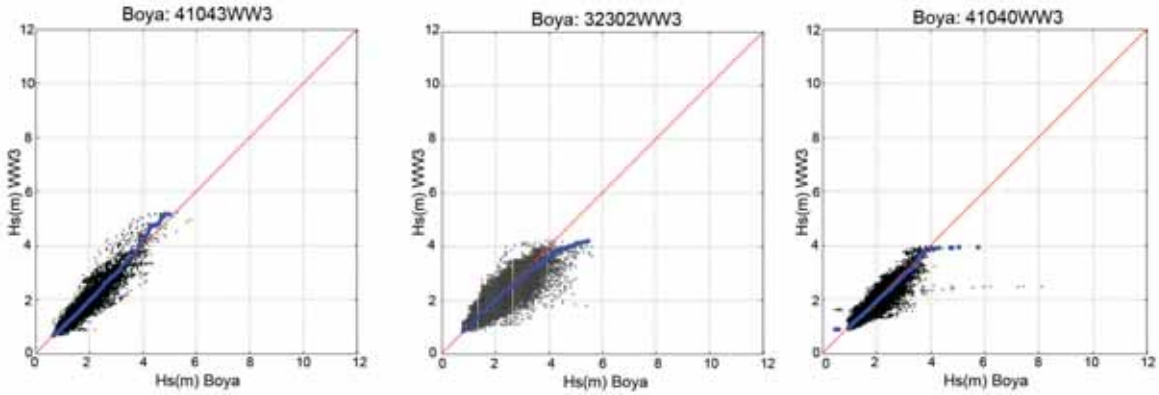


Fuente: Elaboración propia.

Con el fin de ver el distinto comportamiento en unas zonas y otras, y en especial en los extremos, obsérvese la figura 1.170., donde se comparan los cuantiles de las boyas 41043, 32302 y 41040. En la boya 41040 se aprecia la presencia de un huracán registrado por la boya y que no ha sido modelado en el reanálisis ya que los vientos globales NCEP no incluyen correctamente los vientos provocados

por ciclones o huracanes. Por esta razón, se ha planteado la necesidad del modelado de los vientos de huracanes, a partir de datos históricos y un modelo analítico, con el fin de modelar el oleaje en la zona tropical en los periodos de tiempo en que tuvieron lugar estas tormentas.

FIGURA 1.170
GRÁFICOS DE DISPERSIÓN Y CUANTILES PARA LAS BOYAS 41043, 32302 Y 41040

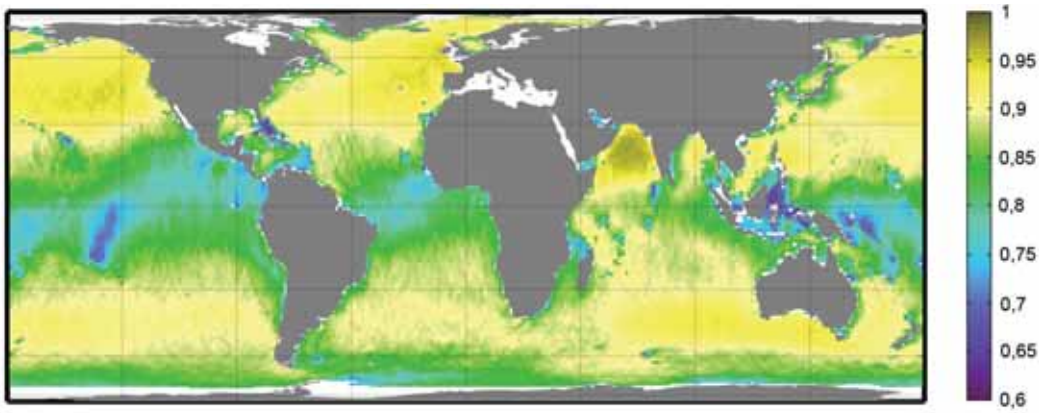


Fuente: Elaboración propia.
Nota: Obsérvese la presencia de un huracán en el registro de la boya 41040 (derecha).

Además, como queda patente en la boya 32302, los resultados numéricos del modelo comparados con los registros instrumentales presentan cierta dispersión, en especial la diferencia es mayor en los cuantiles extremos. Por esta razón, es necesario realizar una calibración espacial de los resultados numéricos para disminuir la dispersión y mejorar la concordancia de los resultados numéricos con los registros instrumentales en todo el dominio de estudio.

Los resultados del reanálisis GOW también han sido contrastados con medidas hechas desde satélite. Desde 1992 a 2008, se han calculado el coeficiente de correlación (figura 1.171.), el error cuadrático medio, el índice de dispersión (Scatter Index) y el sesgo (Bias) de los datos de altura de ola significante.

FIGURA 1.171
ERROR MEDIO CUADRÁTICO ENTRE EL REANÁLISIS GOW Y DATOS DE SATÉLITE. PERIODO: MARZO A MAYO 2000



Fuente: Elaboración propia.

A1.1.4. Calibración del reanálisis GOW

En vista de la necesidad de corregir los datos numéricos de oleaje en ciertas localizaciones para que se asemejen a los registros instrumentales, se requiere plantear un modelo de calibración del oleaje. El modelo paramétrico propuesto tiene en cuenta la dirección del oleaje y responde a la ecuación (Minguez et al. 2010):

$$H_c = \alpha(\theta) \cdot H_{sc}^{b(\theta)} \qquad \text{(A1.1)}$$

Siendo H_{sc} la altura de ola sin calibrar y H_c la altura calibrada.

Las características del modelo de calibración planteado son las siguientes.

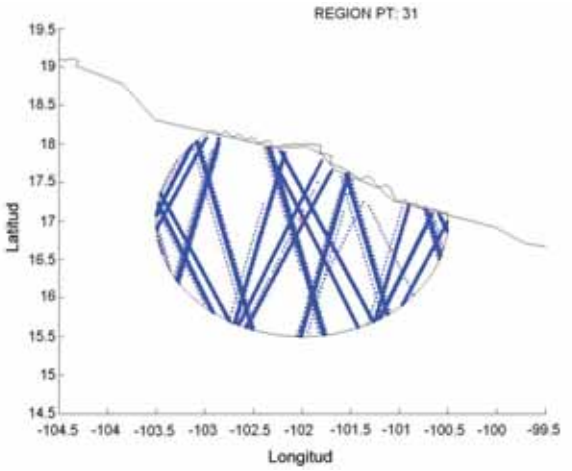
Se utilizan los datos de satélite adquiridos por el IH-Cantabria para el proyecto (explicados en el apartado 2 sobre las fuentes de información) –figura 1.172.–. En cada punto, se selecciona los datos de alrededor a una distancia de 1,5º, y en dirección perpendicular a la costa, de forma que en el caso de las islas no se seleccionan datos que se encuentran al resguardo de las mismas, puesto que el oleaje es distinto, en altura y dirección, a un lado y al otro de las mismas (véase figura 1.173.).

La base de datos de satélite ha sido comprada a la empresa AQUATICA, la cual ha realizado el exhaustivo control de calidad de la base de datos necesario para su uso. Dichas bases de datos provienen de la red AVISO: http://www.aviso.oceanobs.com/.

FIGURA 1.172
DATOS DE SATÉLITE ADQUIRIDOS PARA EL ESTUDIO

Fuente: Elaboración propia.

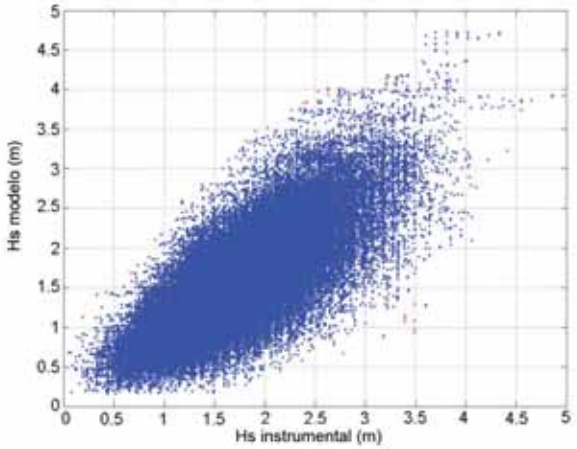
FIGURA 1.173
SELECCIÓN DE DATOS DE SATÉLITE EN TORNO A UN PUNTO DE LA COSTA PACÍFICA DE MÉXICO, UTILIZANDO UN CRITERIO DE BÚSQUEDA DESDE TIERRA



Fuente: Elaboración propia.

Con el fin de evitar los datos fuera de rango *(outliers)* que provocan los huracanes y que distorsionan la calibración en la zona tropical, se ha planteado un criterio de eliminación de estos puntos basado en un análisis de residuos normalizados. En la figura 1.174. se representa un gráfico de dispersión al Norte de Colombia donde los puntos azules representan los datos admitidos en la calibración mientras que en rojo se han descartado los *outliers.*

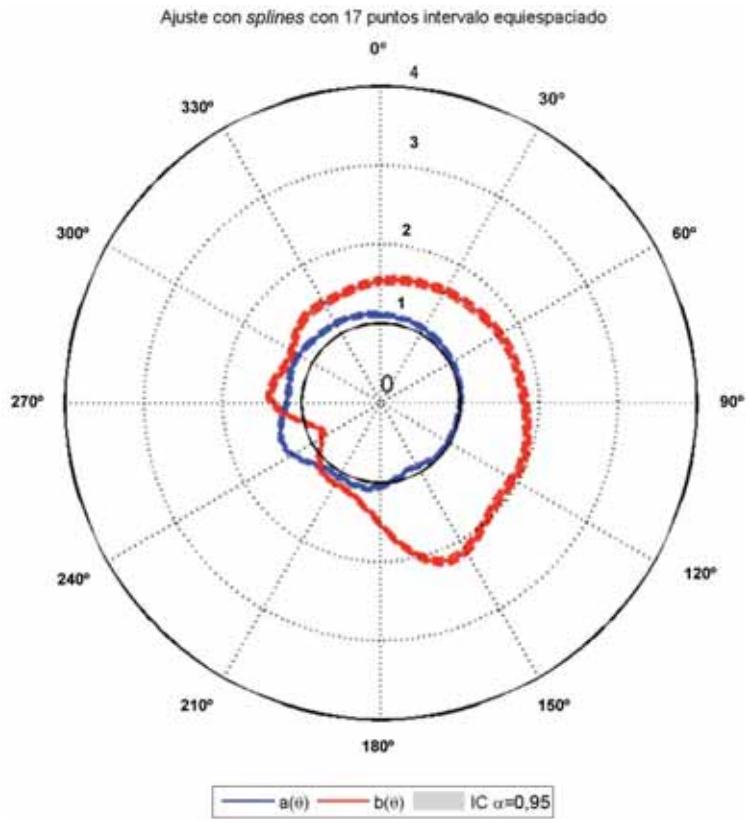
FIGURA 1.174
IDENTIFICACIÓN DE *OUTLIERS* EN LA CALIBRACIÓN DEL OLEAJE
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.
Nota: En el eje horizontal se representa los valores de la altura de ola significante de los registros instrumentales y en el eje vertical el resultado del modelo numérico. En rojo se identifican los outliers identificados.

Los parámetros del modelo (*a* y *b* en ec. (1.4)) se ajustan a *splines* que tienen en cuenta la dirección de procedencia del oleaje, de forma que la transformación de las alturas de ola varía de unas direcciones a otras. Este efecto direccional queda reflejado en las rosas de calibración de cada punto como se aprecia en el ejemplo de la figura 1.175.

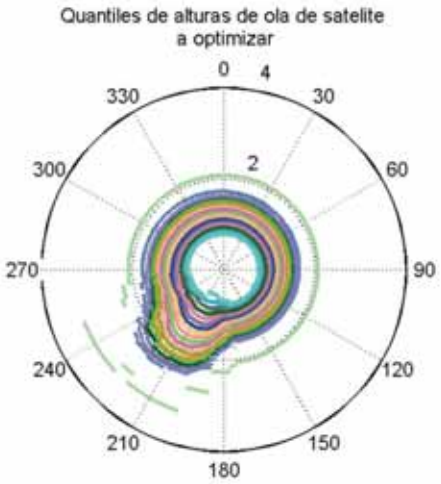
FIGURA 1.175
ROSA DE CALIBRACIÓN EN FUNCIÓN DE LA DIRECCIÓN DEL OLEAJE CON INTERVALO DE CONFIANZA DEL 95%



Fuente: Elaboración propia.

El ajuste de los parámetros del modelo se hace calibrando los cuantiles de la población de los datos, en lugar de los datos instantáneos, con el resultado de que los extremos, menos frecuentes y por tanto representados en menor número en los registros, pero más energéticos, quedan ponderados en el método de calibración (figura 1.176.).

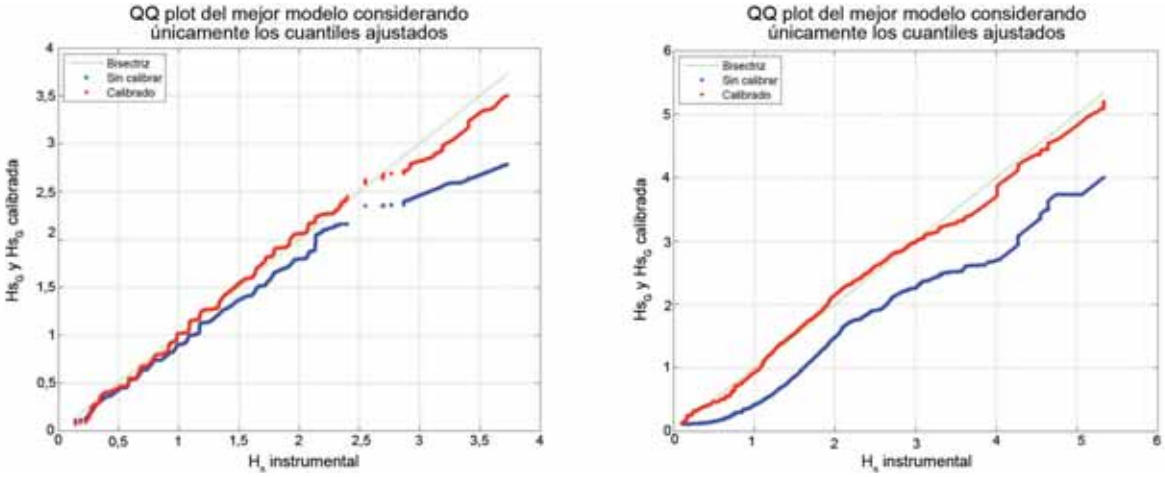
FIGURA 1.176
GRÁFICOS DE CUANTILES DEL REANÁLISIS DE OLEAJE (IZQUIERDA) Y DE LOS DATOS DE SATÉLITE (DERECHA)



Fuente: Elaboración propia.

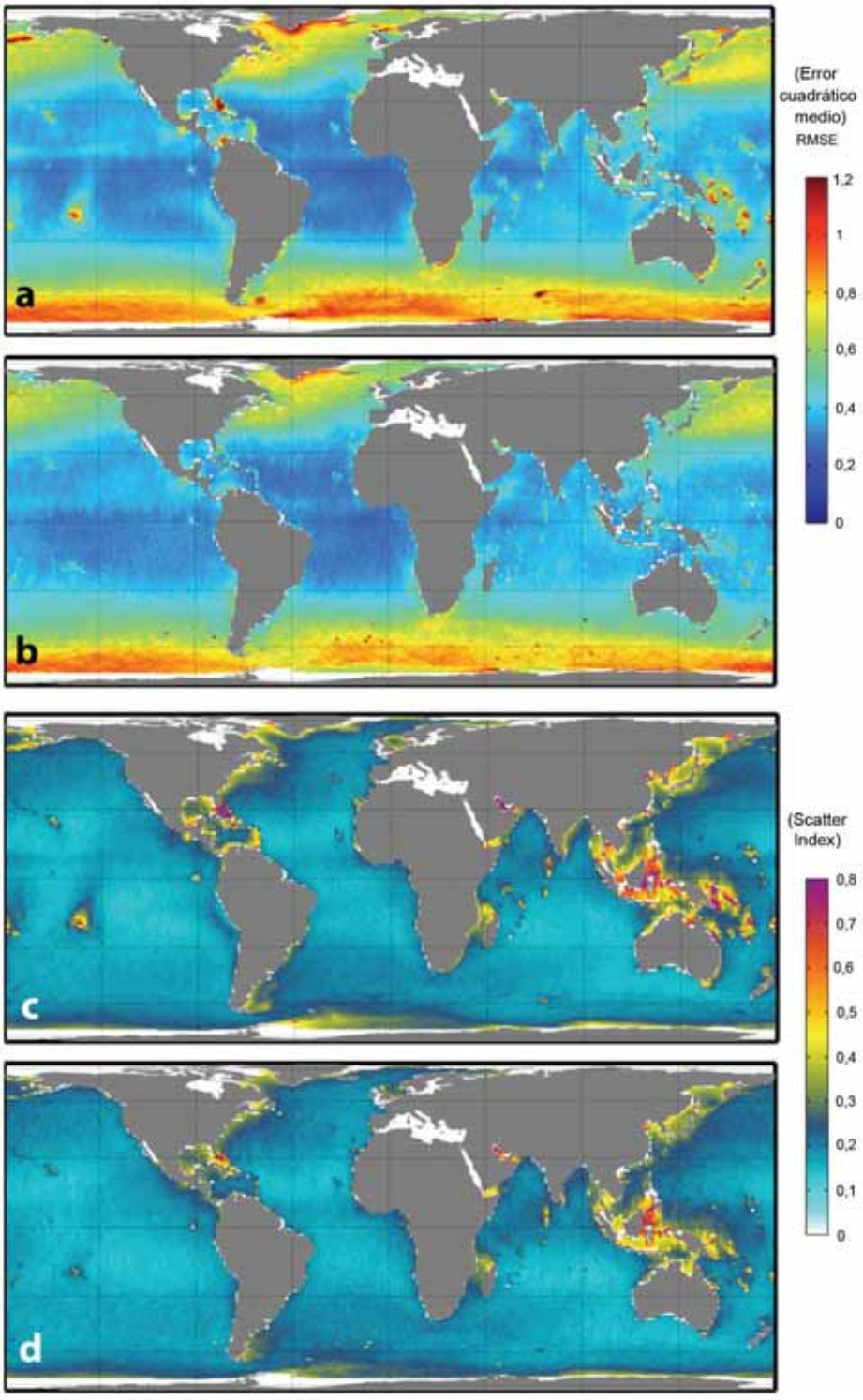
Una vez obtenidos los parámetros del modelo, se aplica a las series horarias de oleaje, la transformación dada por la ecuación de calibración. El efecto de la calibración se puede observar en la figura 1.177. y figura 1.178.

FIGURA 1.177
EJEMPLOS DE TRANSFORMACIÓN DE LA CALIBRACIÓN EN LOS CUANTILES DE ALTURA DE OLA



Fuente: Elaboración propia.
Nota: En la izquierda la calibración afecta en mayor grado a los extremos, mientras que en la derecha el efecto se aprecia tanto en las alturas pequeñas como en las mayores.

FIGURA 1.178
EFECTO ESPACIAL DE LA CALIBRACIÓN. VALORES DE LOS ÍNDICES RMSE (ERROR CUADRÁTICO MEDIO) (A Y B) Y SCATTER INDEX (C Y D) EN EL OLEAJE GLOBAL, ANTES (A Y C) Y DESPUÉS DE LAS CORRECCIONES (B Y D)



Fuente: Elaboración propia.

Es necesario destacar que la calibración del oleaje sólo se realiza en alturas de ola ya que la única información homogénea en ALyC de que se dispone es la altura significante, por medio de los satélites. Ni el periodo ni la dirección se pueden calibrar por la inexistencia de datos, y mucho menos la forma espectral. Respecto a posibles errores en la dirección, parte del error observado en la altura de ola significante podría venir provocado por un error en la dirección, pero ya que el desfase entre las series de las boyas y el reanálisis no es significativo, la variable altura de ola en un punto es un indicador indirecto de la dirección de propagación, y por tanto, la dirección se puede considerar correcta. Más aún, en la validación con boyas se observa una adecuada correlación con las direcciones registradas en las mismas.

A1.2. Metodologías y técnicas para la elaboración de bases de datos numéricas de alta resolución temporal y espacial de marea meteorológica

Se denomina marea meteorológica *(storm surge)* a la sobreelevación del nivel del mar debido a la tensión tangencial que ejerce el viento sobre una masa de agua y a los gradientes de presión atmosférica. Esta sobreelevación es uno de los componentes para determinar el nivel del mar total y su importancia relativa, respecto a la marea astronómica y otros factores, depende de la zona geográfica analizada. Por lo tanto, para calcular el riesgo de inundación de la costa en ALyC, es necesario analizar el valor de la marea meteorológica ya que es uno de los componentes de la variable cota de inundación (CI) y nivel del mar total (NM).

En este estudio se ha desarrollado una metodología para la obtención de series horarias de 61 años de duración (1948-2008) de marea meteorológica para toda el área de estudio. A continuación, se describe el modelo numérico y los datos utilizados así como las características de la base de datos generada y la validación de la misma.

A1.2.1. Descripción del modelo numérico

El modelo utilizado para el cálculo de la marea meteorológica ha sido el modelo tridimensional de circulación ROMS *(Regional Ocean Modeling System)* desarrollado por el Ocean Modeling Group de Rutgers. Debido a que el modelo incluye algoritmos físicos y numéricos altamente eficientes y precisos, en la actualidad está siendo ampliamente utilizado por la comunidad científica, siendo su aplicabilidad de diversa índole (Haidvogel et al., 2000; Marchesiello et al., 2003; Peliz et al., 2003; Di Lorenzo, 2003; Dinniman et al., 2003; Budgell, 2005; Warner et al., 2005a, b; Wilkin et al., 2005).

El modelo ROMS resuelve de forma numérica las ecuaciones conocidas como ecuaciones primitivas, en las que asume que la presión sigue una ley hidrostática. Las ecuaciones primitivas engloban la ecuación de conservación de cantidad de movimiento, la de conservación de la masa, la de transporte de distintas sustancias como la temperatura y la salinidad, y la ecuación de estado para el cómputo de la densidad del agua. En este estudio, dado el carácter barotrópico del fenómeno a resolver, se ha utilizado la versión 2D del modelo.

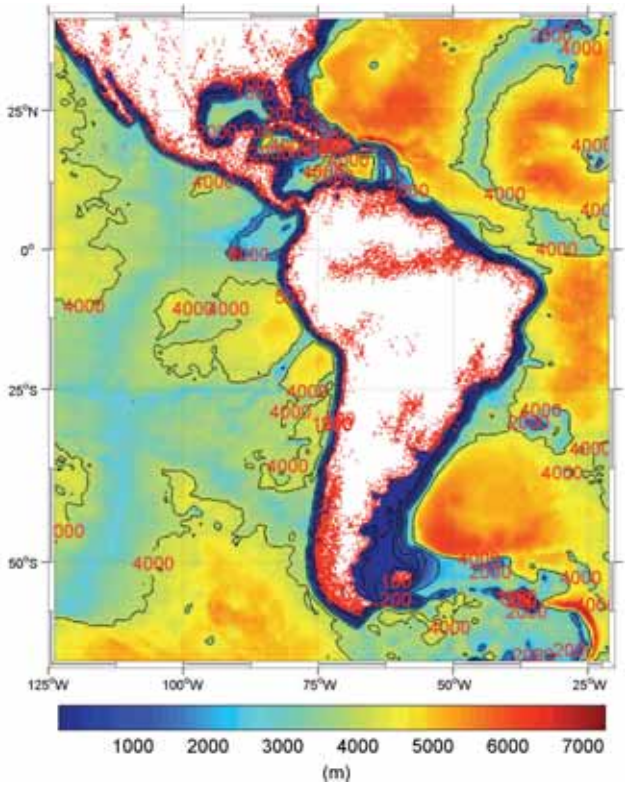
A1.2.2. Datos y metodología

Batimetría

La batimetría utilizada proviene de la base de datos de 2 minutos de resolución, ETOPO2. Esta base de datos contiene la batimetría de los océanos a escala global, proveniente de datos de altimetría (satélite) (véase capítulo 3).

Utilizando esta batimetría se ha realizado una malla que cubre todo el dominio de cálculo con resolución de 1/4º. En la figura 1.179. se puede ver la configuración de la batimetría una vez interpolada a la malla del dominio de cálculo.

FIGURA 1.179
BATIMETRÍA UTILIZADA EN LA GENERACIÓN DE REANÁLISIS DE MAREA METEOROLÓGICA EN LA ZONA DE ESTUDIO. MALLA 1 (RESOLUCIÓN: 1/4º)



Fuente: Elaboración propia.

Forzamientos atmosféricos

Los forzamientos que se utilizan en el modelo de circulación son vientos a 10 m de altura y presión a nivel del mar (SLP) con resolución temporal de seis horas y espacial de 1.9041º en latitud y 1.875º en longitud, provenientes del Centro NCEP/NCAR de Estados Unidos. Estos datos cubren, completa y homogéneamente, el período 1948-2008 y se actualizan mes a mes.

La correcta determinación del nivel del mar y su tendencia en esta zona, requiere tener en cuenta el efecto de los ciclones tropicales, que en el Atlántico y en el Pacífico Nordeste son denominados huracanes. Sin embargo, la resolución tanto espacial y temporal de los datos NCEP/NCAR, no permite representar adecuadamente la sobreelevación producida por estos fenómenos meteorológicos, por otro lado, muy frecuentes en esta parte del planeta. En la figura 1.163 se mostraron las trayectorias históricas de los huracanes en el Atlántico (1851-2009) y en el Pacífico Nordeste (1949-2009).

Por lo tanto, el estudio de la marea meteorológica en la zona de estudio se debería llevar a cabo en dos fases:

Fase I: Generación de reanálisis de 61 años (1948-2008) de marea meteorológica para toda la zona de estudio con 1/4º de resolución (malla 1, véase figura 4.26.), utilizando los forzamientos NCEP/NCAR (6 h; 2º (aprox.)).

Fase II: Generación de la sobreelevación del nivel del mar producida por los huracanes ocurridos en el periodo de tiempo 1948-2008. Para la obtención de los forzamientos durante estos

eventos, se ha desarrollado un modelo de generación de huracanes que utiliza como datos de entrada la base de datos HURDAT proporcionada por la NOAA (Estados Unidos). Esta base de datos recoge las trayectorias e intensidades de ciclones tropicales estimados a través de un análisis a *posteriori* de todos los datos disponibles (ver anexo dedicado a los huracanes).

Como en el caso del oleaje, en este estudio se ha llevado a cabo la Fase I y una versión simplificada de un estudio en detalle de los huracanes, basado en formulaciones empíricas.

Arranque del modelo y condiciones de contorno

El inicio de la simulación numérica se realiza en enero de 1948 y dado que es el primer mes para el que existen forzamientos NCEP/NCAR, el arranque del modelo debe realizarse "en frío". Es decir, no se cuenta con condiciones iniciales de superficie libre ni de velocidad de la corriente. Por ese motivo hay un periodo, denominado "de calentamiento" del modelo en el que los resultados no son válidos. Para esta configuración se ha obtenido que este periodo tiene una duración de unos 15 días. El resto de los meses utilizan como condición inicial los valores de las variables obtenidos en el último instante del mes simulado anteriormente. Por lo tanto, en la serie de 61 años solamente los primeros 15 días de enero de 1948 son desechables.

En cuanto a las condiciones de contorno, se ha utilizado la condición de barómetro inverso utilizando los valores de presión de NCEP/NCAR.

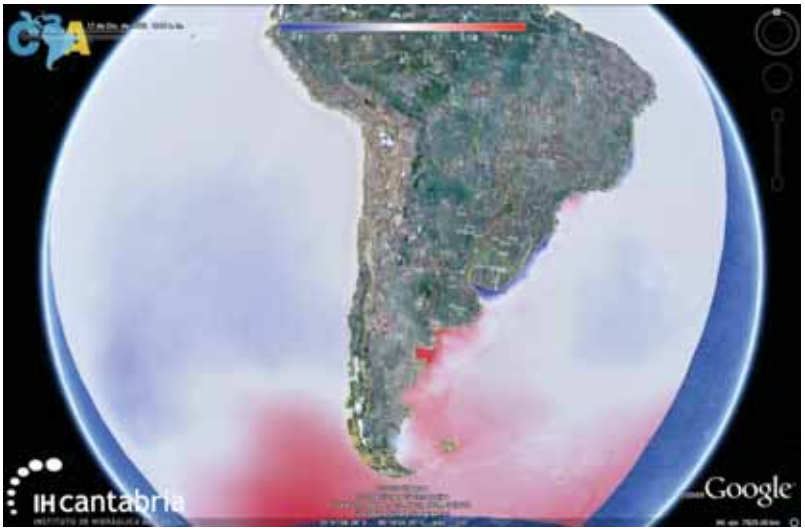
A1.2.3. Características del reanálisis GOS (Global Ocean Surge) en ALyC

La base de datos obtenida, a partir de ahora denominada reanálisis GOS *(Global Ocean Surge)* del IHC, abarca desde 1948 a 2008, con resolución temporal horaria. Los resultados obtenidos son la elevación del nivel del mar por marea meteorológica para la costa de ALyC (dominio representado en la figura 1.180.) y resolución espacial igual a 1/4º. En la figura 1.180. y figura 1.181. se presentan dos ejemplos de resultados de superficie libre en diferentes zonas para una fecha determinada.

FIGURA 1.180
RESULTADOS DEL REANÁLISIS GOS DE ELEVACIÓN DE LA SUPERFICIE LIBRE DEBIDA A MAREA METEOROLÓGICA PARA LA FECHA 17/12/1992. ZONA GOLFO DE MÉXICO Y CARIBE

Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.181
RESULTADOS DEL REANÁLISIS GOS DE ELEVACIÓN DE LA SUPERFICIE LIBRE DEBIDA A MAREA METEOROLÓGICA PARA LA FECHA 17/12/1992. ZONA AMÉRICA DEL SUR



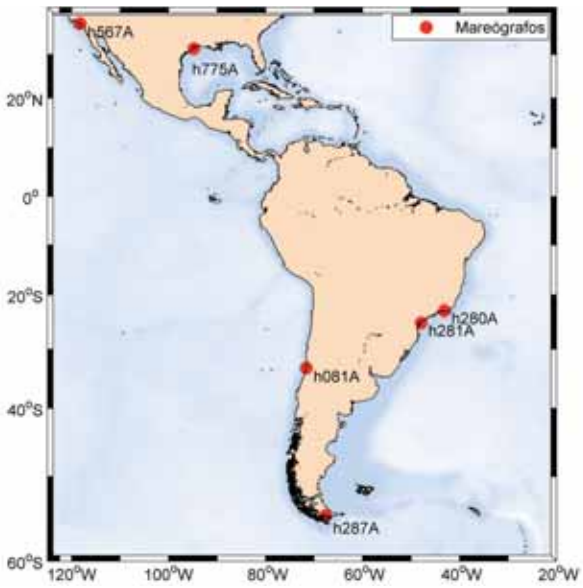
Fuente: Elaboración propia.

A1.2.4. Validación del reanálisis GOS en ALyC

Los resultados del reanálisis GOS han sido validados con los datos instrumentales de mareógrafos obtenidos del Centro de Nivel del Mar de la Universidad de Hawaii (UHSLC), descritos en el Capítulo 3. A continuación se muestra, a modo de ejemplo, la validación realizada en diferentes puntos de la costa, tanto en el Atlántico como en el Pacífico, para comprobar los resultados del reanálisis.

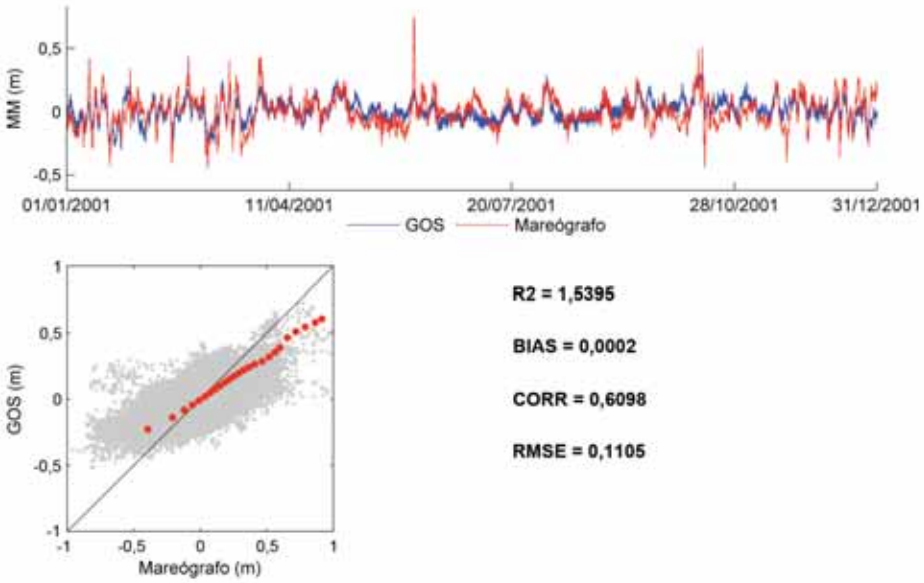
En la figura 1.182. se muestra la localización y el nombre de los mareógrafos utilizados para validar dichos puntos. Desde la figura 1.183. a la figura 1.188. se representa la comparación durante un año, de la serie de marea meteorológica registrada por el mareógrafo y la obtenida del reanálisis. En las gráficas superiores se muestra en rojo, la serie medida, y en azul la serie numérica. En las gráficas inferiores se muestran los diagramas de dispersión o *scatter plots* de los datos del mareógrafo frente al modelo y la comparación cuantil-cuantil. Además se indican el coeficiente de correlación respecto a la bisectriz (R2), el sesgo (BIAS), el coeficiente de correlación (CORR) y el error cuadrático medio (RMSE). Los parámetros de correlación han sido calculados con la totalidad del registro de cada mareógrafo. Se puede observar una buena relación entre la serie registrada por el mareógrafo y la serie numérica, variando el RMSE entre 5 y 10 cm. El sesgo se mantiene cercano a 0 y la correlación varía entre las posiciones analizadas. En los puntos situados en el Norte de México el reanálisis refleja resultados menores que aquellos registrados por los mareógrafos. Esto es debido a la presencia de máximos relacionados con tormentas tropicales y huracanes que no quedan recogidos adecuadamente en los forzamientos de viento NCEP. En los mareógrafos de Sudamérica se ha detectado una correlación mayor, asociada a una mejor calidad de los campos de presión y viento del reanálisis atmosférico NCEP/NCAR.

FIGURA 1.182
LOCALIZACIÓN Y NOMBRE DE LOS MAREÓGRAFOS



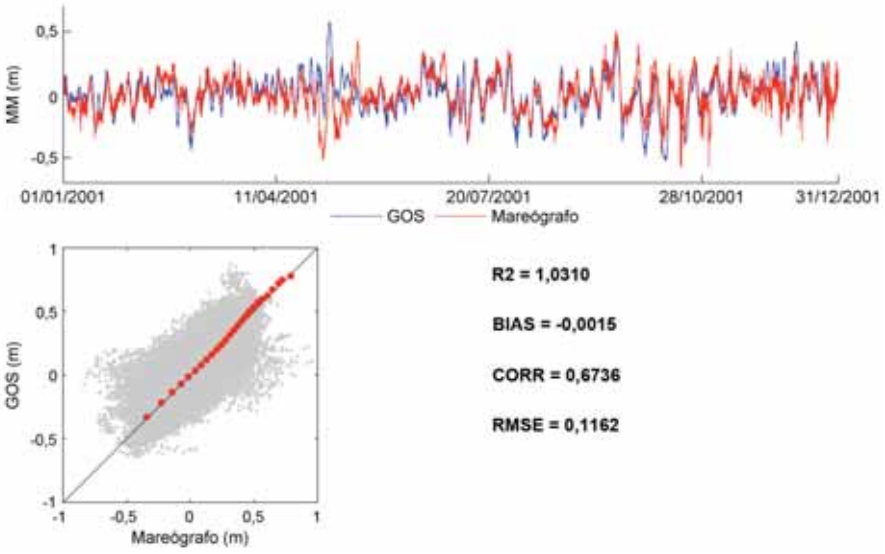
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.183
COMPARACIÓN DE LA SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA DEL REANÁLISIS GOS CON EL MAREÓGRAFO H775A LOCALIZADO EN EL GOLFO DE MÉXICO



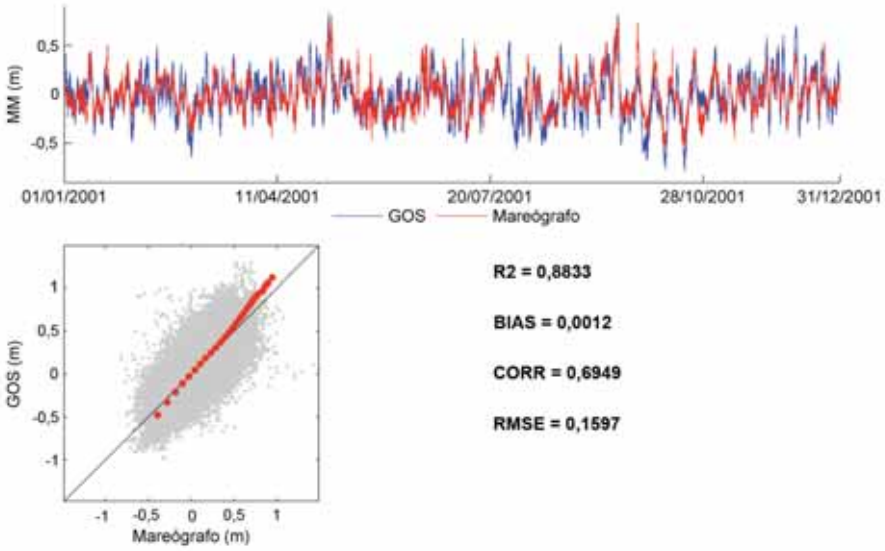
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Error Ortográfico Medio (RMSE).

FIGURA 1.184
COMPARACIÓN DE LA SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA DEL REANÁLISIS GOS CON EL MAREÓGRAFO H280A LOCALIZADO EN LA COSTA DEL ATLÁNTICO



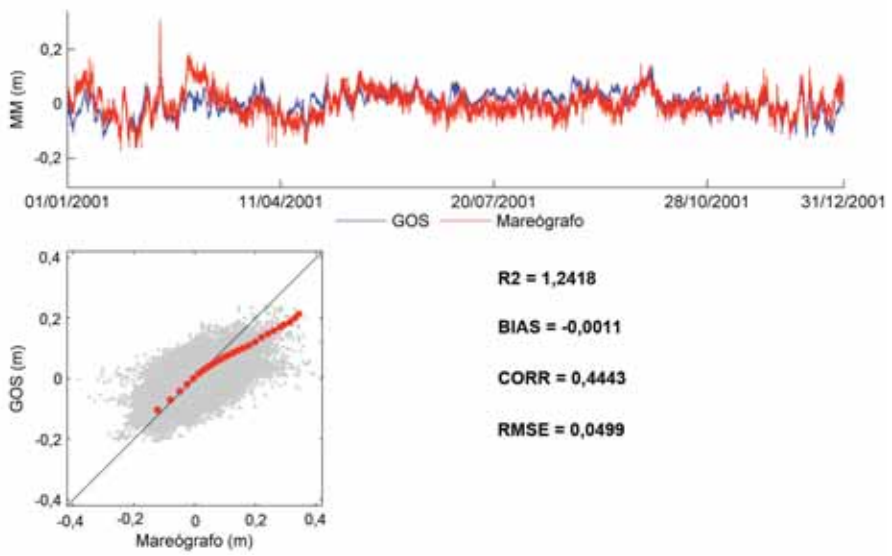
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Error Ortográfico Medio (RMSE).

FIGURA 1.185
COMPARACIÓN DE LA SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA DEL REANÁLISIS GOS CON EL MAREÓGRAFO H281A LOCALIZADO EN LA COSTA DEL ATLÁNTICO



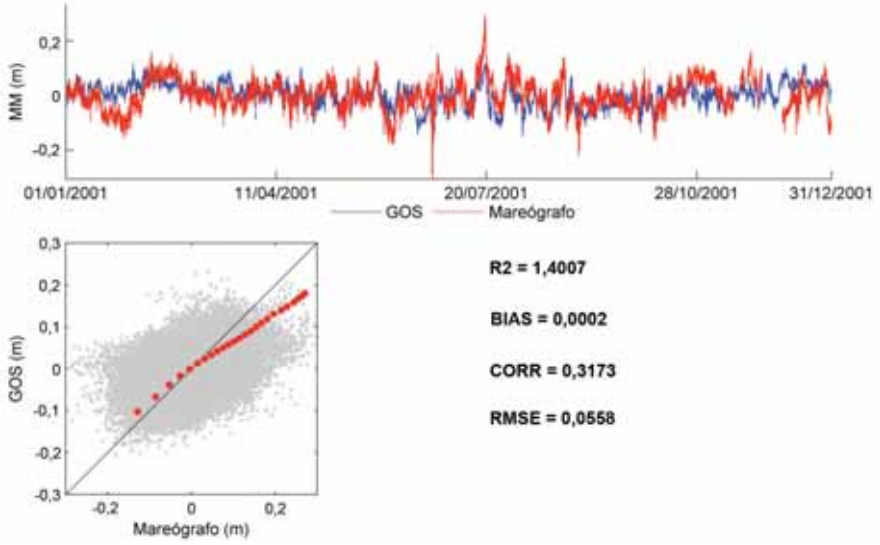
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Error Ortográfico Medio (RMSE).

FIGURA 1.186
COMPARACIÓN DE LA SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA DEL REANÁLISIS GOS CON EL MAREÓGRAFO H567A LOCALIZADO EN LA COSTA DEL PACÍFICO



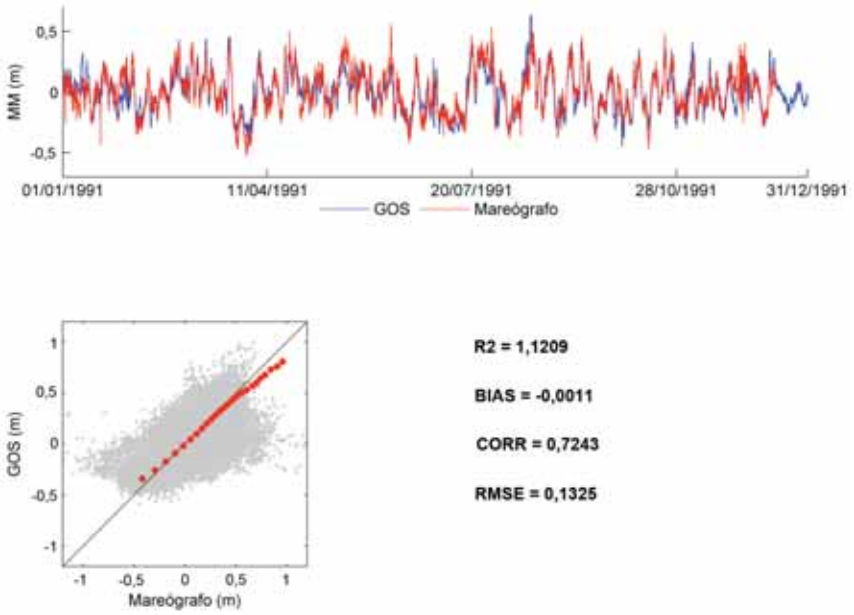
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Error Ortográfico Medio (RMSE).

FIGURA 1.187
COMPARACIÓN DE LA SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA DEL REANÁLISIS GOS CON EL MAREÓGRAFO H081A LOCALIZADO EN LA COSTA DEL PACÍFICO



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Error Ortográfico Medio (RMSE).

FIGURA 1.188
COMPARACIÓN DE LA SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA DEL REANÁLISIS GOS CON EL MAREÓGRAFO H287A LOCALIZADO EL SUR DE CHILE



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Bisectriz (R2), Sesgo (BIAS), Coeficiente de Correlación (CORR), Error Ortográfico Medio (RMSE).

A1.3. Metodologías y técnicas para la generación de series horarias de marea astronómica

A1.3.1. Descripción de la base de datos

Como se ha comentado en el apartado 2 de este documento, la base de datos de marea astronómica GOT *(Global Ocean Tides)* del IHC se ha obtenido utilizando datos procedentes del modelo global de mareas TPXO, desarrollado por la Universidad de Oregon (Egbert et al., 1994; Egbert y Erofeeva, 2002). El TPXO es un modelo inverso de mareas que asimila la información del nivel del mar derivada de las observaciones del sensor TOPEX/Poseidon. Dicho modelo representa un ajuste óptimo (en términos de mínimos cuadrados) de la ecuación de marea de Laplace a los datos de satélite resultantes de la misión TOPEX/Poseidon. Actualmente, el modelo TPXO es uno de los modelos globales de marea más precisos.

La base de datos TPXO, resultante del modelo, proporciona cuatro componentes armónicas semidiurnas (M2, S2, N2, K2), cuatro componentes diurnas (K1, O1, P1, Q1) y dos de largo periodo (Mf y Mm). Los datos se proporcionan en una malla con cobertura global de 1440 x 721 puntos con 0,25º de resolución espacial, tanto en latitud como en longitud. La base de datos TPXO, así como una descripción más detallada del modelo numérico, se pueden encontrar en la siguiente dirección web: http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html.

A1.3.2. Aplicación de la base de datos TPXO en el reanálisis GOT

La base de datos descrita previamente, ha sido utilizada para calcular la marea astronómica en la costa de ALyC. Concretamente, se ha calculado la marea astronómica en los puntos a lo largo de la costa que se muestran en la figura 1.189.

FIGURA 1.189
LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS A LO LARGO DE LA COSTA DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE EN LOS QUE SE HA CALCULADO LA MAREA ASTRONÓMICA

Fuente: Elaboración propia.

Para cada punto de la costa de ALyC (ver figura 1.189.) se han extraído las componentes armónicas de la base de datos TPXO. Con estas componentes armónicas, se ha calculado para cada punto, la marea astronómica en el período 1948-2100, con resolución temporal horaria. Con objeto de obtener la variación de la modulación nodal de la marea astronómica, la predicción se ha realizado año a año.

Para calcular la marea astronómica, se han utilizado las herramientas de procesado de datos desarrolladas por la institución francesa *Institut de Recherche pour le Developpement* (http://roms.mpl.ird.fr/) y el modelo de análisis armónico t_tide (Paulowicz et al., 2002), ampliamente utilizado entre la comunidad científica.

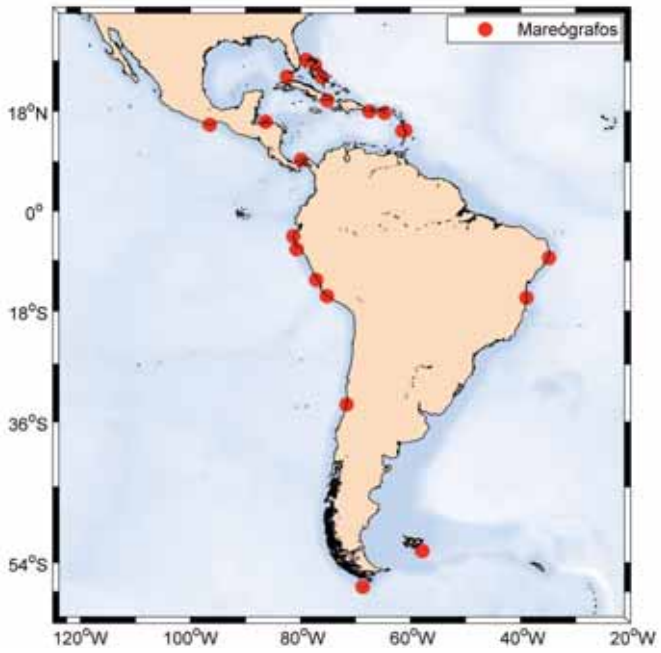
Los resultados obtenidos para la costa de ALyC han sido: 1) serie horaria de marea astronómica en el periodo 1984-2100 y 2) caracterización de la marea astronómica, mediante el análisis de parámetros como la amplitud máxima de la marea, la caracterización estadística del rango de marea y la variación de los máximos anuales.

A1.3.3. Validación del reanálisis GOT en ALyC

Los resultados del reanálisis de marea astronómica GOT han sido validados con datos instrumentales de mareógrafos procedentes del Centro de Nivel del Mar de la Universidad de Hawaii (UHSLC) (http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhslc/rqds.html). Las series de datos utilizadas presentan una resolución temporal horaria, y su registro varía entre 1940 y 2007, dependiendo de la estación.

En la figura 1.190 se muestra la localización de los mareógrafos que se han utilizado para validar los resultados de marea astronómica en la región de ALyC.

FIGURA 1.190
LOCALIZACIÓN DE LOS MAREÓGRAFOS



Fuente: Elaboración propia sobre la base de datos de los mareógrafos del Centro del Nivel del Mar de la Universidad de Hawaii (UHSLC).

Para validar los resultados obtenidos, la marea astronómica calculada según el procedimiento descrito anteriormente, ha sido comparada con la marea astronómica obtenida a partir de los datos de mareógrafos. El procedimiento seguido en la validación, para cada mareógrafo, se puede describir en los siguientes pasos:

a) Predicción de marea astronómica utilizando las constantes armónicas de la base de datos TPXO en un punto de la costa de ALyC, denominado punto objetivo.

b) Selección de un mareógrafo próximo al punto objetivo.

c) Análisis armónico de la serie de nivel del mar del mareógrafo. El análisis armónico del nivel del mar se ha obtenido aplicando la técnica desarrollada por Foreman (1977) implementada en el modelo *t_tide* (Paulowicz et al., 2002).

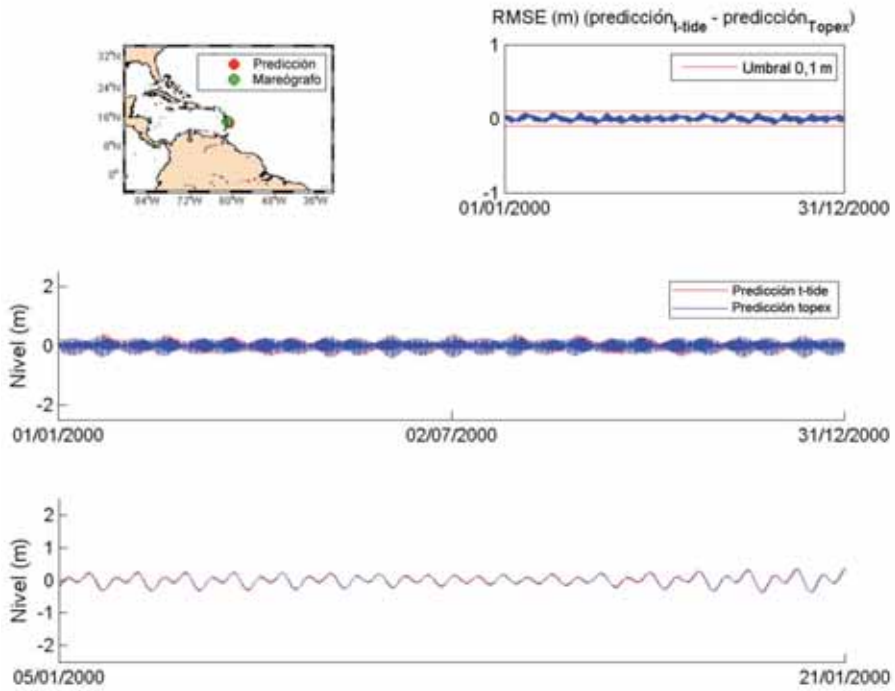
d) Predicción de la marea astronómica utilizando las constantes armónicas obtenidas en el paso 3.

e) Comparación de la marea astronómica calculada con las constantes de la base de datos TPXO y la resultante del análisis de los datos de mareógrafos.

f) Estimación de las diferencias observadas mediante el cálculo de parámetros estadísticos, como el error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de correlación.

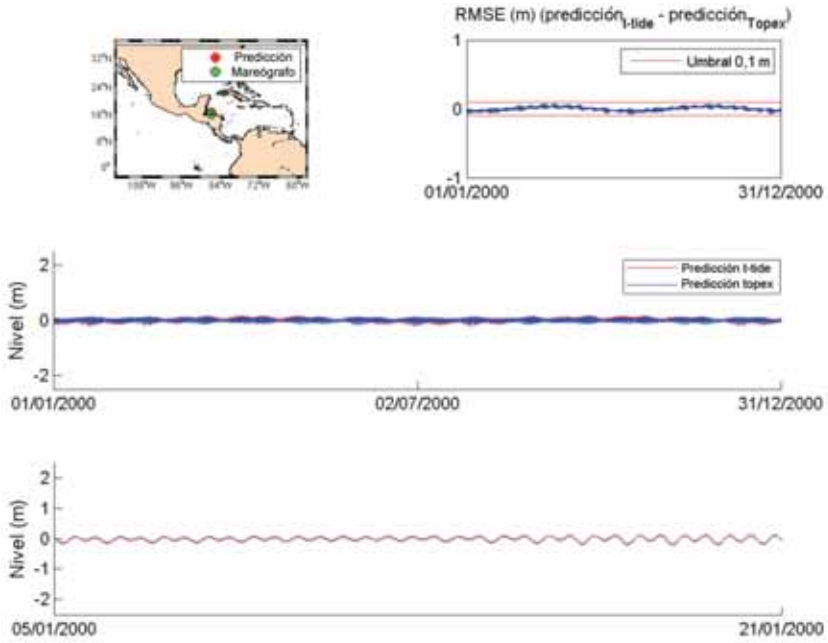
Desde la figura 1.191. a la figura 1.194. se muestra la validación realizada con algunos de los mareógrafos. En estas figuras se muestra, para diferentes puntos localizados tanto en la costa del Atlántico como en la costa del Pacífico, la comparación entre la serie de marea astronómica calculada con los datos TPXO en el punto objetivo y la calculada a partir de datos de mareógrafos. El periodo analizado corresponde al año 2002. En el mapa (gráfica superior izquierda) se muestra en rojo, la posición del punto objetivo y en verde la localización del mareógrafo más próximo. En la gráfica central e inferior se muestran, respectivamente, la predicción de marea astronómica durante el año 2002 y una ampliación en el período 5/01/2000 - 21/01/2000. La grafica superior derecha muestra el RMSE durante todo el año, limitándose en rojo el valor de 0,1 m. Los resultados presentados muestran una buena relación entre la predicción de marea astronómica obtenida del mareógrafo y la obtenida con la base de datos TPXO, obteniéndose errores, en general, del orden de 0,1 m.

FIGURA 1.191
VALIDACIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN EL CARIBE



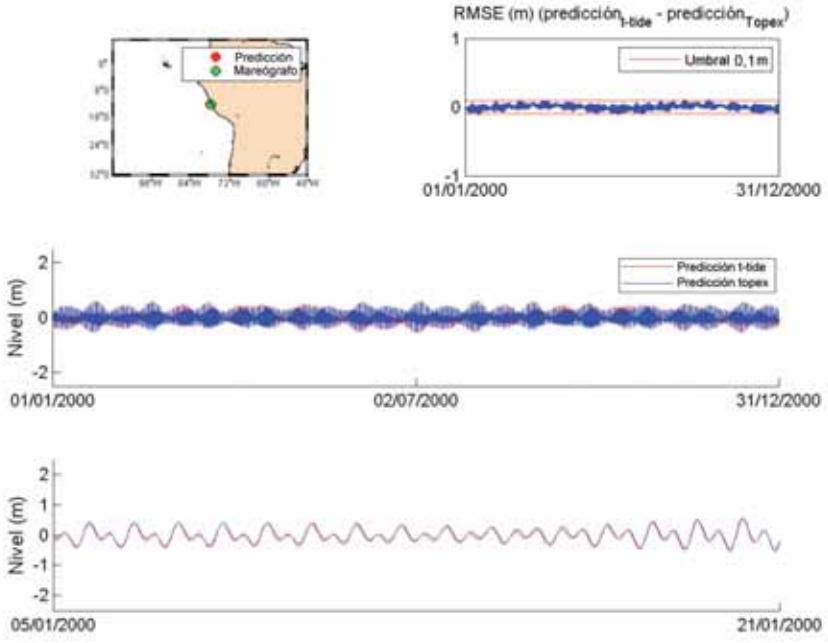
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.192
VALIDACIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN CENTROAMÉRICA



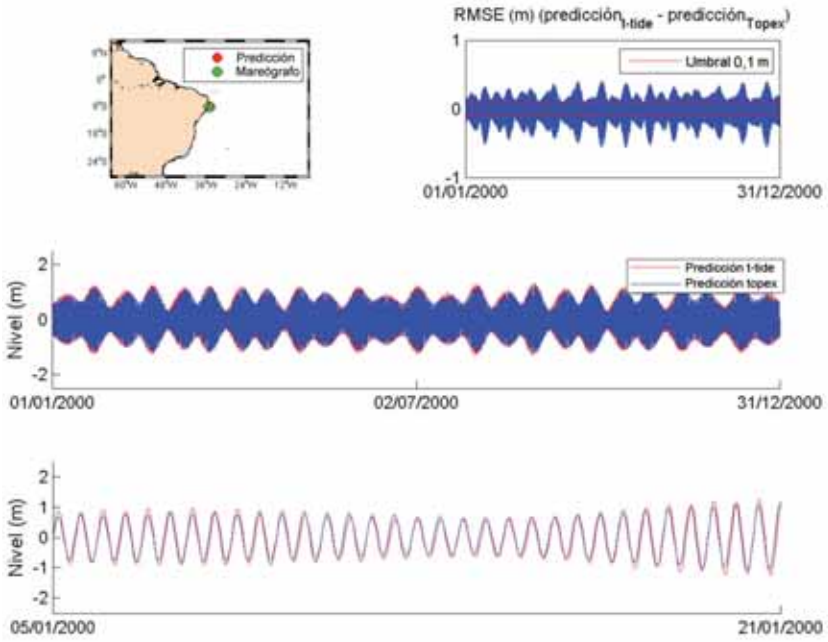
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.193
VALIDACIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN LA COSTA DEL PACÍFICO



Fuente: Elaboración propia.

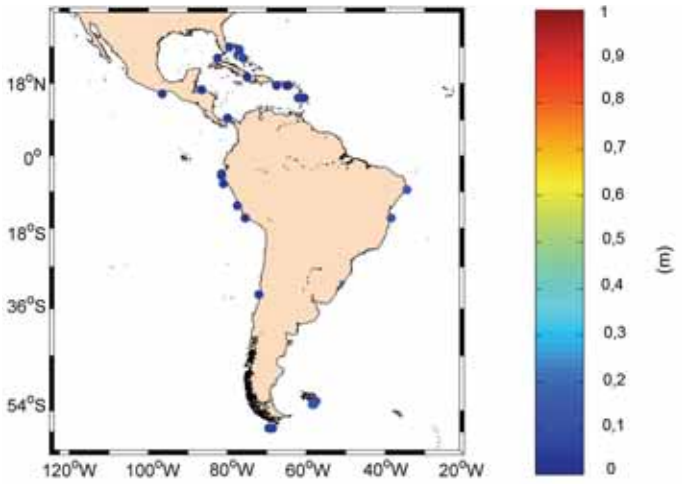
FIGURA 1.194
VALIDACIÓN EN UN PUNTO VALIDACIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN LA COSTA DEL ATLÁNTICO



Fuente: Elaboración propia.

Con el objetivo de obtener un valor representativo del error cometido, se ha calculado el valor medio del RMSE en cada punto y se ha representado espacialmente. En la figura 1.195. se observa que en general, las diferencias observadas entre ambas series son pequeñas. Concretamente, el valor mínimo y máximo del RMSE es 0,02 y 0,16 m respectivamente.

FIGURA 1.195
VALOR MEDIO DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO DE LOS RESIDUOS
(Metros)

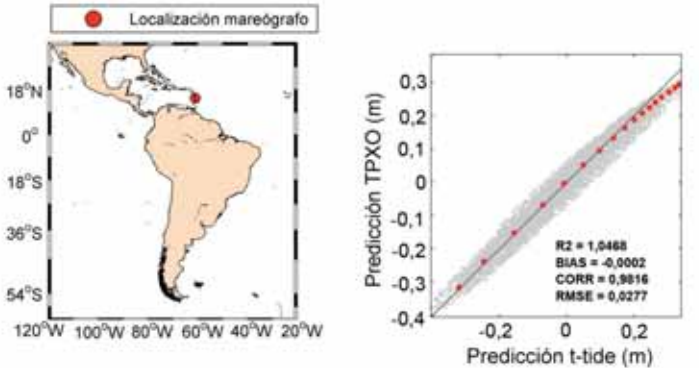


Fuente: Elaboración propia.

Para describir el comportamiento conjunto de ambas series de marea astronómica, se ha representado el diagrama de dispersión y se ha calculado el coeficiente de correlación. En las figuras desde la figura 1.196. a la figura 1.199. se muestran los diagramas de dispersión correspondientes a las series de marea astronómica que se muestran en figuras anteriores. El mapa de la izquierda muestra la localización del mareógrafo. La gráfica de la derecha muestra el diagrama de dispersión y el coeficiente de correlación. En todos los casos se observa un buen ajuste entre ambas series, siendo el coeficiente de correlación mayor de 0,8 en todos los puntos.

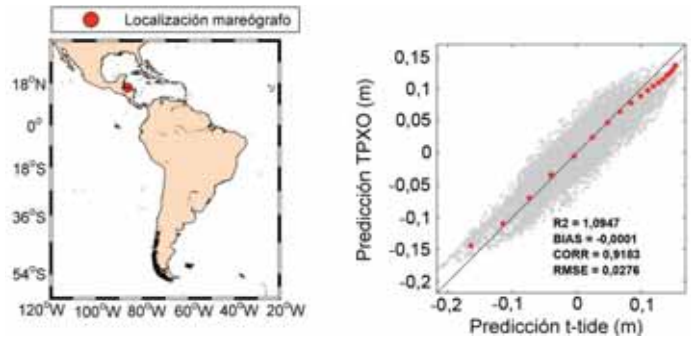
En la figura 1.200. se muestra la variación espacial del coeficiente de correlación (R^2) obtenido para cada punto. Los resultados muestran que R^2 es próximo a 1 en la mayoría de los puntos.

FIGURA 1.196
DIAGRAMA DE DISPERSIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN EL CARIBE



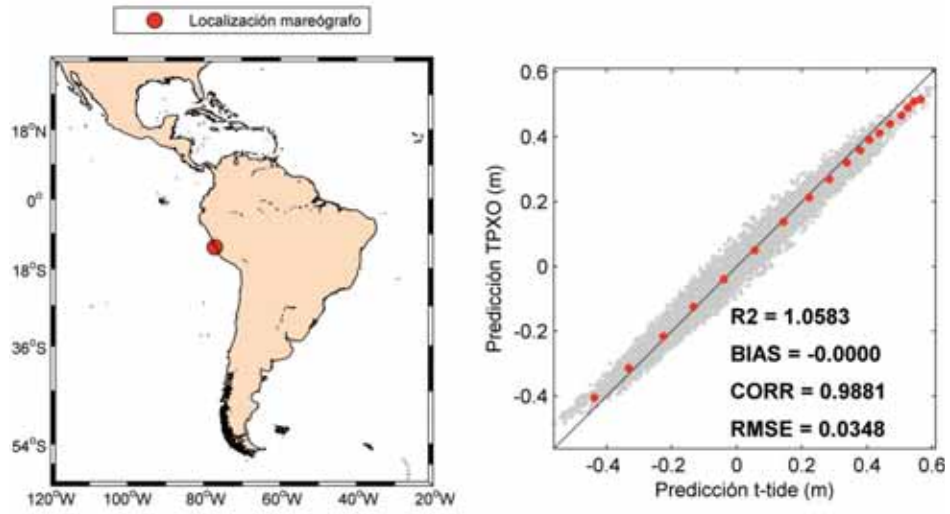
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se muestra también la comparación cuantil-cuantil, el coeficiente de correlación respecto a la bisectriz (R2), el sesgo (BIAS), el coeficiente de correlación (CORR) y el error cuadrático medio (RMSE).

FIGURA 1.197
DIAGRAMA DE DISPERSIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN CENTROAMÉRICA



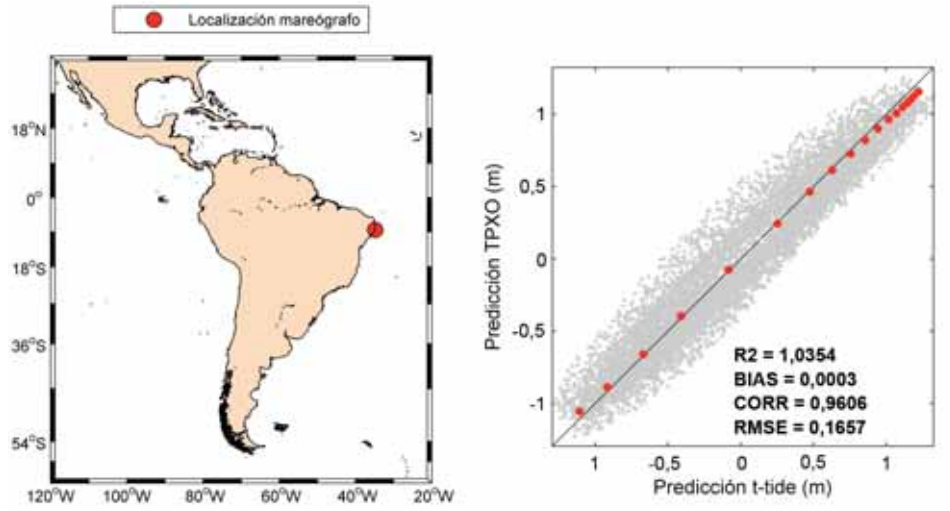
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se muestra también la comparación cuantil-cuantil, el coeficiente de correlación respecto a la bisectriz (R2), el sesgo (BIAS), el coeficiente de correlación (CORR) y el error cuadrático medio (RMSE).

FIGURA 1.198
DIAGRAMA DE DISPERSIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN LA COSTA DEL PACÍFICO



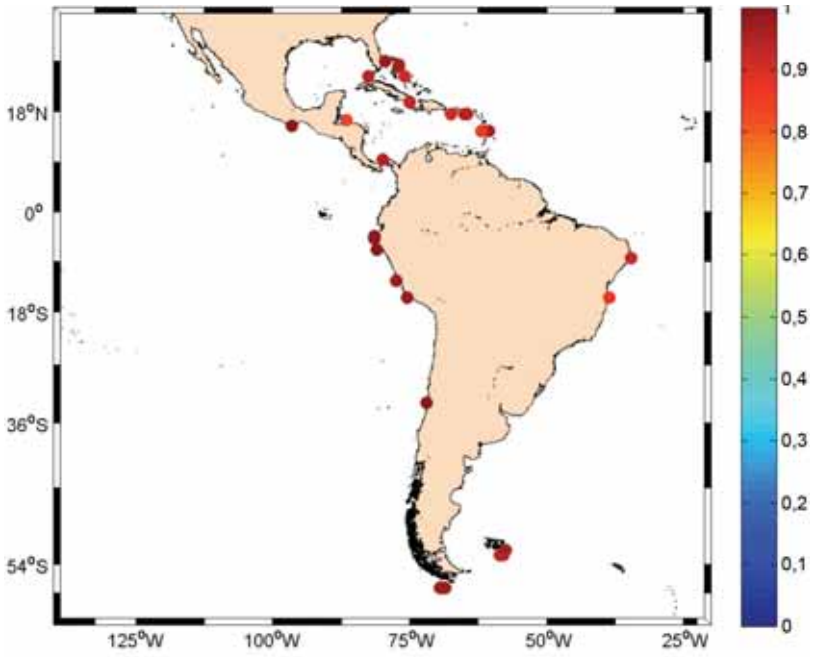
Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se muestra también la comparación cuantil-cuantil, el coeficiente de correlación respecto a la bisectriz (R2), el sesgo (BIAS), el coeficiente de correlación (CORR) y el error cuadrático medio (RMSE).

FIGURA 1.199
DIAGRAMA DE DISPERSIÓN EN UN PUNTO DE LA COSTA AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE LOCALIZADO EN LA COSTA DEL ATLÁNTICO



Fuente: Elaboración propia.
Nota: Se muestra también la comparación cuantil-cuantil, el coeficiente de correlación respecto a la bisectriz (R2), el sesgo (BIAS), el coeficiente de correlación (CORR) y el error cuadrático medio (RMSE).

FIGURA 1.200
VALOR DEL COEFICIENTE DE CORRELACIÓN R^2



Fuente: Elaboración propia.

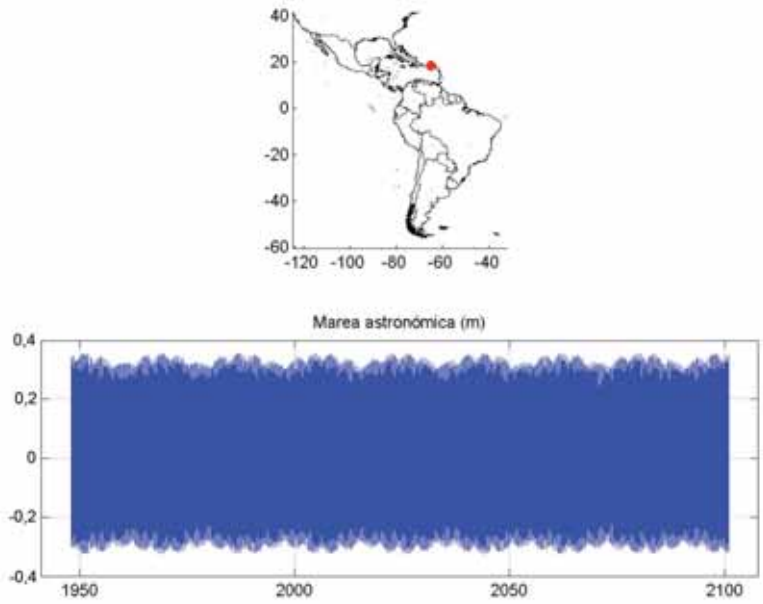
A1.3.4. Caracterización de la marea astronómica

Una vez validada la base de datos de marea astronómica GOT, se ha utilizado esta información para caracterizar la marea astronómica en ALyC.

Para ello, en cada punto se ha calculado la siguiente información: 1) amplitud máxima de la marea astronómica (Máximo nivel histórico), 2) serie temporal de la carrera de marea (CM), 3) carrera de marea superada en el 50%, 10%, 5% y 1% de los casos, 4) carrera de marea máxima para cada año y 5) desviación estándar de los máximos anuales de la carrera de marea.

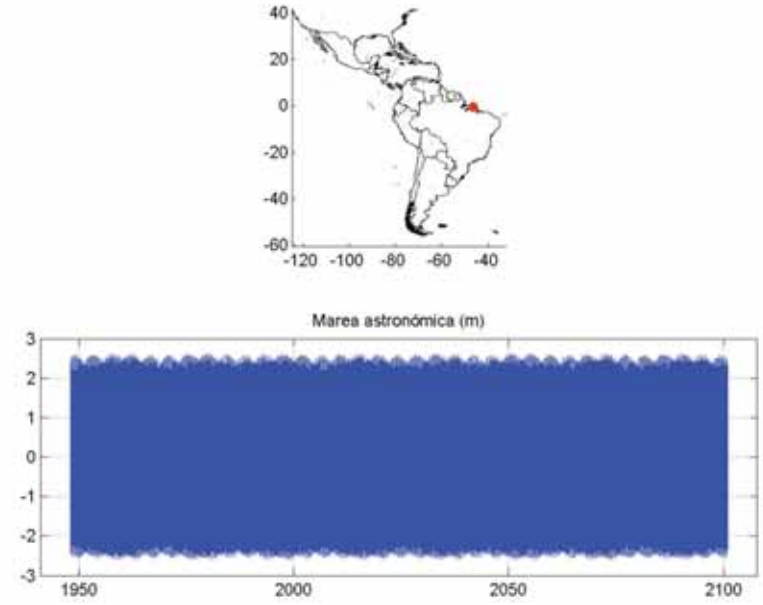
En la figura 1.201., figura 1.202. y figura 1.203. se muestra, a modo de ejemplo, la serie GOT (marea astronómica en el período 1948-2100), en tres puntos correspondientes a la costa del Caribe, Pacífico y Atlántico, respectivamente.

FIGURA 1.201
MAREA ASTRONÓMICA EN EL PERIODO 1948-2100 EN UN PUNTO LOCALIZADO EN LA COSTA DEL CARIBE
(Metros)



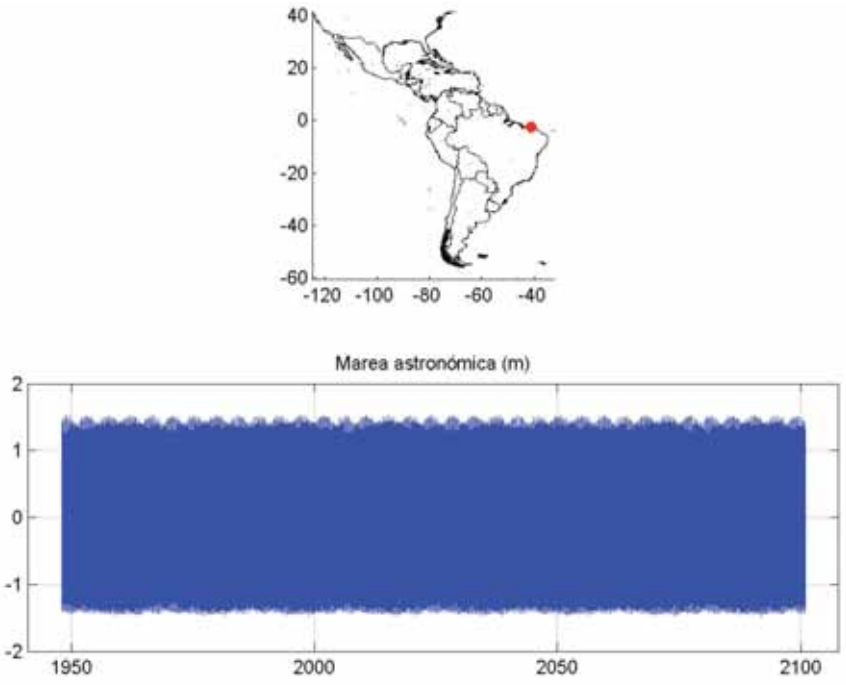
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.202
MAREA ASTRONÓMICA EN EL PERIODO 1948-2100 EN UN PUNTO LOCALIZADO EN EL PACÍFICO
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

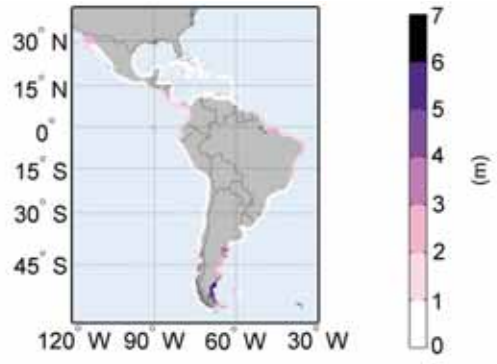
FIGURA 1.203
MAREA ASTRONÓMICA EN EL PERIODO 1948-2100 EN UN PUNTO LOCALIZADO EN EL ATLÁNTICO
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

En la figura 1.204. se muestra la amplitud máxima de la marea astronómica a lo largo de la costa de ALyC. Se puede observar que los valores mínimos se presentan en la zona del Caribe, siendo como máximo del orden de 0,5-0,6 m, y los valores máximos en la costa de Argentina, pudiendo alcanzar amplitudes de marea de entre 6 a 7 m.

FIGURA 1.204
AMPLITUD MÁXIMA DE LA MAREA ASTRONÓMICA EN EL PERIODO 1948-2100
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

Bibliografía Anexo 1

Booij, N., Ris, R. C. y Holthuijsen, L. H. (1999), "A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation", *Journal of Geophysical Research,* 104, C4, pp.7649-7666.

Budgell, W.P., (2005), "Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region", *Ocean Dynamics,* DOI 10.1007/s10236-005-0008-3.

Di Lorenzo, E., (2003), "Seasonal dynamics of the surface circulation in the southern California Current System", *Deep-Sea Research,* Part II, 50, pp 2371-2388.

Dinniman, M. S., J. M. Klinck, y W. O. Smith Jr. (2003), "Cross shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry", *Deep-Sea Research,* Part II, 50, pp 3103-3120.

Egbert G.D., Bennett A.F., Foreman M.G.G., (1994), "TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model", *Journal of Geophysical Research,* 99(C12), 24821-24852.

Egbert G.D., Erofeeva, S.Y., (2002), "Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* 19, 183-204.

General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) disponible en http://www.gebco.net/

Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte-Rizzoli, y A. F. Shchepetkin (2000), "Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates", *Dynamics of Atmospheres and Oceans,* 32, pp 239-281.

Marchesiello, P., J.C. McWilliams, y A. Shchepetkin, (2003). "Equilibrium structure and dynamics of the California Current System", *Journal of Physical Oceanography,* 33, pp 753-783.

Minguez y otros (2010), "Directional calibration of wave reanalysis databases using instrumental data', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* en prensa.

Paulowicz, R., Beardsley, B., y Lentz, S.,(2002). "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE", *Computers and Geosciences,* 28, 929-937.

Peliz, A., J. Dubert, D. B. Haidvogel, y B. Le Cann (2003), "Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current," *Journal of Geophysical Research,* 108(C8), 3268, doi:10.1029/2002JC001443.

Tolman, H. L., (2003), "Treatment of unresolved islands and ice in wind wave models", *Ocean Modelling,* 5, 219-231.

_____ (2002), "Limiters in third-generation wind wave models", *Global Atmosphere and Ocean. System,* 8, 67-83.

_____ (1999), *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III* version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp. (0.76Mb pdf file).

_____ (1997), *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III* version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp. (0.74MB PDF file).

_____ (1989), The numerical model WAVEWATCH: a third generation model for the hindcasting of wind waves on tides in shelf seas. Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Delft Univ. of Techn., ISSN 0169-6548, Rep. no. 89-2, 72 pp.

Shore protection manual (SPM), (1984). United States. Army. Corps of Engineers ; Coastal Engineering Research Center (U.S.)

WAMDIG (1988), "The WAM model - A third generation ocean wave prediction model", *Journal of Physical Oceanography,* 18, 1775-1810.

Warner, J.C, C.R. Sherwood, H.G. Arango, y R.P. Signell, (2005a). "Performance of four Turbulence Closure Methods Implemented using a Generic Length Scale Method," *Ocean Modelling,* 8, 81-113.

Warner, J.C., W.R. Geyer, y J. A. Lerczak, (2005b). "Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment," *Journal of Geophysical Research,* 110, C05001, doi: 10.1029/2004JC002691.

Wilkin, J.L., H.G. Arango, D.B. Haidvogel, C.S. Lichtenwalner, S.M. Durski, and K.S. Hedstrom, (2005). "A regional Ocean Modeling System for the Long-term Ecosystem Observatory," *Journal of Geophysical Research,* 110, C06S91, doi:10.1029/2003JC002218.

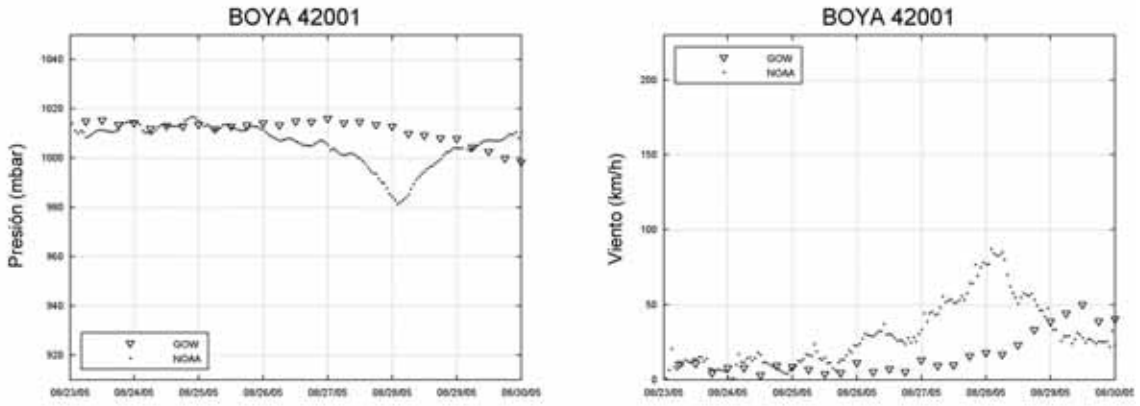
Anexo 2

Huracanes

A2.1 Introducción

Actualmente, los reanálisis numéricos (GOW y GOS, 1948-2008) generados con modelos numéricos (WW3 y ROMS), que simulan los parámetros asociados al oleaje y a la variación del nivel del mar en función de los campos de presión atmosférica y viento, no recogen los eventos extremos asociados a tormentas tropicales y huracanes debido a una insuficiente resolución de los forzamientos (campos de viento y presión) del reanálisis NCEP/NCAR. La definición espacial y temporal de este reanálisis es válida para definir las condiciones habituales de oleaje y marea meteorológica (régimen medio), pero para definir los eventos extremos asociados a tormentas tropicales y huracanes que ocurren en una mayor resolución (alrededor de 5 km cada hora), se necesita definir campos de viento y presión más detallados. La figura 1.205. muestra una de las discrepancias observadas para el oleaje y el viento en una boya durante el huracán Katrina (2005).

FIGURA 1.205
SERIE DE PRESIÓN Y VELOCIDAD DEL VIENTO DEL FORZAMIENTO UTILIZADO EN EL MODELO WW3 (BASE DE DATOS GOW, TRIÁNGULOS), Y LOS DATOS MEDIDOS POR LA BOYA NOAA-42001 (PUNTOS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

Para subsanar esta carencia es, por lo tanto, necesario identificar los eventos atmosféricos extremos que han ocurrido en el reanálisis y obtener los forzamientos con una mayor resolución, para posteriormente ejecutar nuevamente los modelos numéricos, y finalmente mejorar la estadística del oleaje y nivel del mar asociado a eventos extremos, cada hora, estado de mar a estado de mar.

Esta posibilidad es una de las vías óptimas para mejorar los eventos extremos asociados a huracanes en la base de datos final. Sin embargo, puede llegar a traducirse en un tedioso ejercicio de simulación numérica que, comúnmente, se ve condicionado por enormes tiempos computacionales de ejecución, y un enorme esfuerzo en el post-proceso de cada estado de mar asociado a los eventos de alta energía atmosférica. Esto se justificaría únicamente en el caso que se desee obtener la evaluación horaria de cada estado de mar para un tiempo limitado de reanálisis (por ejemplo un evento de huracán aislado, un mes de temporada de huracanes de un año dado, etc.) y no para los 54 años cada hora. Esta labor, en sí, sería objeto de un estudio específico debido a su complejidad.

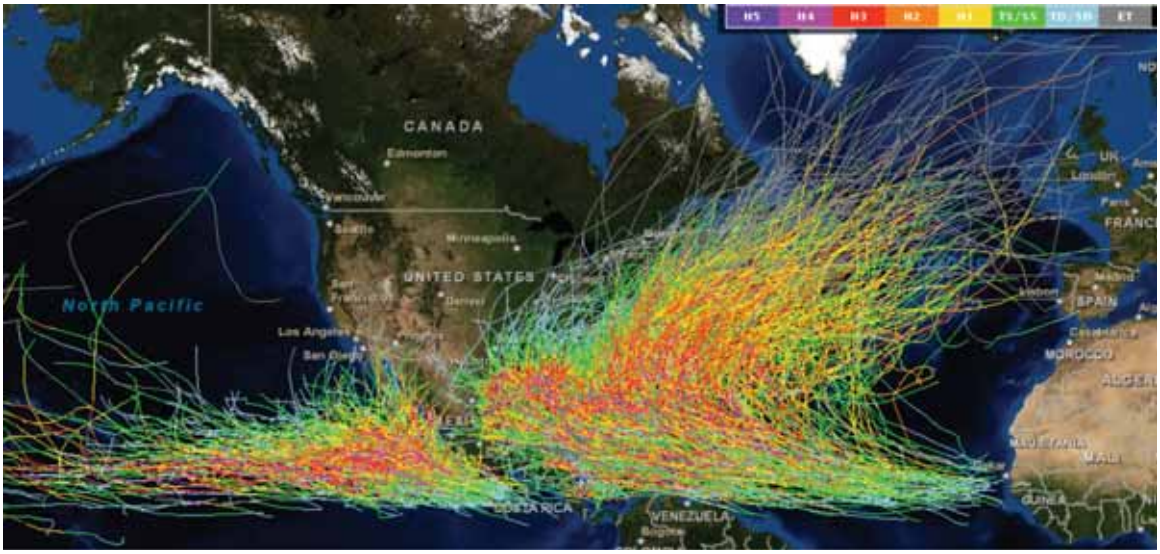
Otra posibilidad para evaluar estadísticamente las variaciones del oleaje y nivel del mar para todos los años, cada hora, es emplear modelos analíticos, que permiten, de forma rápida, sencilla, computacionalmente eficiente y cuantitativamente adecuada, obtener dichos parámetros cada hora en todo el periodo de reanálisis, para su posterior tratamiento estadístico.

Es importante señalar que dichos modelos analíticos se basan en simplificaciones importantes (modelos lineales, paramétricos, unidimensionales, sin procesos disipativos de energía, etc.), que en ocasiones pueden llegar a obtener resultados cuantitativamente inadecuados, si los comparamos con los modelos numéricos WW3 y ROMS, si lo que se desea es analizar la evolución horaria de cada estado de mar asociados a eventos de huracanes a lo largo de los 54 años de datos disponibles, desde 1955 hasta 2008.

Por otro lado, los modelos analíticos suelen aportar resultados adecuados si analizamos la estadística del grueso de eventos asociados a tormentas tropicales y huracanes, y finalmente, nos pueden aportar una idea muy certera de la magnitud de los eventos extremos de oleaje y nivel de mar por efecto de los huracanes, traducida en mapas costeros de máximos de altura de ola significante, periodo pico del estado de mar, nivel del mar, presión y viento, altamente aplicable al diseño y gestión profesional en el campo de la ingeniería costera y portuaria.

En este capítulo se reanalizan los campos de presión y viento, utilizando datos históricos de huracanes y tormentas tropicales, para forzar diferentes modelos analíticos y paramétricos que permiten obtener el comportamiento estadístico de los parámetros asociados al oleaje y nivel del mar en los 54 años de datos de huracanes, en la zona del Atlántico Norte, Caribe, Golfo de México y Pacífico Noreste –figura 1.206.–.

FIGURA 1.206
POSICIÓN E INTENSIDAD HISTÓRICA (54 AÑOS) DE LOS HURACANES ANALIZADOS EN EL PRESENTE ESTUDIO



Fuente: Imagen tomada del National Hurricane Center, NOAA.
http://www.csc.noaa.gov/beta/hurricanes/#app=2b16&3722-selectedIndex=0.

Los campos de presión y viento generados con estos modelos, como se comprueba en las validaciones realizadas, se ajustan adecuadamente a los datos instrumentales y suponen una buena representación de ambas variables. Con respecto a la generación del oleaje y la marea meteorológica, el uso de modelos paramétricos dista más de la realidad por fenómenos de generación de zonas de sombra y características no tenidas en cuenta en los modelos. No obstante, los resultados son muy satisfactorios en las boyas estudiadas aumentando el grado de confianza de los resultados en zonas donde los efectos de abrigo de la costa puedan ser ignorados. Además, en el análisis estadístico de los resultados, y a efectos de impactos en las costas en los escenarios contemplados para el análisis de riesgo, se considera el máximo de las series, en el que se puede despreciar los efectos de protección por islas ya que el máximo vendrá condicionado por aquel evento que incidiera de manera más directa. Por tanto, la distribución estadística de los resultados generados mediante esta técnica no es adecuada ya que ciertos puntos e instantes estarán mal modelados, sin embargo, el valor máximo alcanzado tiene más grado de confianza que aquella.

A2.2. Objetivo y metodología

El objetivo del presente capítulo es la determinación de los mapas históricos de presión, oleaje, viento y nivel del mar considerando eventos de huracán, a través del uso de modelos analíticos y paramétricos.

Este objetivo general se descompone en los siguientes objetivos parciales que serán abordados y desarrollados en los subcapítulos siguientes:

a) Evaluación y validación de los **mapas de presión** por presencia de huracanes.

b) Evaluación y validación de los **mapas de viento** por presencia de huracanes.

c) Evaluación y validación de los **mapas de oleaje** (altura de ola significante *Hs* y periodo de pico *Tp*), por presencia de huracanes.

d) Evaluación de la **marea meteorológica** *(storm surge)* por presencia de huracanes.

e) Obtención de los **mapas de estadísticos** de las variables analizadas durante 61 años de reanálisis asociadas a los eventos de huracán.

La metodología de análisis consiste en aplicar de manera encadenada y ordenada los resultados obtenidos con el modelo de presiones para alimentar al modelo de viento, posteriormente el modelo de oleaje, y finalmente de los modelos de viento y presión, los modelos de marea meteorológica.

A2.3. Evaluación y validación de los mapas de presión

El modelado de la presión atmosférica originada por el efecto del paso de una tormenta tropical o un huracán, se basa en el modelo denominado Hydromet-Rankin Vortex (1980), y se puede estimar fácilmente siguiendo la expresión que se muestra a continuación:

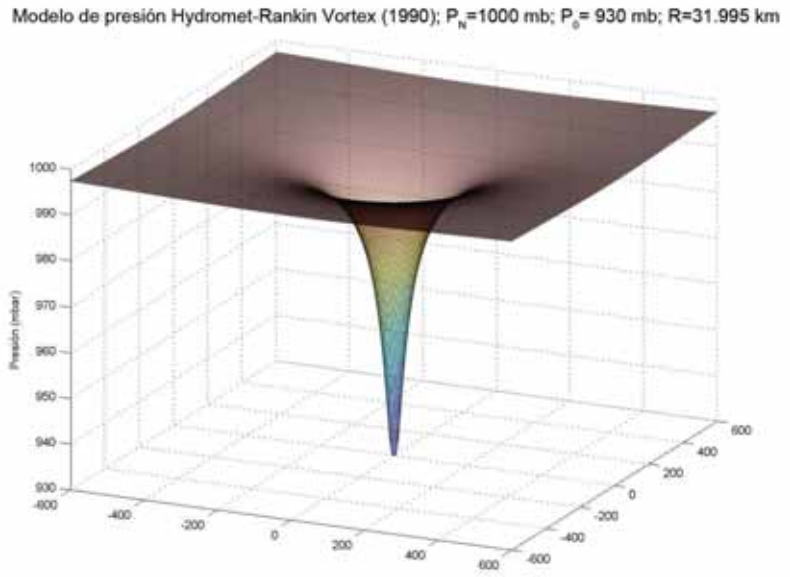
$$P_r = P_0 + (P_N - P_0) \cdot e^{\left(-\frac{R}{r}\right)} \qquad \text{(A2.1)}$$

Donde,

P_0 es la presión en el centro del huracán en mbar.
P_r es la presión a una distancia radial r en km.
P_N es la presión en la zona inalterada por el huracán (normalmente 1013 mbar).
R es el radio de vientos ciclostróficos máximos en km.

La figura 1.207. muestra la geometría de un mapa de presiones cualquiera, para los parámetros de R=31,95 km, y P_0=930 mb para un dominio de 1.200 km x 1.200 km.

FIGURA 1.207
EJEMPLO DEL MAPA DE PRESIONES OBTENIDAS CON EL MODELO HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980)



Fuente: Elaboración propia.

Por lo tanto, para poder evaluar espacialmente y temporalmente los mapas de presión atmosférica modificada por el paso del huracán, es necesario conocer para cada instante de tiempo la presión central, y el radio de vientos ciclostróficos, así como la posición geográfica del ojo del huracán y las posiciones o dominio numérico en donde se desea evaluar dicho mapa (valores del radio *r*).

La información de la posición espacial y temporal de los eventos relacionados a los huracanes, así como los datos de presión central asociados, nombre y fechas del huracán se pueden acceder a través del servicio web de la NOAA y el *National Hurricane Center* de los EEUU.

Para el presente estudio, se ha descargado un total de 40450 avisos de huracán (datos de longitud, latitud, fechas nombre y presión central cada 6 horas) para la zona del Atlántico Norte, Caribe y Golfo de México y un total de 21.705 para la zona del Pacífico Noreste.

Esta información cubre fechas desde el año 1851 en el Atlántico y desde el año 1949 en el Pacífico, sin embargo, comienza a ser homogénea en cuanto a los datos de presión central del huracán a partir de los años 50 en cada una de las dos bases de datos.

Dichas bases de datos aportadas por la NOAA no incluyen la información del radio ciclostrófico cada 6 horas, y de hecho, este dato solo se puede encontrar en ocasiones en boletines de la NOAA que aisladamente mencionan el valor de dicho parámetro para aquellos huracanes de especial trascendencia.

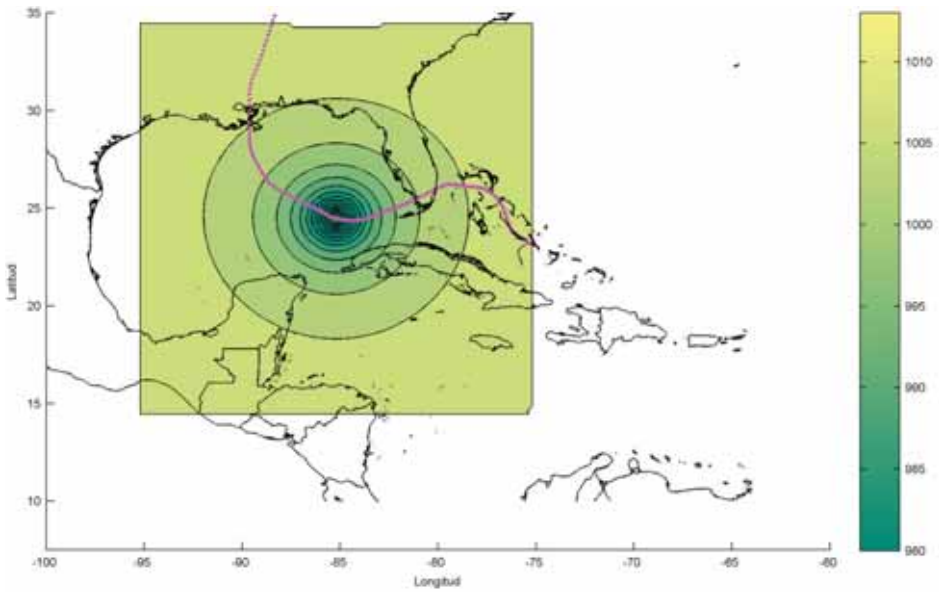
Por ello, para poder evaluar el radio ciclostrófico se ha empleado la siguiente relación lineal matemática que relaciona el Radio ciclostrófico con la presión central del huracán obtenida con la observación y medición espacial de 26 huracanes presentada por Silva et al. (2002).

$$R=0{,}4785 \cdot P_0 - 413{,}01 \qquad \text{(A2.2)}$$

Finalmente, para poder evaluar los diferentes mapas históricos de los huracanes de 60 años de reanálisis, se ha considerado un área de análisis de 20 x 20 grados geográficos que han tenido que ser transformados a coordenadas UTM cada instante de tiempo, y se ha tenido que interpolar los boletines de huracán que originalmente se encuentran cada 6 horas, en datos horarios.

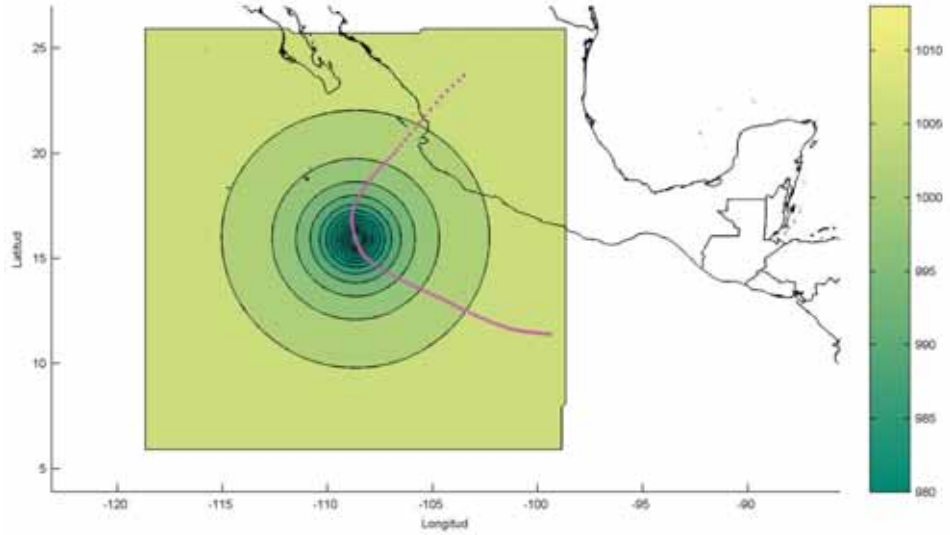
La figura 1.208. y la figura 1.209. muestran un ejemplo de los mapas de presión obtenidos para dos huracanes históricamente energéticos, el Katrina del año 2005 y el Kenna del año 2002, para los océanos Atlántico y Pacífico respectivamente.

FIGURA 1.208
MAPA DE VARIACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA PARA EL HURACÁN KATRINA (27-AGOSTO DE 2005 A LAS 17:00 HRS)
(mbar)



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la NOAA y del National Hurricane Center.

FIGURA 1.209
MAPA DE VARIACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA PARA EL HURACÁN KENNA (24-OCTUBRE DE 2002 A LAS 09:00 HRS)
(mbar)



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la NOAA y del National Hurricane Center.

Una vez empleado el modelo para obtener los mapas de presiones, se ha procedido a validar los resultados obtenidos con datos instrumentales provenientes de mediciones realizadas por las 58 boyas del Atlántico/Golfo de México tipo NDBC *Meteorological/Ocean del National Bouy Center* de la NOAA (ver figura 1.210.) con datos históricos y horarios de presión, magnitud del viento, dirección del viento, altura de ola significante, periodo de pico (entre otros), desde 1990 aproximadamente.

FIGURA 1.210
MAPA DE POSICIÓN Y NOMBRE DE LAS BOYAS TIPO NDBC DEL NATIONAL DATA BUOY CENTER DE LA NOAA

Fuente: Imagen tomada de: http://www.ndbc.noaa.gov/.

Una vez empleado el modelo para obtener los mapas de presiones, se realiza la comprobación directa entre datos medidos y datos numéricos obtenidos con el modelo Hydromet-Rankin Vortex (1990), para distintos huracanes en las figuras siguientes. Las coordenadas de las boyas de la NOAA empleadas en este estudio son las mostradas en el cuadro 1.11.

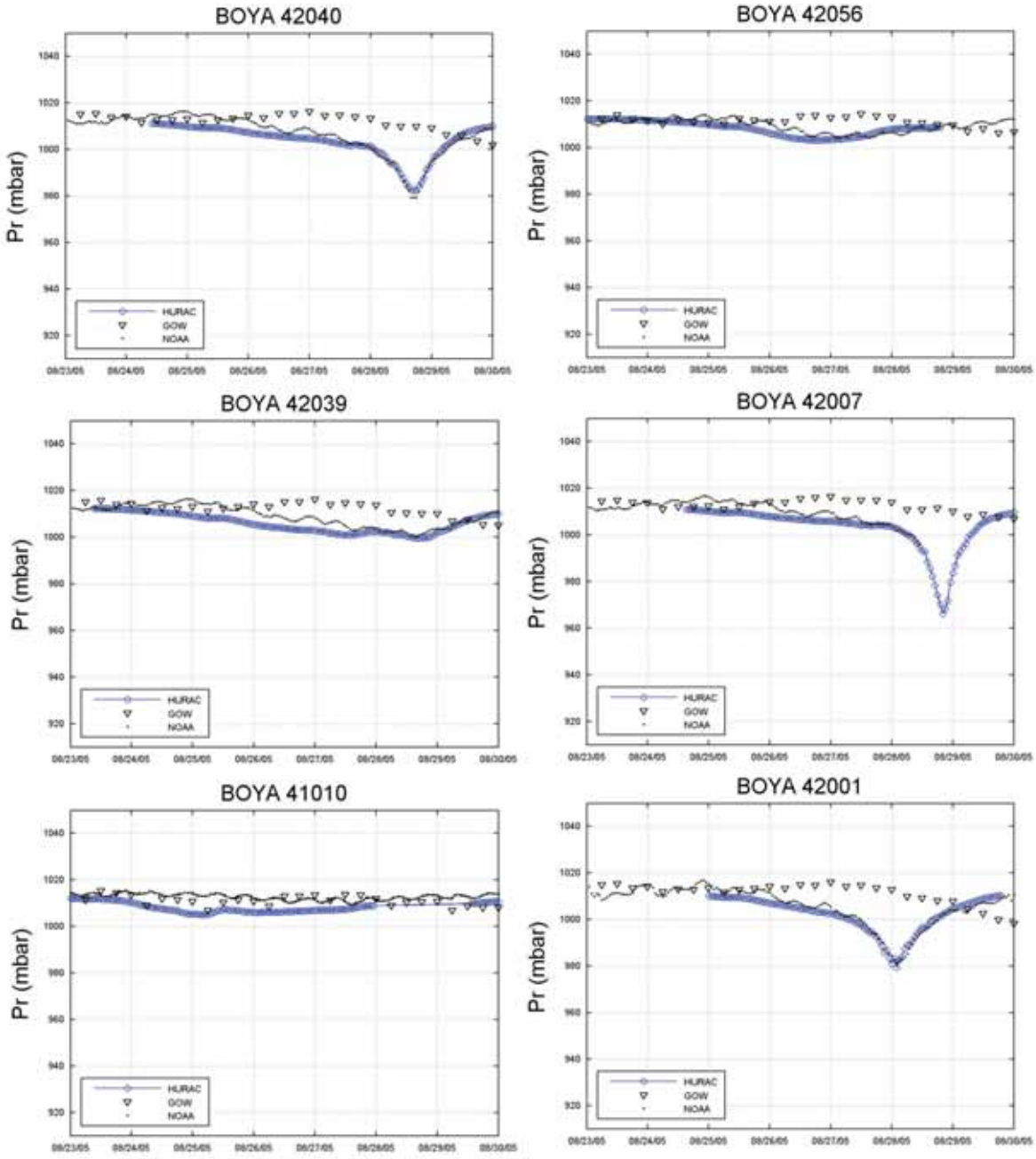
CUADRO 1.11
COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LA LOCALIZACIÓN DE LAS BOYAS DE LA NOAA EN EL ATLÁNTICO/CARIBE

ID	Lon	Lat	ID	Lon	Lat	ID	Lon	Lat
41008	-80,871	31,402	44018	-69,305	41,255	42041	-90,462	27,504
41003	-80,1	30,4	44011	-66,58	41,111	42038	-92,555	27,421
41012	-80,533	30,041	44008	-69,247	40,503	42002	-93,666	25,79
41009	-80,166	28,519	44017	-72,046	40,691	42019	-95,36	27,913
41006	-77,4	29,3	44025	-73,166	40,25	42035	-94,413	29,232
41010	-78,471	28,906	44004	-70,433	38,484	42020	-96,695	26,966
41016	-76,5	24,6	44001	-73,6	38,7	42016	-88,1	30,2
42025	-80,4	24,9	44012	-74,6	38,8	42007	-88,769	30,09
42080	-81,934	24,396	44009	-74,702	38,464	41041	-46,008	14,357
42036	-84,517	28,5	44014	-74,836	36,611	41040	-53,008	14,477
42039	-86,008	28,791	44006	-75,4	36,3	41043	-65,014	29,989
42005	-85,9	30	41001	-72,734	34,704	42059	-67,496	15,006
42009	-87,5	29,3	41036	-76,953	34,211	41018	-75	15
42040	-88,205	29,205	41002	-75,415	32,382	42055	-94,046	22,017
42015	-88,2	30,1	41004	-79,099	32,501	42056	-85,059	19,874
44027	-67,314	44,273	41048	-69,649	30,978	42057	-81,501	16,834
44007	-69,247	40,503	41047	-71,491	27,469	42058	-75,064	15,093
44005	-69,14	43,189	41046	-70,87	23,867	41044	-58,695	21,652
44013	-70,651	42,346	10000	-88	27,5	41049	-63	27,5
			42001	-89,667	25,9			

Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la NOAA.

FIGURA 1.211

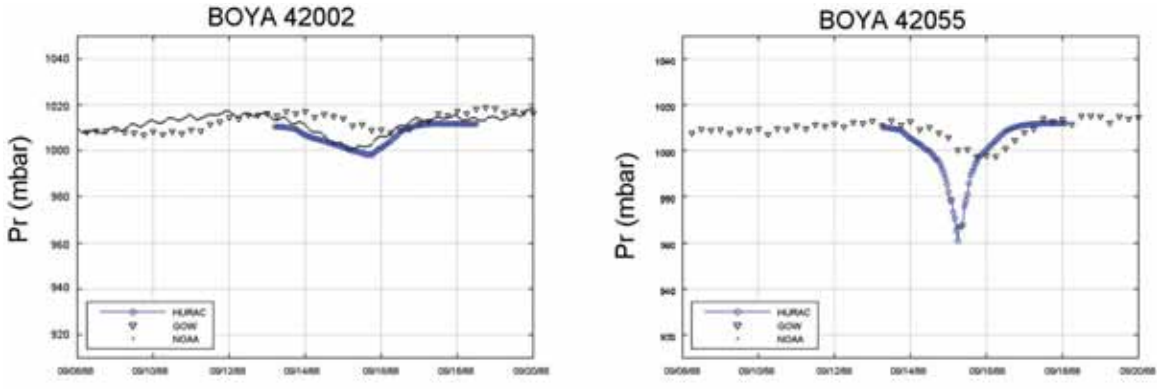
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE PRESIÓN PARA EL MODELO HURAC-HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.212

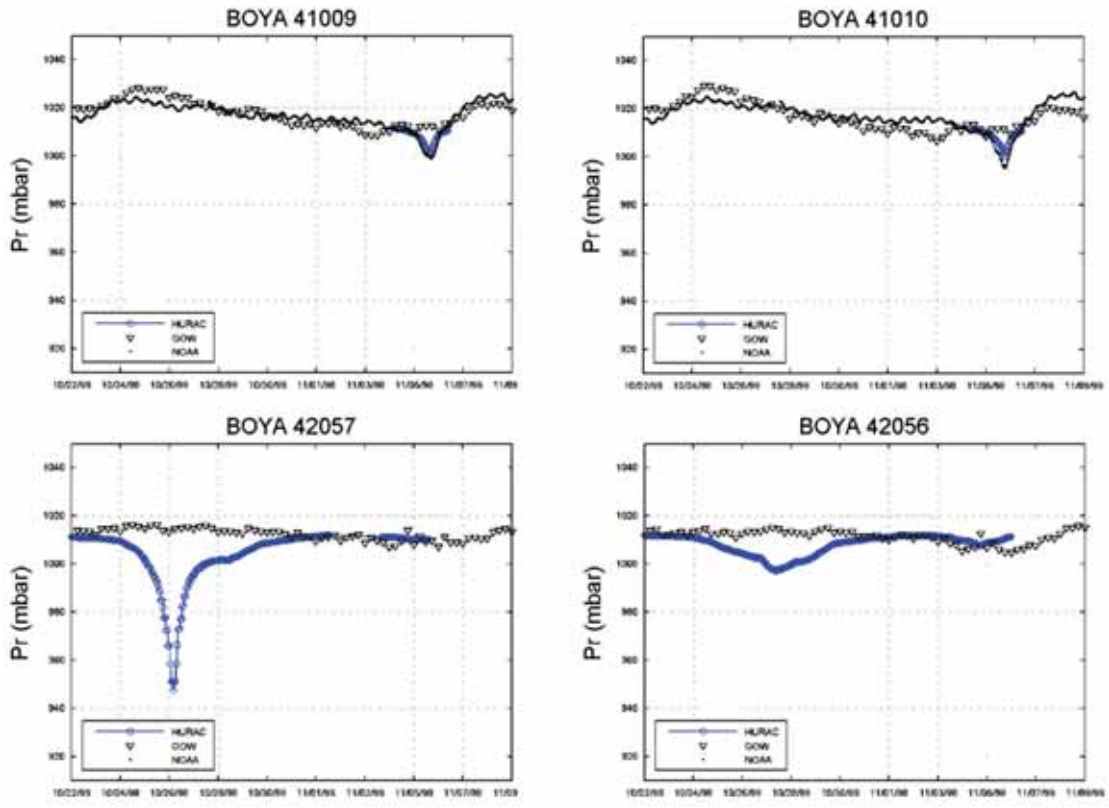
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE PRESIÓN PARA EL MODELO HURAC-HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN GILBERT (1988)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.213

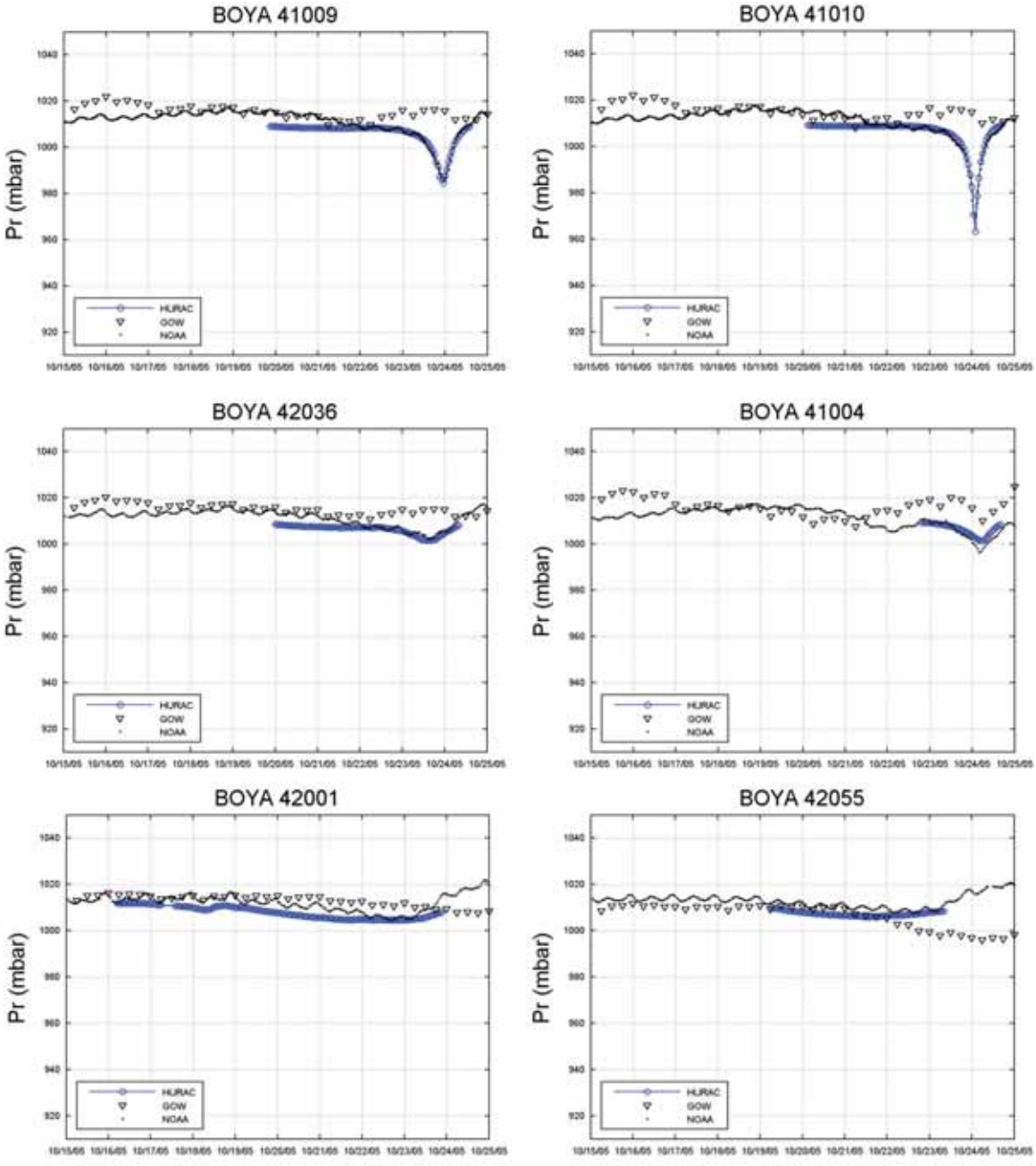
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE PRESIÓN PARA EL MODELO HURAC-HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN MITCH (1998)



Fuente: Elaboración propia.

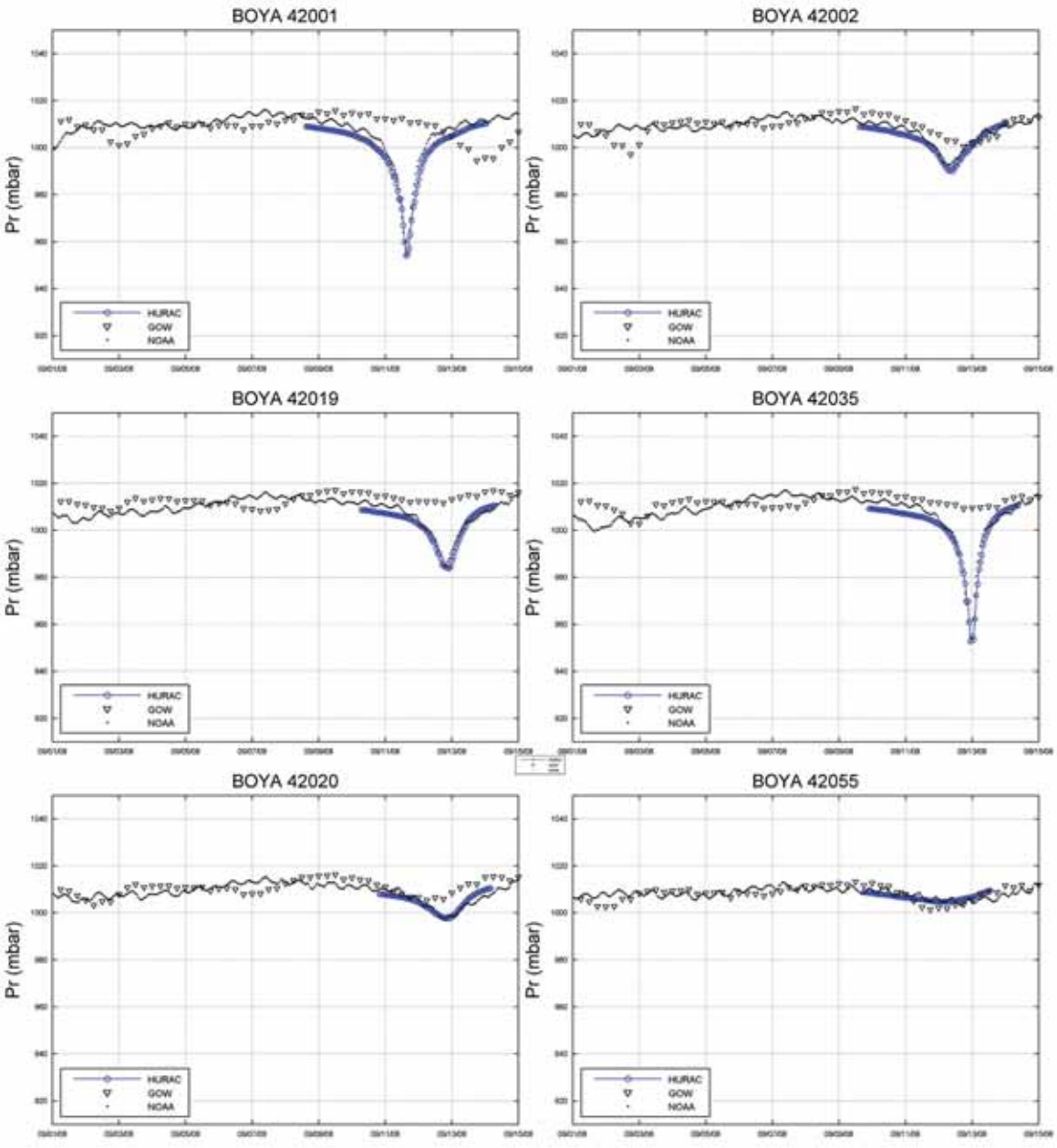
FIGURA 1.214

COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE PRESIÓN PARA EL MODELO HURAC-HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR(TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN WILMA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.215
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE PRESIÓN PARA EL MODELO HURAC-HYDROMET-RANKIN VORTEX (1980) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN IKE (2008)



Fuente: Elaboración propia.

En las figuras anteriores, se observa una muy buena correlación entre los datos de presión atmosférica medidos por las boyas de la NOAA y los datos obtenidos con el modelo analítico.

A2.4. Evaluación y validación de los mapas de viento

El modelado de las magnitudes vectoriales del viento asociado a los efectos del paso de una tormenta tropical o un huracán, se basa en los resultados obtenidos con el modelo Hydromet-Rankin Vortex, aplicados el modelo de Bretschneider (1990), el cual determina los valores del gradiente máximo del campo de vientos y la velocidad que alcanza el viento a diez metros sobre el nivel del mar.

El gradiente máximo de vientos U_R (en km/h) para un ciclón estacionario se puede determinar a través de la siguiente ecuación:

$$U_R = 21{,}8 \cdot \sqrt{P_N - P_0} - 0{,}5 \cdot f \cdot R \qquad \text{(A2.3)}$$

Donde,

f es el parámetro de Coriolis $f = 2\omega \sin(\Phi)$

En función de la velocidad angular de la tierra $\omega = 0{,}2618 rad/h$ y Φ es la latitud en grados.

Con esta información se puede evaluar la velocidad del viento (en km/h) a diez metros sobre el nivel del mar para un huracán en movimiento y para una distancia radial r medida desde el centro de dicha perturbación atmosférica.

$$W = 0{,}886 \left(F_V \cdot U_R + 0{,}5 \cdot V_F \cos(\theta + \beta)\right) \qquad \text{(A2.4)}$$

Donde $\theta + \beta$ representa el ángulo total entre la velocidad de traslación V_F (velocidad del movimiento del huracán en km/h) y la velocidad del viento a una distancia radial U_R (en km/h). F_V es el factor de amortiguamiento que se evalúa como la relación que se aproxima a través de las siguientes relaciones.

$$F_V = 1 - 0{,}971 \cdot \exp\left(-6{,}826\left(\frac{r}{R}\right)^{4{,}798}\right) \quad \text{para } \frac{r}{R} < 1 \text{ (hacia el centro del huracán)}$$

$$F_V = \exp\left(A \cdot 1n^3\left(\frac{r}{R}\right) \cdot \exp\left(B \cdot 1n\left(\frac{r}{R}\right)\right)\right) \quad \text{para } \frac{r}{R} \geq 1 \text{ (hacia el exterior del huracán)} \qquad \text{(A2.5)}$$

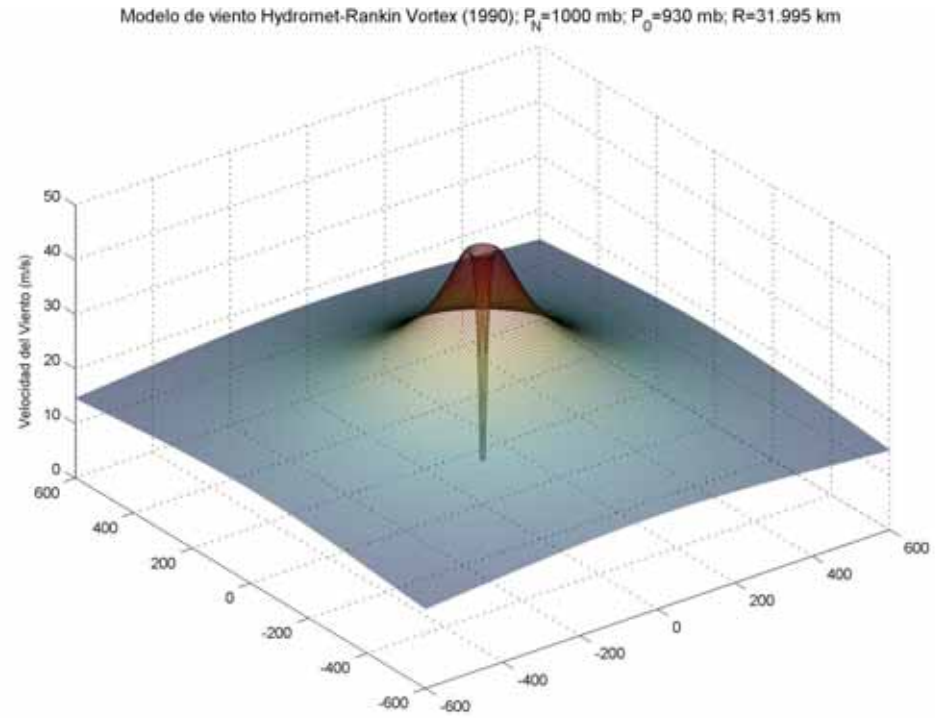
Donde,

$$A = -0{,}99 \cdot \left(1{,}066 - \exp\left(-1{,}936 \cdot \left(\frac{f \cdot R}{U_R}\right)\right)\right)$$

$$B = -0{,}357 \cdot \left(1{,}4456 - \exp\left(-5{,}2388 \cdot \left(\frac{f \cdot R}{U_R}\right)\right)\right)$$

La figura 1.216., muestra la geometría de un mapa de viento cualquiera, para los parámetros de R=31,95 km, y P_0=930 mb para un dominio de 1.200 km x 1.200 km.

FIGURA 1.216
EJEMPLO DEL MAPA DE VIENTO OBTENIDO CON EL MODELO DE BRETSCHNEIDER (1990)



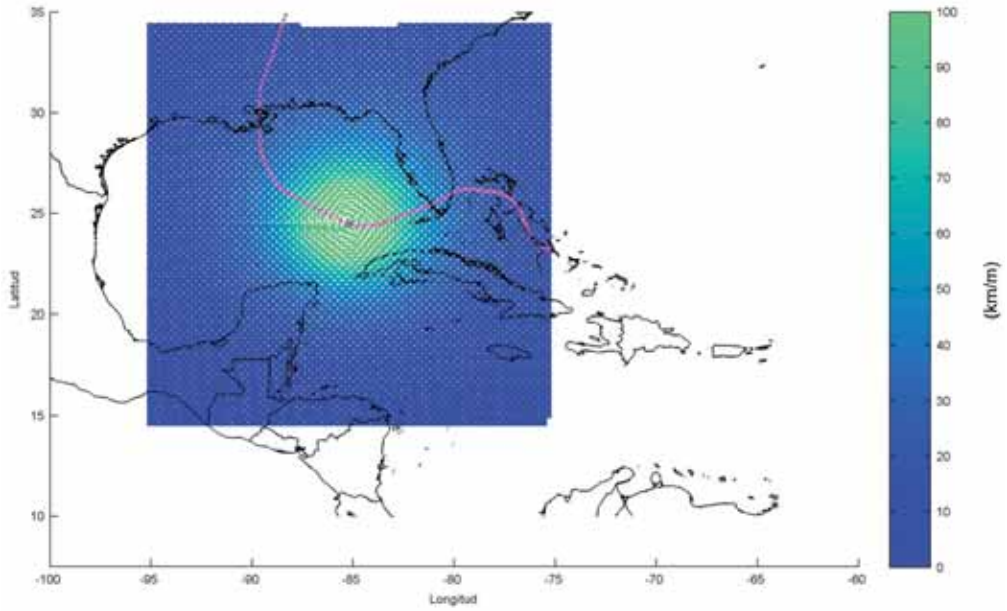
Fuente: Elaboración propia.

Al igual que con el modelo de presión, se procede a realizar un ejercicio de validación con el modelo de viento de Brestchneider (1990) para diferentes eventos de huracanes de especial interés ocurridos en el Océano Atlántico.

Se emplean nuevamente las posiciones espacial y temporal de los eventos relacionados a los huracanes, de la base de datos de la NOAA tanto para el Océano Pacífico como para el Atlántico, empleando de nuevo los valores obtenidos para el radio ciclostrófico de cada huracán, cada hora, y evaluando las ecuaciones en un área de análisis de 20 x 20 grados.

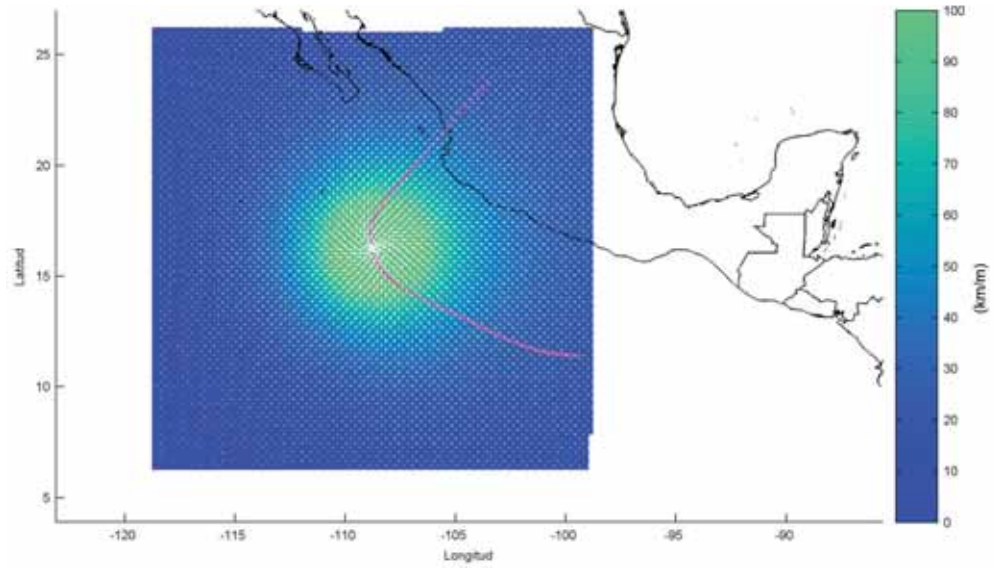
La figura 1.217. y figura 1.218. muestran un ejemplo de los mapas obtenidos de viento (magnitud y dirección) para los dos huracanes históricamente energéticos, el Katrina del año 2005 y el Kenna del año 2002, para los océanos Atlántico y Pacífico respectivamente (se relacionan directamente con la figura 1.208. y la figura 1.209. mostradas en el apartado anterior).

FIGURA 1.217
MAPA DE VARIACIÓN DEL VIENTO PARA EL HURACÁN KATRINA (27-AGOSTO DE 2005 A LAS 17:00 HRS)
(Kilómetros/metros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.218
MAPA DE VARIACIÓN DEL VIENTO PARA EL HURACÁN KENNA (24-OCTUBRE DE 2002 A LAS 11:00 HRS)
(Kilómetros/metros)



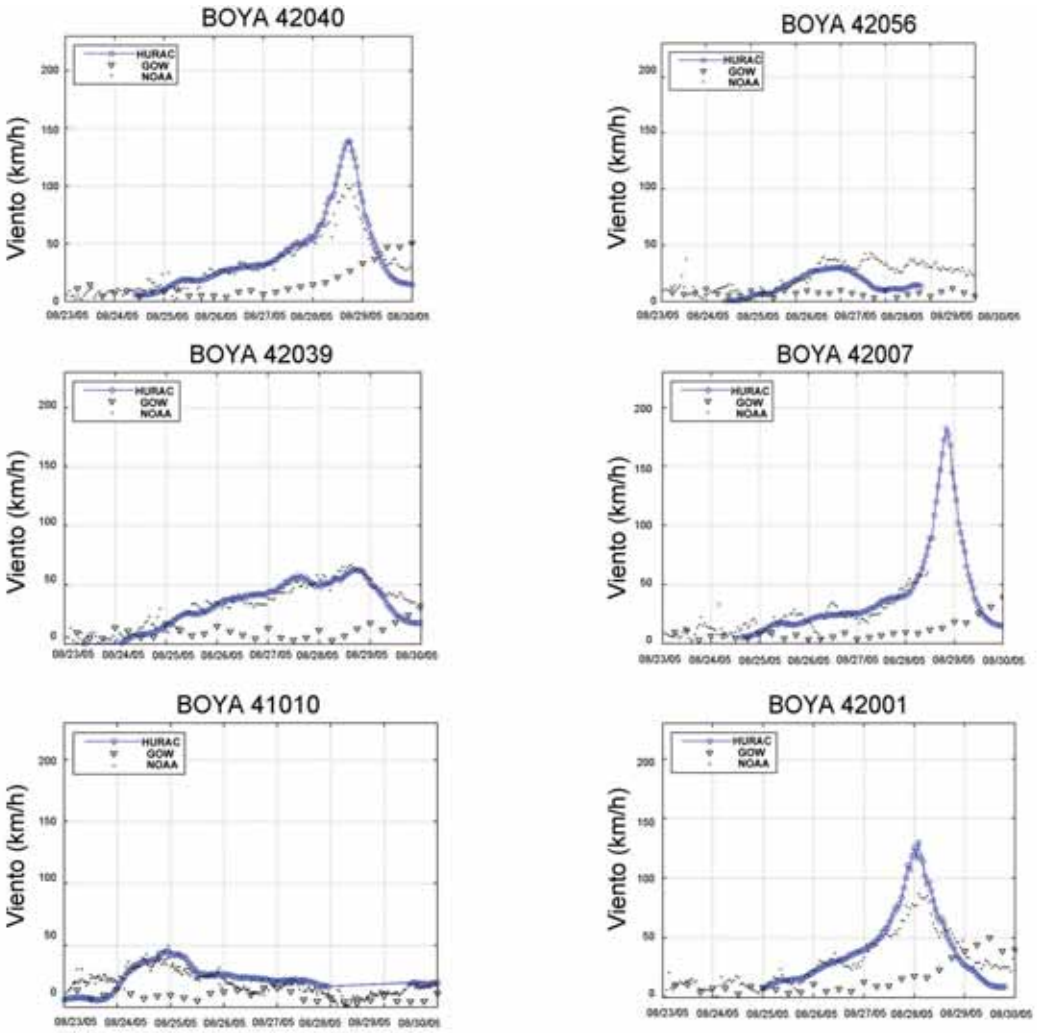
Fuente: Elaboración propia.

A continuación, se muestran las figuras resultantes del trabajo de validación de los datos de viento obtenidos con el modelo de Bretschneider (1990) (módulo de velocidad a 10 m sobre el nivel del mar) para diferentes huracanes, comparados con datos instrumentales provenientes de mediciones realizadas por las 58 boyas del Atlántico/Golfo de México tipo NDBC *Meteorological/Ocean del National Bouy Center* de la NOAA.

Las comparaciones muestran que el modelo de viento utilizado se comporta de manera adecuada tanto espacialmente como temporalmente, mostrando una buena correlación con los datos medidos por las boyas de la NOAA. No obstante, en ocasiones, muestra una sobreestimación de los valores del módulo de la velocidad de aproximadamente el 15%.

FIGURA 1.219

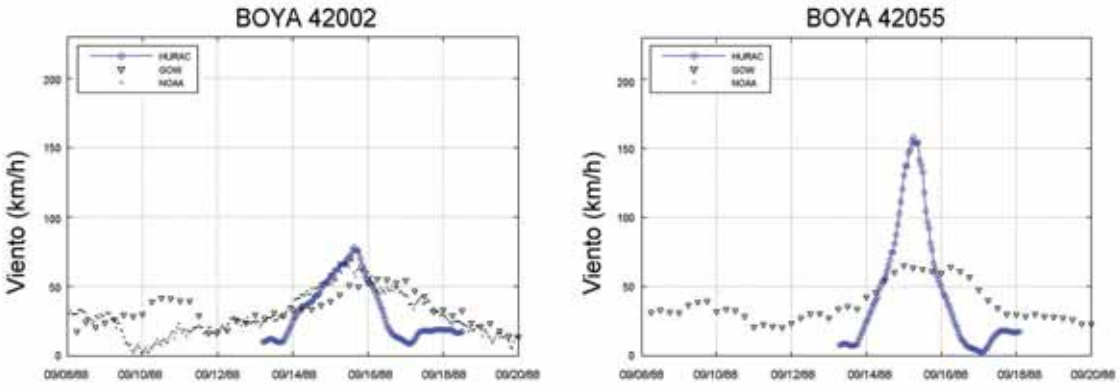
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE VIENTO PARA EL MODELO DE HURAC-BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.220

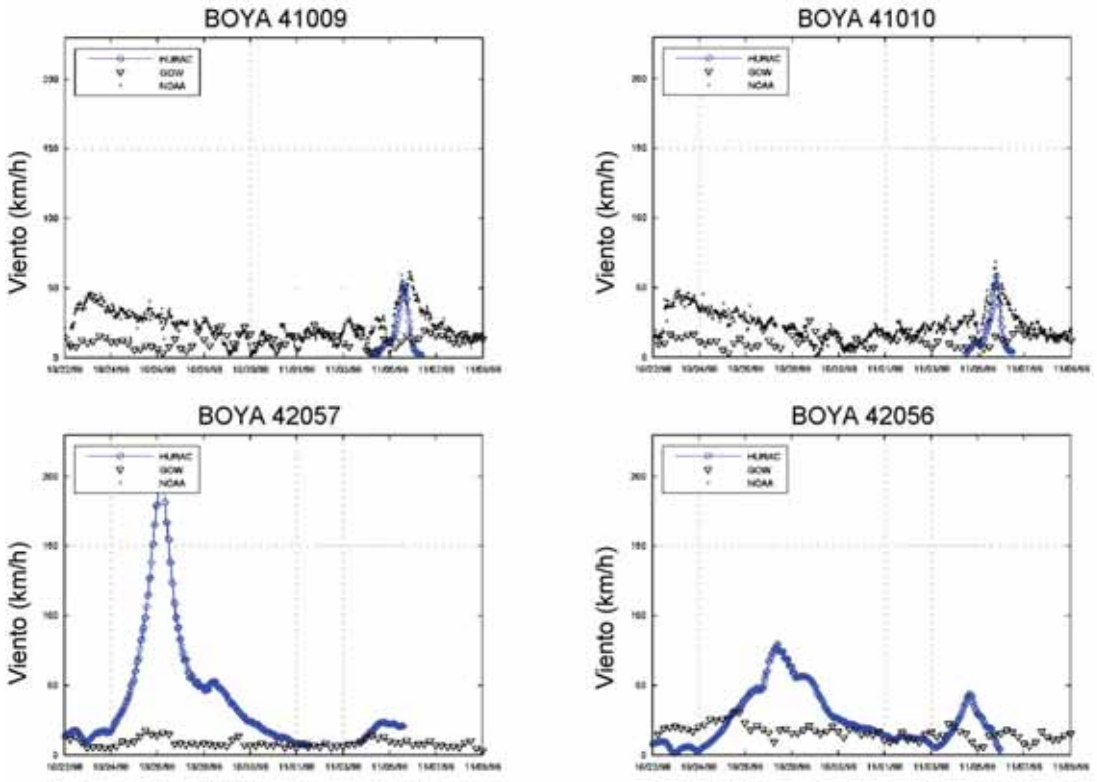
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE VIENTO PARA EL MODELO DE HURAC-BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN GILBERT (1988)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.221

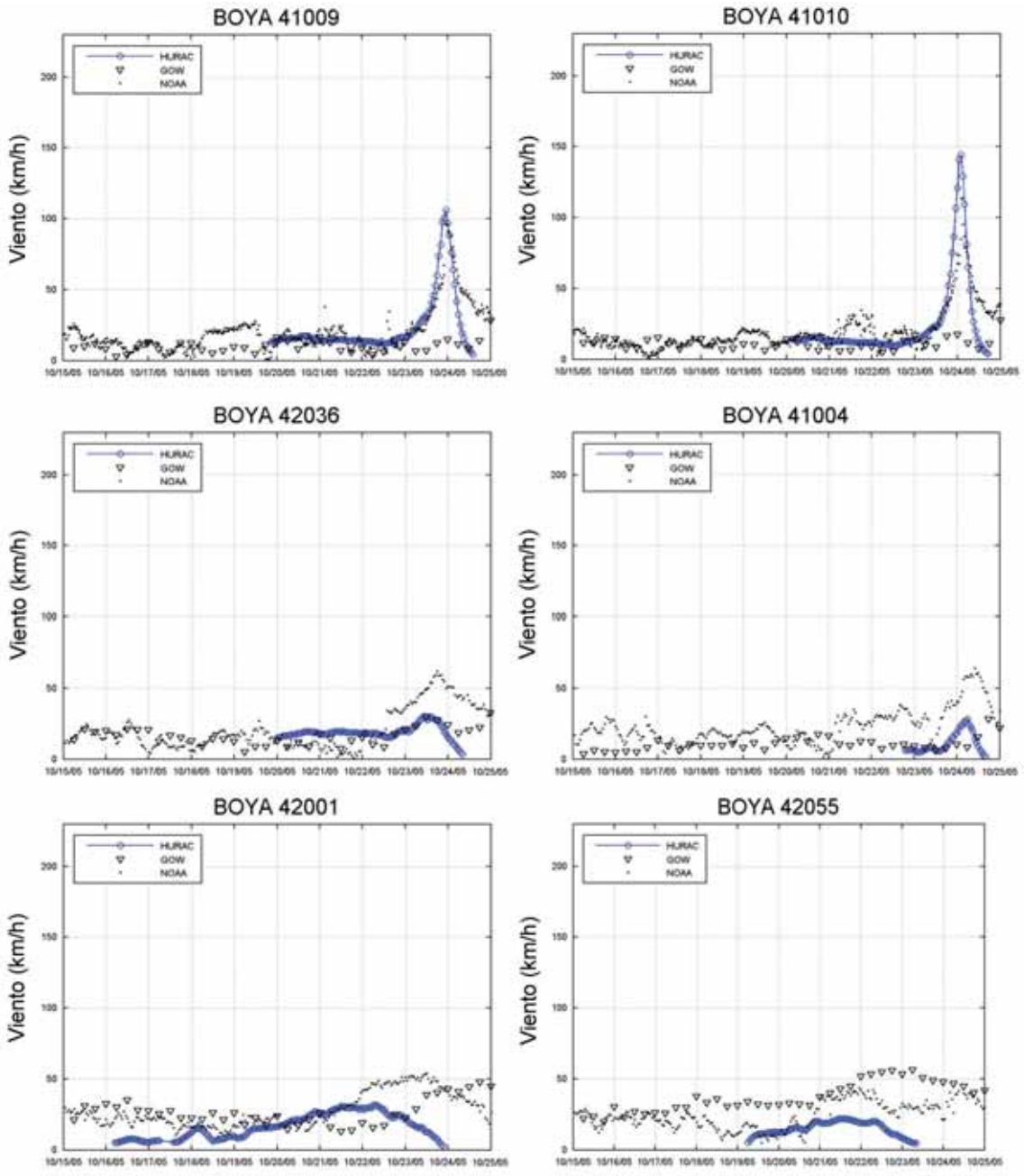
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE VIENTO PARA EL MODELO DE HURAC-BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN MITCH (1998)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.222

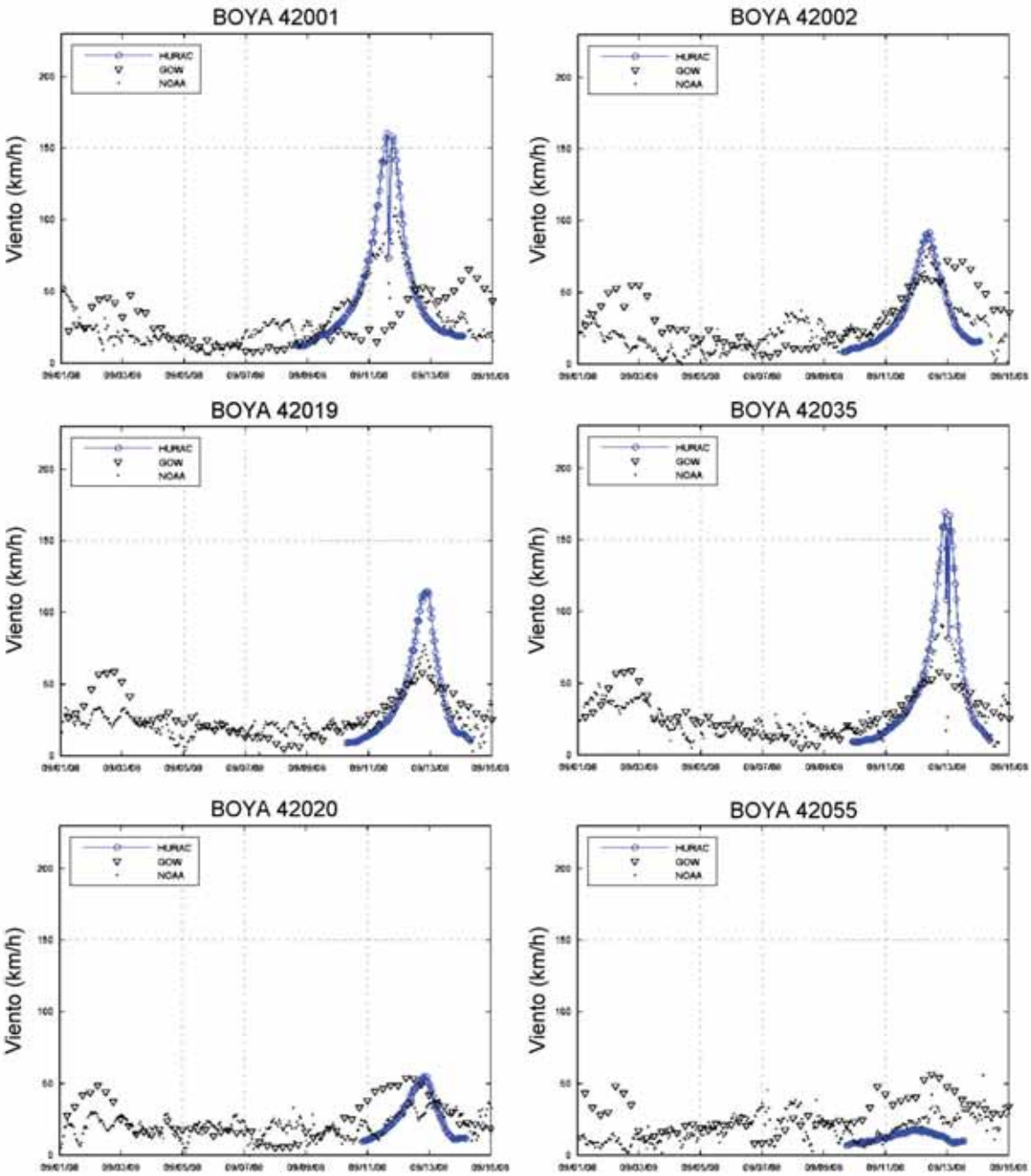
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE VIENTO PARA EL MODELO DE HURAC-BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN WILMA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.223

COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE VIENTO PARA EL MODELO DE HURAC-BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y REANÁLISIS NCEP/NCAR (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN IKE (2008)



Fuente: Elaboración propia.

A2.5. Evaluación y validación de los mapas de oleaje

Una vez evaluados los mapas de presión y viento con los modelos paramétricos de Holland (1980) y Brestchneider (1990) respectivamente, el siguiente paso en el proceso de análisis de variables derivadas, es el cálculo de los parámetros relacionados con el oleaje: altura de ola significante *(Hs)* y periodo de pico *(Tp),* y su variación espacio-temporal a lo largo del paso del huracán.

Se ha discutido en apartados anteriores la posibilidad de modelar numéricamente los parámetros del oleaje con base en los mapas de viento a través de modelos numéricos de última generación, y en consecuencia obtener mapas de oleaje de gran calidad, que logran integrar de forma realista diferentes procesos de propagación del oleaje, interaccionan con los contornos orográficos y batimétricos, y tienen en cuenta efectos de disipación de energía.

Sin embargo, esta alternativa de cálculo conlleva un complejo pre-proceso y post proceso de la información, así como una baja eficiencia en la obtención de grandes volúmenes de resultados, si se desea realizar el reanálisis de los 54 últimos años de eventos de huracanes, lo cual puede sobrepasar el tiempo de análisis destinado al presente estudio.

Por ello, en la metodología que se presenta para la obtención de los parámetros estadísticos de oleaje para considerar los eventos de huracán en los 61 años de reanálisis, se ha optado por la revisión en el estado del arte de tres diferentes modelos analíticos que se encargan de obtener los mapas de altura de ola significante y periodo de pico bajo la influencia de eventos de huracán, para su posterior implementación en el presente estudio.

Los modelos de oleaje estudiados son (ejemplo de los mapas obtenidos para los tres modelos utilizados se muestran en la figura 1.217., figura 1.224., figura 1.225. y figura 1.227.):

Modelo de oleaje de Bretschneider (1990) para evaluar la altura de ola significante *Hs,* para un ciclón no estacionario en aguas indefinidas.

$$Hs = 0{,}2557 \cdot F_h \left(1 - \frac{6{,}69 \cdot N_C}{1 + 10{,}3 \cdot N_C - 3{,}25 \cdot N_C^{\,2}}\right) \cdot \sqrt{R \cdot (P_N - P_0)} \cdot \left(1 + \frac{V_F \cdot \cos(\theta + \beta)}{2 \cdot U_R \cdot F_V}\right)^2$$

$$Ts = 12{,}1 \sqrt{\frac{Hs}{g}} \qquad \text{(A2.6)}$$

Donde,

$\theta + \beta$ representa el ángulo total entre la velocidad de traslación.
g es la aceleración de la gravedad en m/s².
N_C es el número de Coriolis ciclostrófico;
F_h se calcula a través de la siguiente relación:

Para $\frac{r}{R} < 1$ (hacia el centro del huracán):

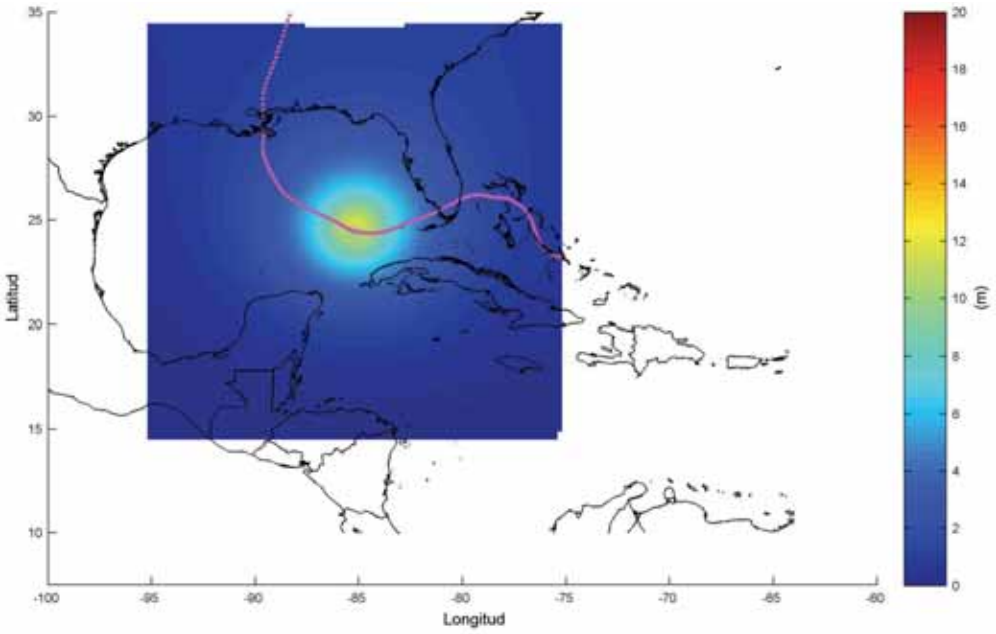
$$F_h = \frac{1 - 0{,}8974 \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right)}{1{,}0742 \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right) + 0{,}07382 \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right)^2}$$

Para $\frac{r}{R} \geq 1$ (hacia el exterior del huracán):

$$F_h = \frac{1 - 0{,}8974 \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right)}{1{,}0742 \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right) + 0{,}07382 \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right)^2} - \frac{N_C \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right)}{1 + C \cdot \left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right) + \frac{N_C}{10}\left(\cdot \frac{r}{R} - 1\right)^2}$$

y finalmente, $C = \frac{0{,}37 \cdot N_C^{2{,}55}}{0{,}13 + N_C^{2{,}55}}$

FIGURA 1.224
MAPA DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE PARA EL HURACÁN KATRINA, MODELO DE BRETSCHNEIDER (1990) (27-AGOSTO DE 2005 A LAS 17.00 HORAS)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

Modelo de oleaje de Young (1988), basado en la obtención y ajuste de la altura de ola significante máxima ajustada directamente a diagramas sintéticos aportados por un modelo numérico, aplicado para aguas indefinidas.

$$\frac{g \cdot H_S^{max}}{V_{max}^2} = 0{,}0016 \left(\frac{g \cdot x}{V_{max}^2}\right)^{0{,}5}$$
$$\frac{g \cdot Tp^{max}}{2\pi \cdot V_{max}^2} = 0{,}045 \left(\frac{g \cdot x}{V_{max}^2}\right)^{0{,}33} \qquad \text{(A2.7)}$$

Donde,

$$\frac{r}{R'} = \psi(a \cdot V_{max}^{\ 2} + b \cdot V_{max} \cdot V_F + c \cdot V_F^{\ 2} + d \cdot V_{max} + e \cdot V_F + f)$$

$R' = 22{,}5x10^{3} \cdot \log(R) - 70{,}8x10^{3}$

$a = -2{,}175x10^{-3}$

$b = 1{,}506x10^{-2}$

$c = -1{,}223x10^{-1}$

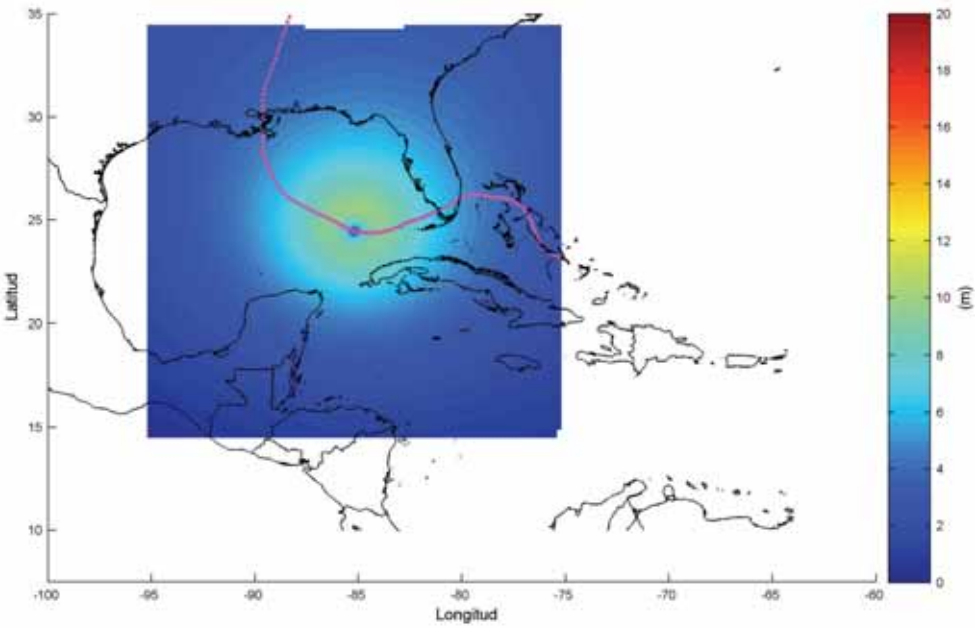
$d = 2{,}190x10^{-1}$

$e = 6{,}737x10^{-1}$

$f = 7{,}980x10^{-1}$

$\psi = -0{,}015 \cdot V_{max} + 0{,}0431 \cdot V_F + 1{,}30$

FIGURA 1.225
MAPA DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE PARA EL HURACÁN KATRINA, MODELO DE YOUNG (1988) (27-AGOSTO DE 2005 A LAS 17.00 HORAS)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

Modelo de oleaje generado por viento presentado en el Shore Protection Manual (SPM 1984), modificado para considerar los efectos del fondo sobre el oleaje que se propaga desde el huracán (profundidades intermedias o reducidas).

$$\frac{g \cdot H_S}{U_A^2} = 0{,}25 \cdot \tanh\left[0{,}6\left(\frac{g \cdot h}{U_A^2}\right)^{0{,}75}\right] \cdot \tanh^{0{,}5}\left\{\frac{4{,}3x10^{-5}\left(\frac{g \cdot 2F}{U_A^2}\right)}{\tanh^2\left[0{,}6\left(\frac{g \cdot h}{U_A^2}\right)^{0{,}75}\right]}\right\}$$

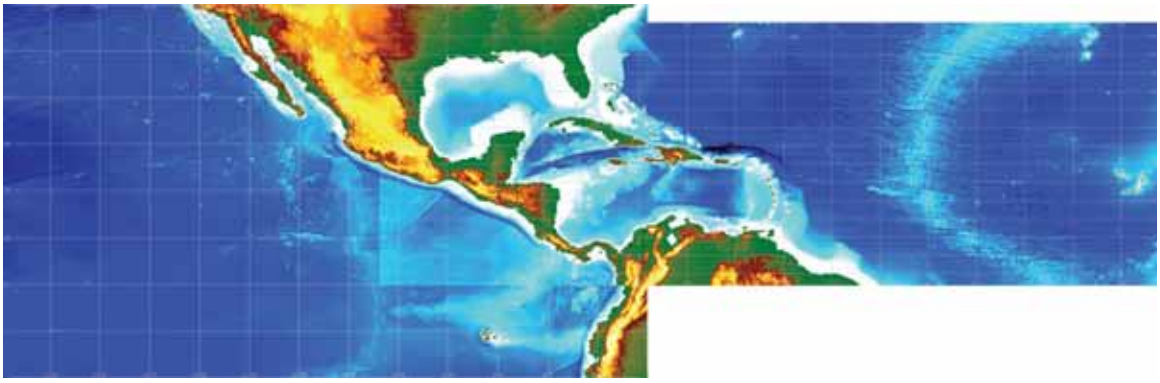
$$\frac{g \cdot Tp}{U_A} = 8{,}3 \cdot \tanh\left[0{,}76\left(\frac{g \cdot h}{U_A^2}\right)^{0{,}375}\right] \cdot \tanh^{1/3}\left\{\frac{4{,}1x10^{-5}\left(\frac{g \cdot 2F}{U_A^2}\right)}{\tanh^3\left[0{,}76\left(\frac{g \cdot h}{U_A^2}\right)^{0{,}375}\right]}\right\} \qquad \text{(A2.8)}$$

U_A es la velocidad generada por el huracán a 10 metros sobre el nivel del mar en m/s.
h es la profundidad en metros asociada a cada U_A.
F es el *fetch* o distancia del punto objetivo a cada posición espacial de los datos del mapa de vientos.

Para evaluar la profundidad h en todo el dominio de cálculo, se han empleado las batimetrías publicadas por el *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) (http://www.gebco.net/), con una resolución de malla de 30 segundos geográficos.

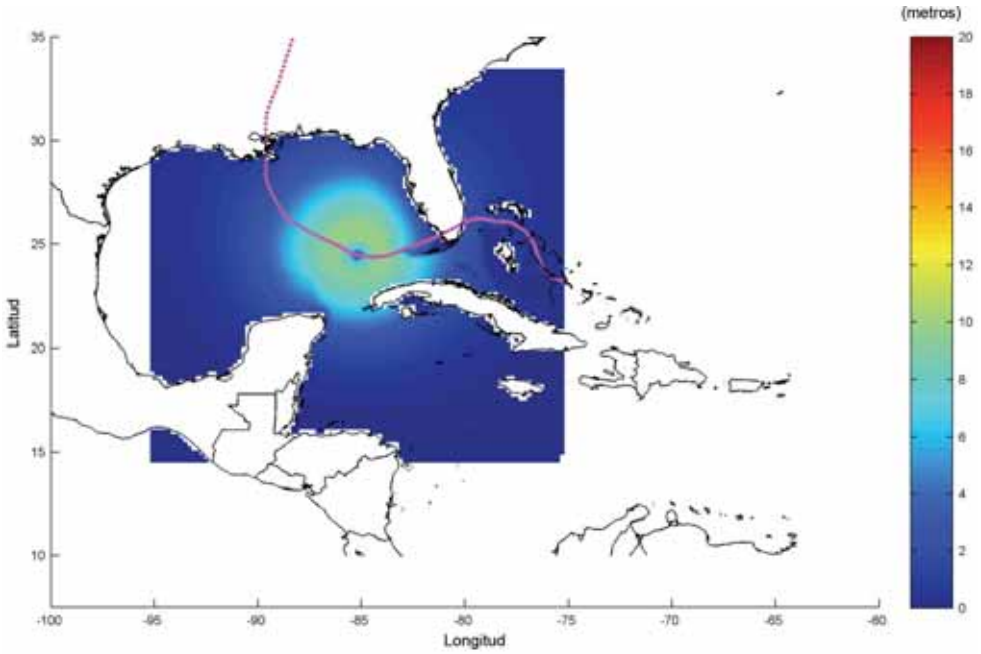
Las mallas de batimetría empleadas para los dominios del Océano Pacífico y Atlántico se muestran en la figura 1.226.

FIGURA 1.226
MAPA DE BATIMETRÍA EMPLEADA PARA EL MODELO DEL SPM-MODIFICADO (1984)



Fuente: GEBCO.

FIGURA 1.227
MAPA DE ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE PARA EL HURACÁN KATRINA, MODELO DEL SPM-MODIFICADO (1984) (27-AGOSTO DE 2005 A LAS 17.00 HORAS)
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

A continuación se muestran las comparaciones de *Hs* y *Tp* entre los tres modelos de oleaje utilizados en el presente estudio, los datos medidos por las boyas de la NOAA y los datos de *Hs* y *Tp* obtenidos con la base de datos GOW.

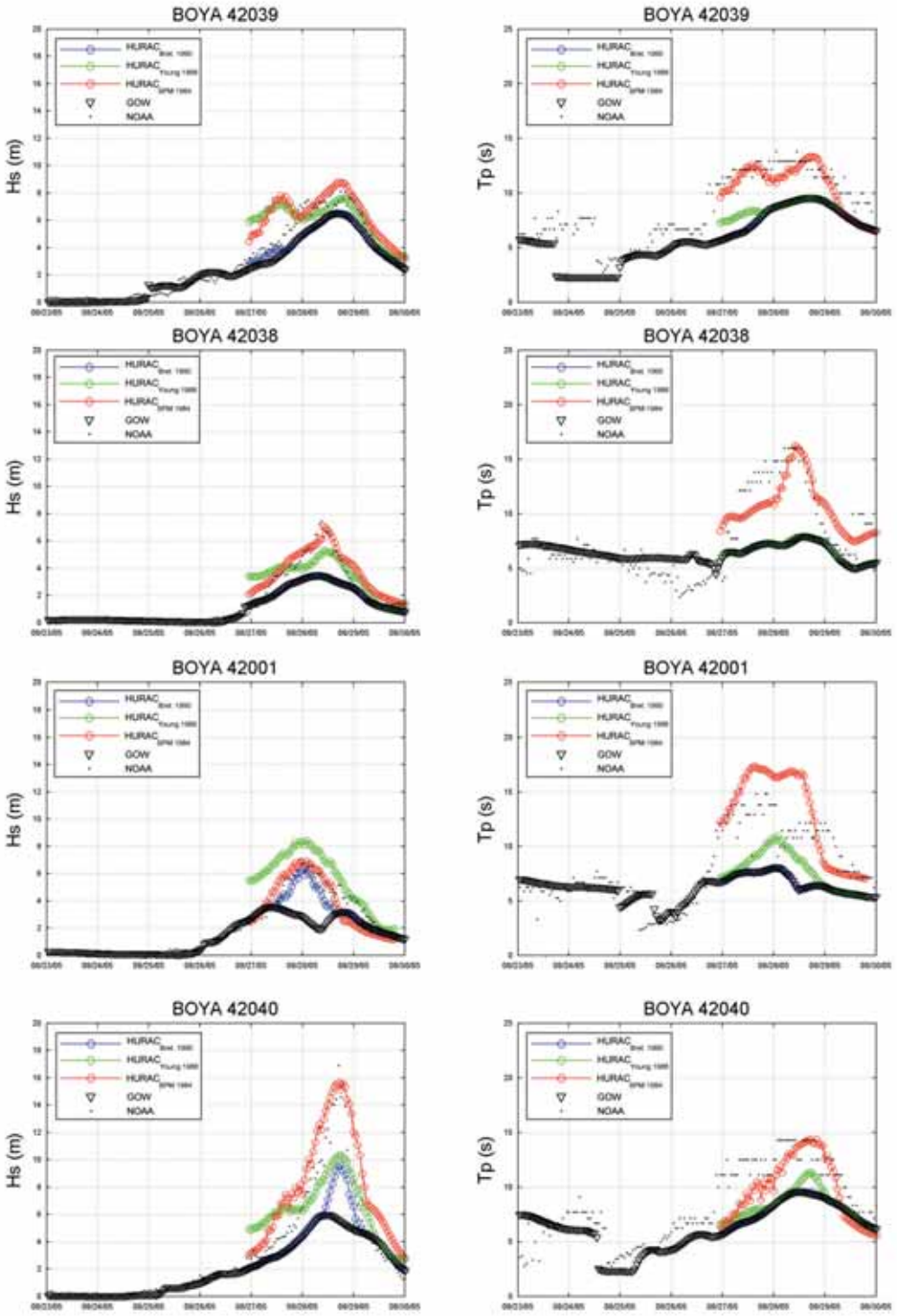
En dichas comparaciones, se observa que el modelo modificado del SPM, aporta resultados más cercanos a las mediciones de las boyas de la NOAA, tanto para la altura de ola significante, como para el periodo de pico, llegando a simular adecuadamente la tendencia en el aumento de la altura de ola y el periodo tras el paso del huracán, así como la disminución en el tiempo y en el espacio tras el paso de dicho fenómeno atmosférico. Adicionalmente, en la figura 1.227., se puede ver cómo el modelo del SPM modificado intenta adaptarse al contorno batimétrico y modifica los valores espaciales de Hs con base en dicha información aportada por el GEBCO.

El modelo de Young (1988) es el que peor predice el comportamiento del oleaje, llegando a sobreestimar en muchas ocasiones el valor de Hs, y en otras lo subestima sin mostrar una tendencia o comportamiento definido, posiblemente debido a que dicha formulación ha sido completamente definida para su aplicación en profundidades indefinidas, y para el presente estudio interesa evaluar el comportamiento de los parámetros del oleaje asociados al huracán en profundidades reducidas e intermedias, no sólo indefinidas.

El modelo de oleaje Bretschneider (1990), se comporta adecuadamente para aquellas boyas localizadas en aguas más profundas, pero tiende a subestimar los valores del oleaje tras el paso del huracán conforme la comparación se mueve hacia aguas menos profundas (posición de cada boya de la NOAA), y no logra simular adecuadamente el periodo de pico asociado al oleaje.

FIGURA 1.228

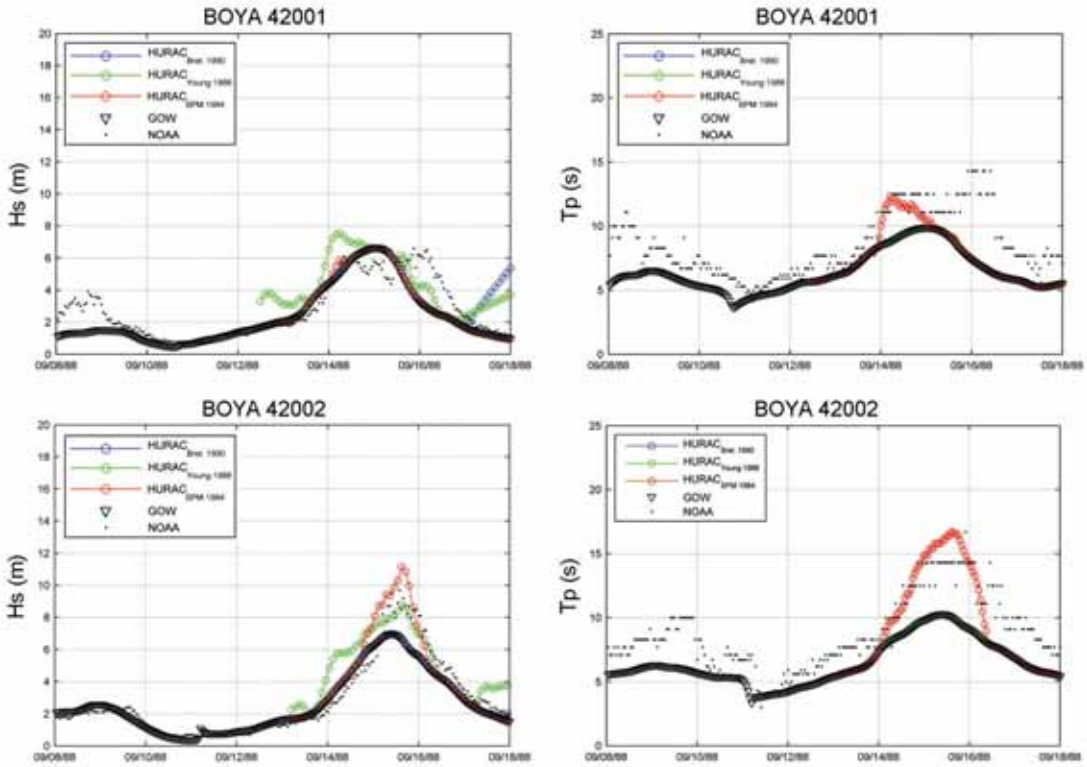
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE HS Y TP PARA LOS MODELOS: BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), YOUNG (1988) (PUNTOS VERDES), SPM-MODIFICADO (PUNTOS ROJOS), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y DATOS DE LA BASE DE DATOS GOW (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN KATRINA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.229

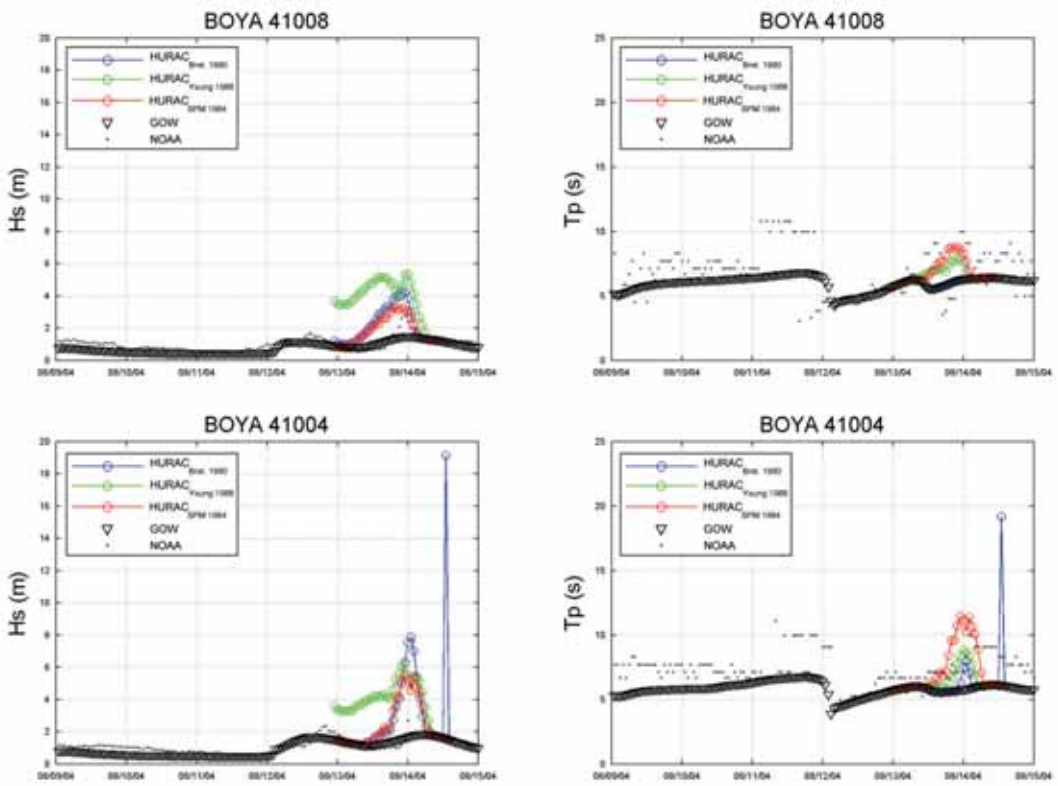
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE HS Y TP PARA LOS MODELOS: BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), YOUNG (1988) (PUNTOS VERDES), SPM-MODIFICADO (PUNTOS ROJOS), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y DATOS DE LA BASE DE DATOS GOW (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN GILBERT (1988)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.230

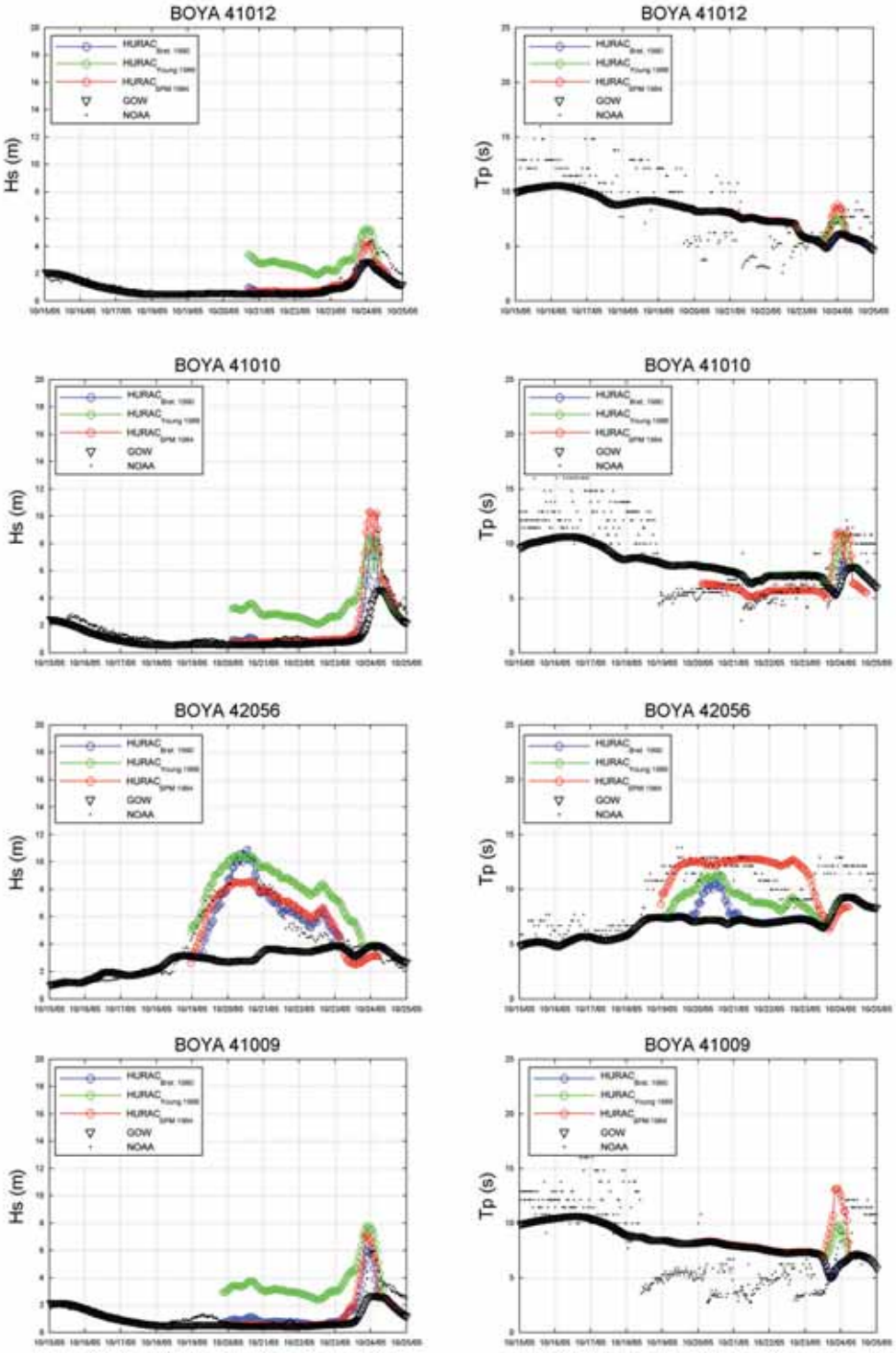
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE HS Y TP PARA LOS MODELOS: BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), YOUNG (1988) (PUNTOS VERDES), SPM-MODIFICADO (PUNTOS ROJOS), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y DATOS DE LA BASE DE DATOS GOW (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN CHARLEY (2004)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.231

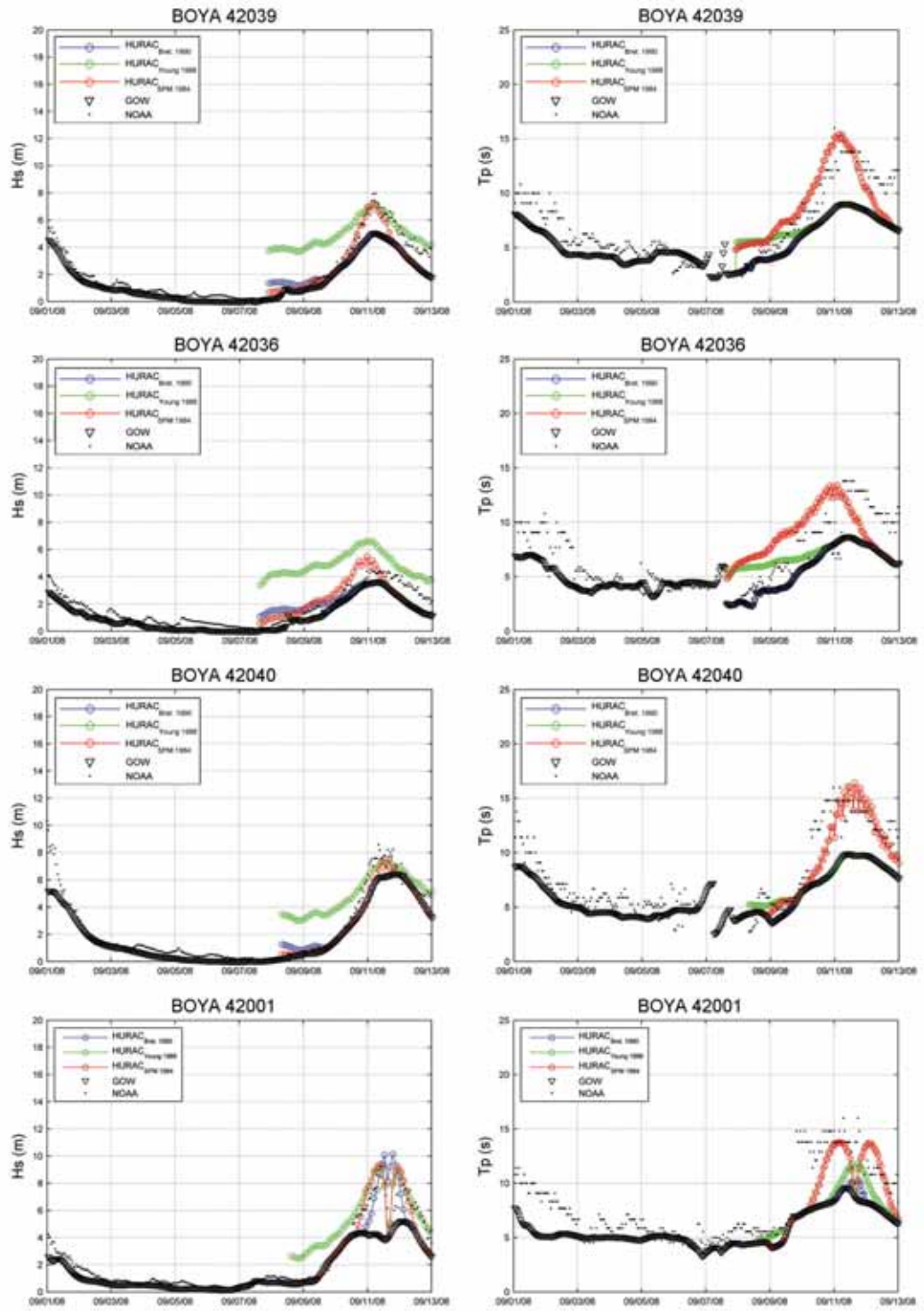
COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE HS Y TP PARA LOS MODELOS: BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), YOUNG (1988) (PUNTOS VERDES), SPM-MODIFICADO (PUNTOS ROJOS), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y DATOS DE LA BASE DE DATOS GOW (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN WILMA (2005)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.232

COMPARACIÓN DE LAS SERIES HORARIAS DE HS Y TP PARA LOS MODELOS: BRETSCHNEIDER (1990) (PUNTOS AZULES), YOUNG (1988) (PUNTOS VERDES), SPM-MODIFICADO (PUNTOS ROJOS), DATOS DE LAS BOYAS (PUNTOS NEGROS) Y DATOS DE LA BASE DE DATOS GOW (TRIÁNGULOS NEGROS), PARA EL HURACÁN IKE (2008)



Fuente: Elaboración propia.

Es importante mencionar que ninguno de los tres modelos de oleaje mostrados en este apartado, consideran los procesos de transformación y disipación del oleaje por fenómenos como la refracción, difracción, reflexión, rotura y asomeramiento, cuando posiblemente los efectos conjuntos de difracción-refracción en aquellas zonas protegidas por accidentes orográficos, son los que condicionen la obtención de resultados adecuados (únicamente el modelo SPM modificado intenta corregir los parámetros del oleaje por efecto de asomeramiento del oleaje en función del fondo).

Parece lógico pensar que la bondad del modelo del oleaje, depende en gran parte de la posibilidad de considerar los contornos físicos y batimétricos, por lo tanto, se decide emplear el modelo modificado del SPM (1984) para realizar el reanálisis de los 54 años de datos de huracanes, ya que los puntos de control del estudio se situarán a lo largo de la costa a profundidades intermedias y someras.

A2.6. Evaluación y validación de los mapas de marea meteorológica

La marea meteorológica o *storm surge* generada por huracanes o ciclones tropicales es uno de los fenómenos naturales con mayor poder destructivo y que más muertes causa a nivel mundial. En 1900 la población de Galveston, Texas, fue sorprendida por esta marea meteorológica matando a 6,000 personas y arrasando la ciudad.

El oleaje asociado a los huracanes que se ve sobrelevado por la marea meteorológica representa un serio peligro tanto para la navegación en altamar como en el interior de las bahías de abrigo, y para plataformas marinas, así como estructuras portuarias y costeras.

Los daños a las estructuras se generan por la constante acción energética del oleaje sobre las estructuras y por la inundación de las partes bajas de dichas instalaciones. Entre los daños se encuentran la socavación de cimientos en edificios, daños en muros de contención, erosión de playas y litorales, naufragio o daño de embarcaciones, destrucción de las instalaciones portuarias, destrucción de las instalaciones en playa.

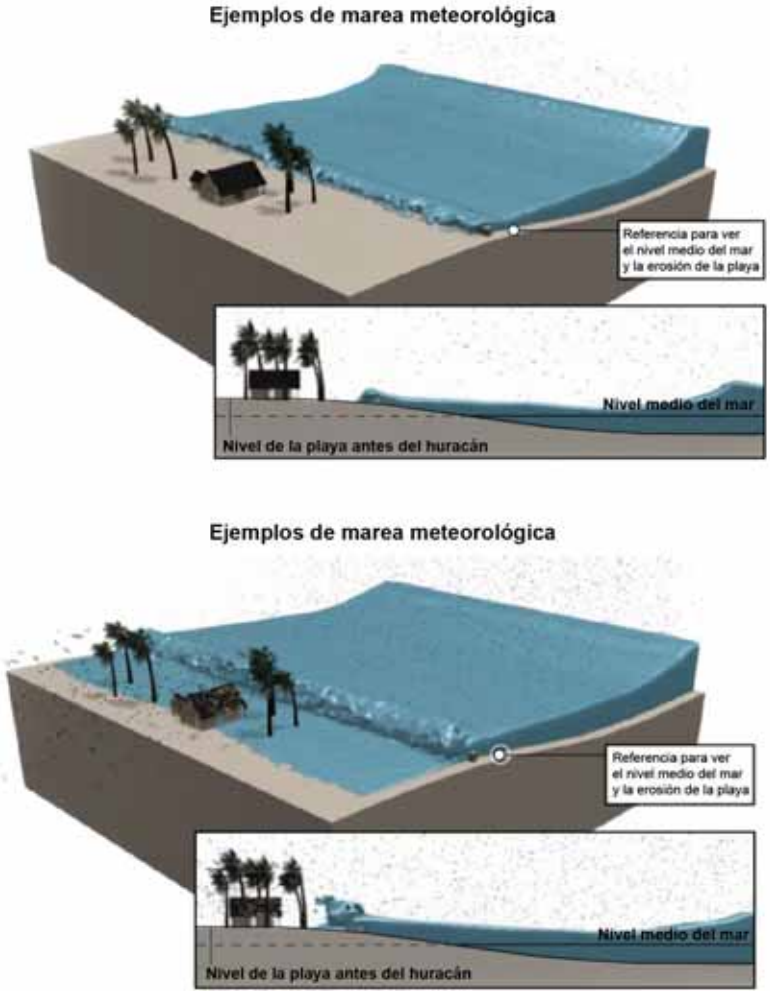
FIGURA 1.233
UN VEHÍCULO ES ARRASTRADO EN LOS ESTADOS UNIDOS DE NORTEAMÉRICA POR LA MAREA METEOROLÓGICA DEL HURACÁN GUSTAV EN 2008

Fuente: www.elespectador.com/imagen-gustav-sigue-causando-daños.

En general, la marea meteorológica asociada a eventos de huracán se suele analizar considerando dos forzamientos principales: a) la sobre-elevación del nivel del mar debida a la acción del viento (campo lejano al huracán), y b) la sobre-elevación del nivel del mar que localmente ocurre por la bajada de la presión atmosférica (campo cercano al huracán).

Para evaluar adecuadamente esta marea meteorológica o sobreelevación del nivel medio del mar asociado a eventos de huracán, existen avanzados modelos numéricos que se alimentan de los mapas de presión y viento, y que logran aportar soluciones realistas de dichas variaciones del nivel, en el ámbito espacial y temporal, considerando el fondo batimétrico, fenómenos de propagación de la onda larga asociada a la marea meteorológica, fricción de dicha onda con el fondo, etc. (p. ej. Modelo ROMS, modelo H2D *(shallow water equations),* modelo SLOSH de la NOAA http://www.nhc.noaa.gov/HAW2/english/surge/slosh.shtml), etc.

FIGURA 1.234
EJEMPLO DE UN EVENTO BIDIMENSIONAL HURACÁN EN UNA PLAYA Y SU EFECTO ASOCIADO DE AUMENTO DE NIVEL DEL MAR *(STORM SURGE)* Y OLEAJE



Fuente: NOAA.

Sin embargo, al igual que lo comentado anteriormente con respecto a los modelos numéricos que resuelven el oleaje y su propagación para eventos de huracán, el uso de este tipo de modelos es complejo tanto en su implementación, como en su eficiencia en tiempo, si se desea como es el caso del presente estudio, realizar un reanálisis y complementar la base de datos GOS.

Por ese motivo, en el presente estudio se realiza un análisis sencillo para la obtención de la marea meteorológica debida a la acción de los huracanes por cambios en los mapas de presión y viento, considerando diferentes hipótesis simplificativas. Dichas hipótesis se resumen a continuación:

Para la marea meteorológica debida al viento:

Se analiza en un transecto que va desde el centro del huracán hasta el punto de análisis en la costa (ver figura 1.235.).

Se considera la batimetría real a lo largo de dicho transecto.

Se considera una velocidad del viento constante máxima actuando en dicho transecto de forma estacionaria para cada evento horario de huracán.

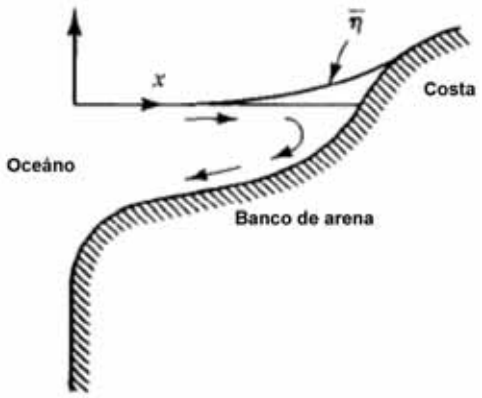
Se tiene en cuenta el ángulo relativo entre la dirección de la velocidad máxima del viento y la orientación geográfica del transecto.

No se consideran los efectos de fricción con el fondo.

No se consideran los efectos bidimensionales (el transecto es un canal 2DV) de propagación espacio-temporal de la onda larga asociada a la marea meteorológica.

No se consideran los accidentes topográficos y batimétricos en el ámbito bidimensional (2DH).

FIGURA 1.235
ESQUEMA DEL CORTE BATIMÉTRICO Y MAREA METEOROLÓGICA A LO LARGO DEL TRANSECTO



Fuente: Dean & Dalrymple (1984).

Para ello, se ha empleado el modelo unidimensional presentado por Dean & Darlymple (1984) en donde se evalúan las ecuaciones de onda larga para cuerpos de agua con batimetría variable, forzados por un viento constante.

Considerando que el principal fenómeno de forzamiento del sistema es el la tensión tangencial que actúa sobre la superficie en función del viento, tal que:

$$\tau_W = \rho \cdot k \cdot U_{\max} |U_{\max}| \qquad \text{(A2.9)}$$

Donde,

ρ es la densidad del agua en kg/m³.

U_{max} es la velocidad del viento máxima del huracán a 10 m sobre el nivel del mar medida a lo largo del transecto en m/s.

k es un factor de fricción del orden de 10^6, propuesto y analizado por Van Dorn (1953).

$$k = 1{,}2x10^{-6} \qquad \text{para } |U_{max}| \leq 5{,}6$$

$$k = 1{,}2x10^{-6} + 2{,}25x10^{-6}\left(1 - \frac{5{,}6}{|U_{max}|}\right) \qquad \text{para } |U_{max}| > 5{,}6$$

Para considerar el ángulo relativo entre la dirección del viento y la dirección geográfica del transepto θ, se debe corregir el esfuerzo cortante como sigue,

$$\tau_{wx} = |\tau_w| cos\theta$$

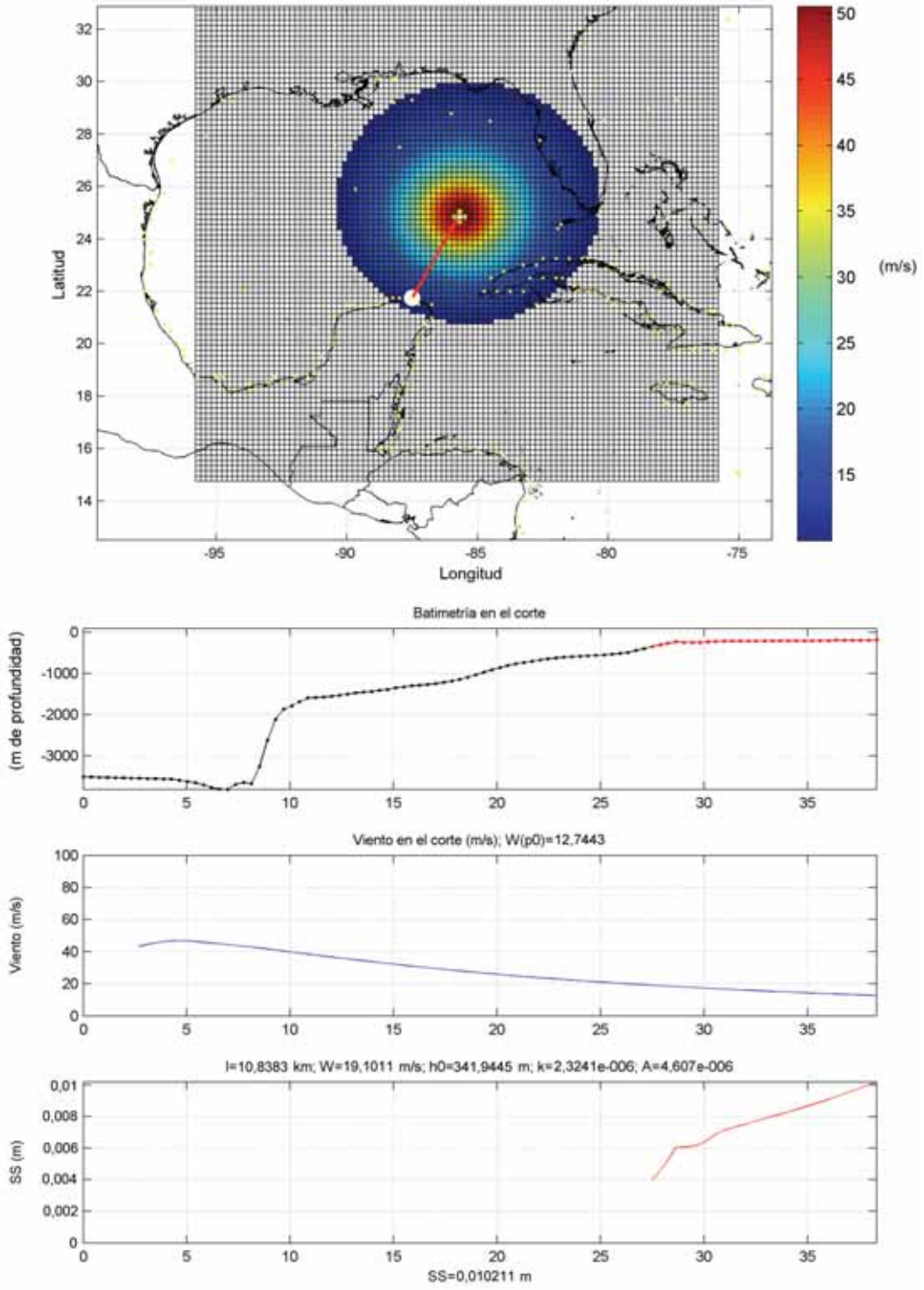
Con los parámetros anteriores y con el parámetro n (entre 1,15 y 1,30, SPM, 1977), finalmente se ha resuelto en el presente estudio la siguiente ecuación diferencial que resuelve la sobreelevación del nivel del mar (marea meteorológica) debida al viento η_w, en función del esfuerzo cortante el factor n y la profundidad a lo largo del transecto h:

$$\frac{\partial \eta_w}{\partial x} = \frac{n \cdot \tau_{zx}(\eta_w)}{\rho \cdot g\,(h + \eta_w)}$$

La figura 1.236. y figura 1.237. muestran un ejemplo de los resultados obtenidos para dos transectos forzados por los campos de viento obtenidos para el huracán Katrina del día 28 de agosto de 2005 a las 17:00 horas.

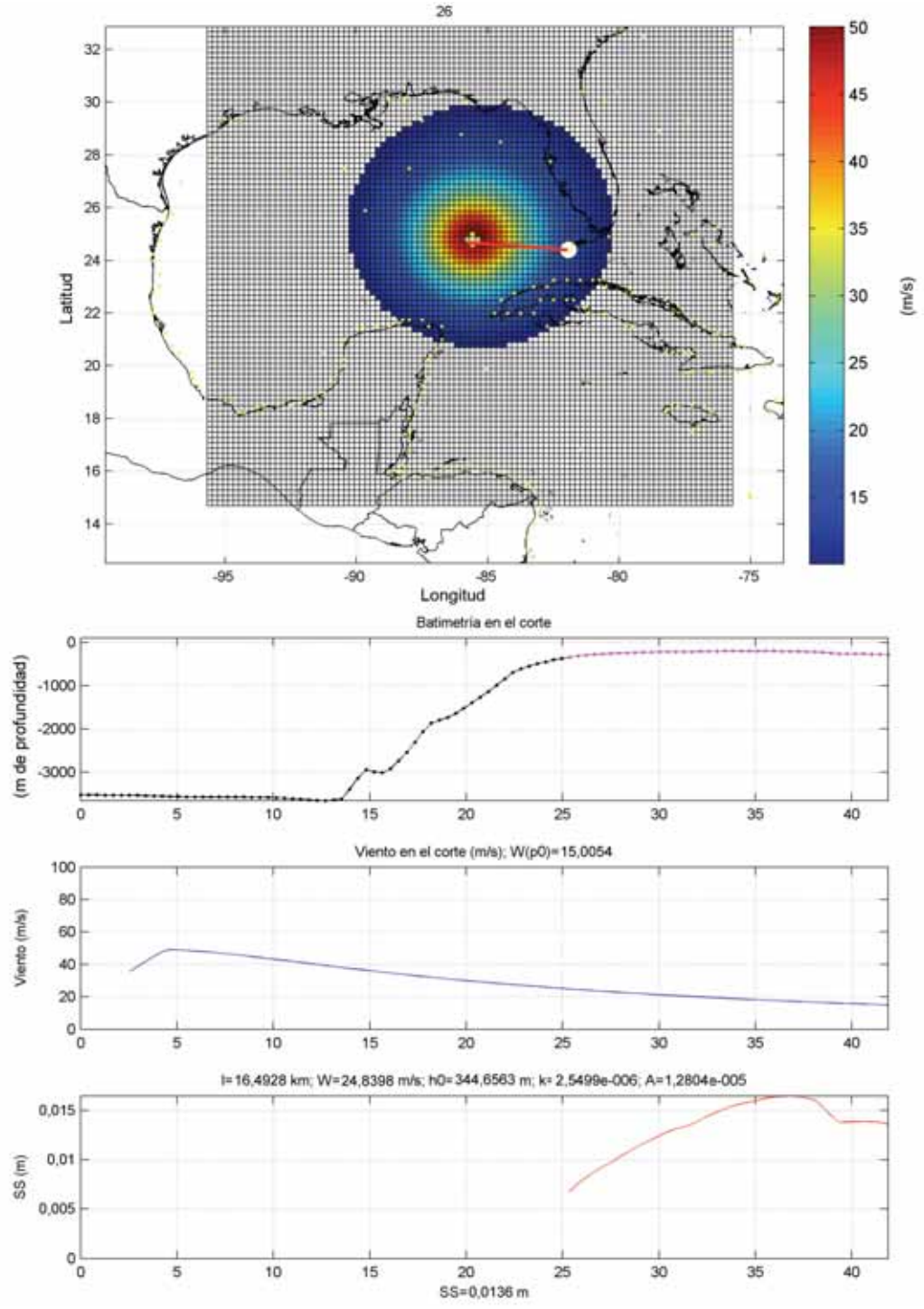
FIGURA 1.236

MAPA DE VIENTO PARA EL HURACÁN KATRINA DEL 28-AGOSTO DE 2005 A LAS 17:00 HRS, Y DATOS DE BATIMETRÍA, VIENTO Y MAREA METEOROLÓGICA DEBIDA A LA ACCIÓN DEL VIENTO A LO LARGO DEL TRANSECTO (LÍNEA ROJA) HACIA EL PUNTO DE CONTROL (PUNTO BLANCO)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.237
MAPA DE VIENTO PARA EL HURACÁN KATRINA DEL 28-AGOSTO DE 2005 A LAS 17:00 HRS, Y DATOS DE BATIMETRÍA, VIENTO Y MAREA METEOROLÓGICA DEBIDA A LA ACCIÓN DEL VIENTO A LO LARGO DEL TRANSECTO (LÍNEA ROJA) HACIA EL PUNTO DE CONTROL (PUNTO BLANCO)



Fuente: Elaboración propia.

Para la marea meteorológica debida a la presión atmosférica:

a) Se considera que la variación espacial es estacionaria y simétrica y solo depende del gradiente de presiones.

b) La sobreelevación del nivel del mar, debida a la presión, se suma linealmente en el espacio (a lo largo del transecto) a la debida al viento, para cada instante horario de huracán.

El modelo empleado para evaluar la variación del nivel del mar debidas a las oscilaciones de la presión atmosférica bajo eventos de huracán, utiliza la siguiente ecuación analítica, derivada según Dean & Dalrymple (1984).

$$\eta_{vp} = \frac{(p_n - p_o)}{\rho g}\left(1 - e^{-\frac{(R-r)}{r}}\right) \qquad \text{(A2.10)}$$

Donde:

η_{vp} es la variación del nivel medio en metros

P_n es la presión en la periferia del sistema de baja presión (borrasca) en mbar.

P_0 es la presión en el centro de la borrasca en mbar

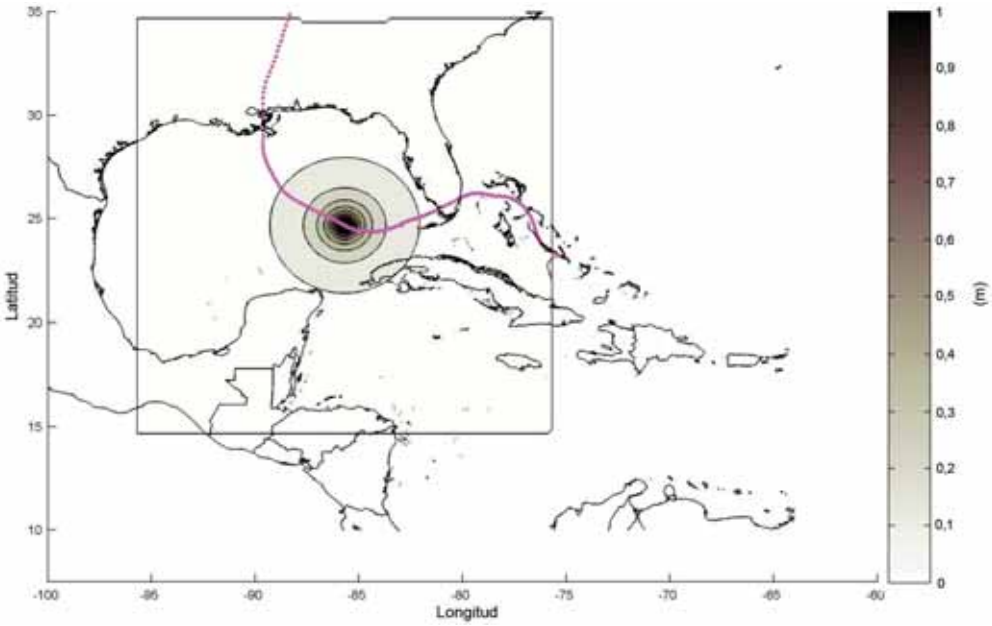
P es la densidad del agua (1025 kg/m³).

R es el radio ciclostrófico del huracán en km.

r es distancia radial del punto de medida al centro de la borrasca en km.

La figura 1.238. muestra el mapa de marea meteorológica para el instante de huracán asociado al Katrina del día 27 de agosto de 2005 a las 22:00 horas.

FIGURA 1.238
MAPA DE MAREA METEOROLÓGICA DEBIDA A LA VARIACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA, PARA EL HURACÁN KATRINA DEL 27-AGOSTO DE 2005 A LAS 22:00 HRS
(Metros)



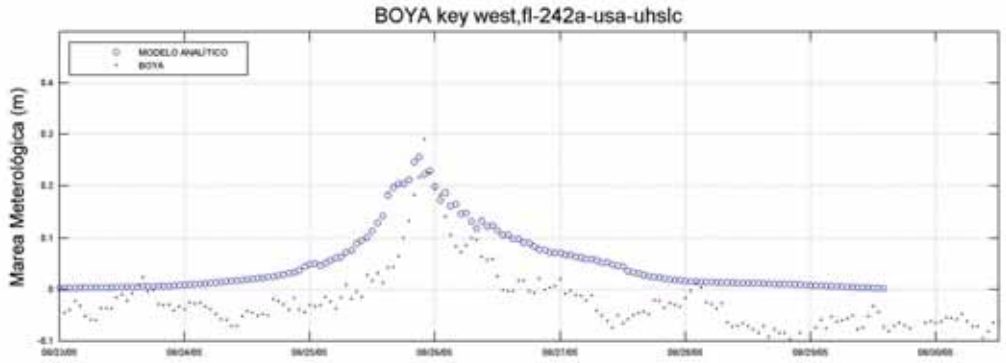
Fuente: Elaboración propia.

El trabajo de validación de los modelos de marea meteorológica mostrados en este apartado se han validado con los datos instrumentales del *Global Extreme Sea Level Analysis* (GESLA) que cuenta con datos provenientes de mareógrafos que aportan información sobre la variación del nivel del mar.

La validación de marea meteorológica (por viento y presión) observados durante el desarrollo de este estudio, se comportan adecuadamente según lo mostrado en la figura 1.239., figura 1.240. y la figura 1.241.

FIGURA 1.239

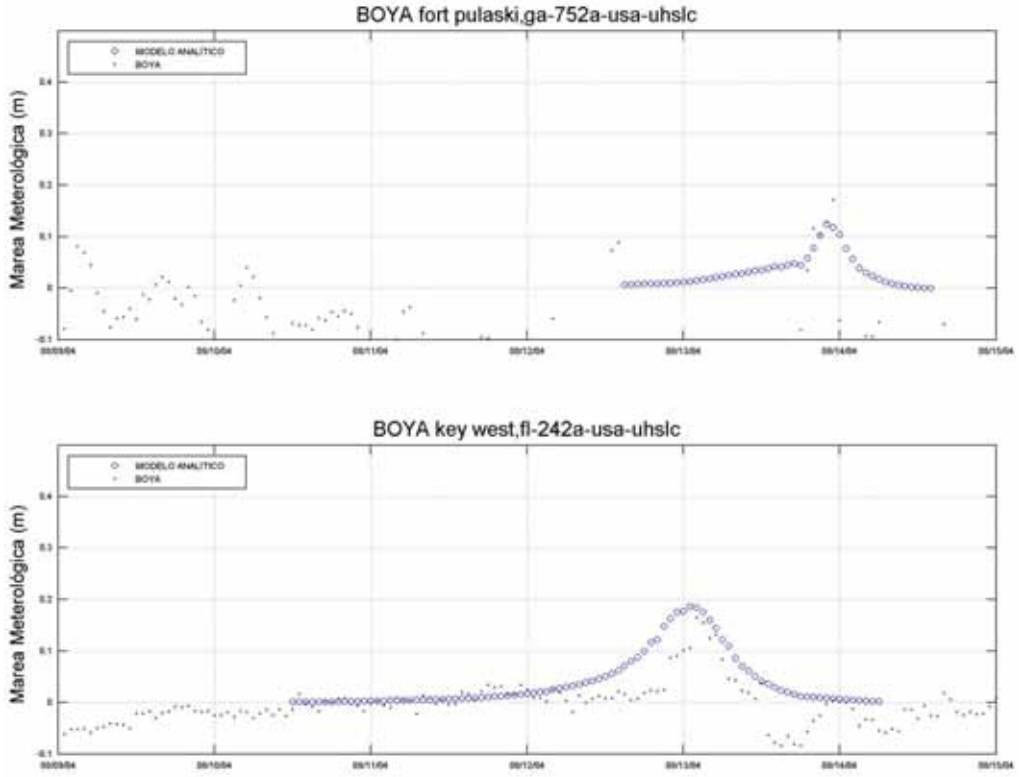
SERIES COMPARATIVAS DE MAREA METEOROLÓGICA OBTENIDA CON EL MODELO ANALÍTICO Y LOS DATOS DEL MAREÓGRAFO GESLA N° 242, PARA EL HURACÁN KATRINA DEL 2005



Fuente: Elaboración propia.

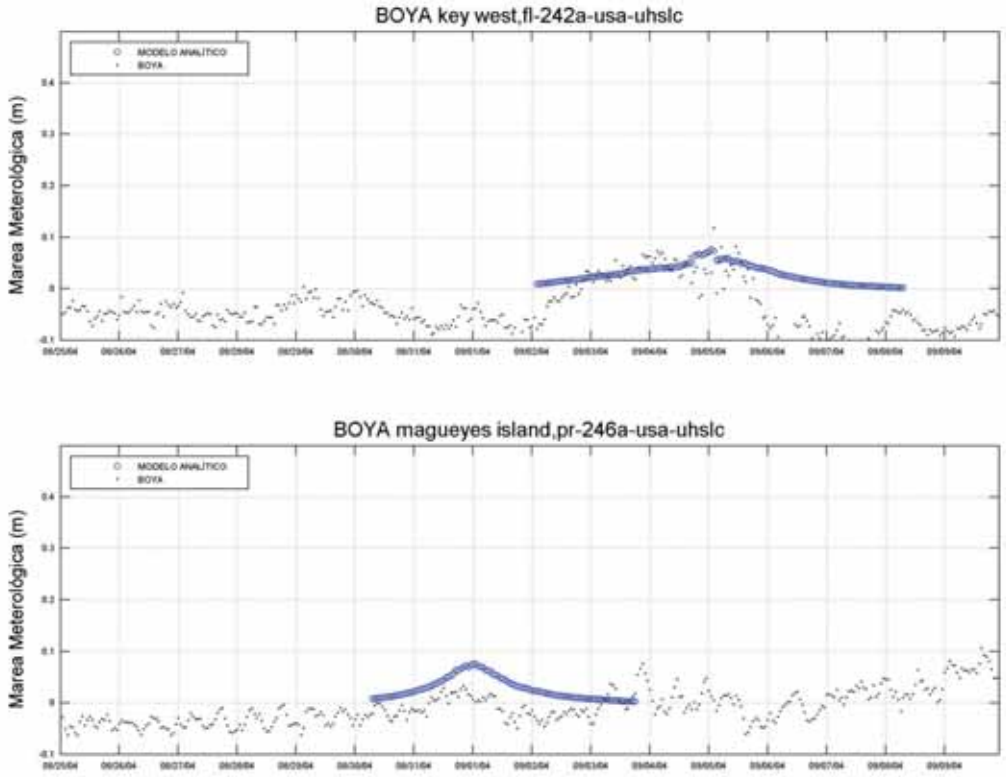
FIGURA 1.240

SERIES COMPARATIVAS DE MAREA METEOROLÓGICA OBTENIDA CON EL MODELO ANALÍTICO Y LOS DATOS DE LOS MAREÓGRAFOS GESLA N°.752 Y 242, PARA EL HURACÁN CHARLEY DEL 2004



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.241
SERIES COMPARATIVAS DE MAREA METEOROLÓGICA OBTENIDA CON EL MODELO ANALÍTICO Y LOS DATOS DE LOS MAREÓGRAFOS GESLA N° 242 Y 246, PARA EL HURACÁN FRANCES DEL 2003



Fuente: Elaboración propia.

A2.7. Análisis estadístico de los parámetros asociados a los eventos de huracán

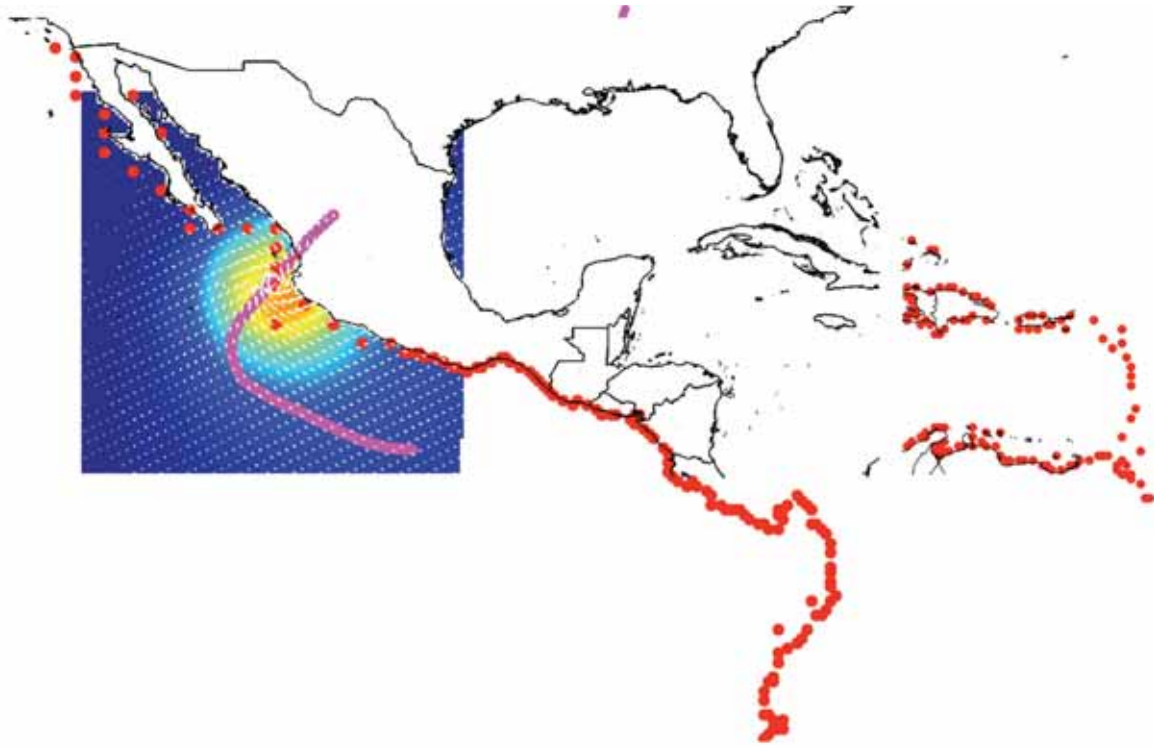
Una vez presentados, analizados, ejecutados y validados los diferentes modelos de presión, viento, oleaje y marea meteorológica para diferentes eventos de huracán, y sabiendo que su comportamiento es adecuado y que aportan resultados realistas, a la vista de la validación realizada, se procede a continuación a presentar los resultados de la ejecución de dichos modelos para la base de 54 años de huracanes cada hora.

La finalidad de este análisis es definir y complementar los mapas estadísticos de marea meteorológica y oleaje aportados por los modelo GOS y GOW para el reanálisis realizado de 60 años a lo largo de la costa Atlántica y Pacífica, a través de mapas que muestren los máximos potenciales de oleaje y marea meteorológica en las mismas localizaciones, para los eventos históricos de huracán.

Esta información es crucial, por dos motivos: el primero, para tener un orden de magnitud de los máximos del oleaje y marea meteorológica alcanzados históricamente por eventos de alta energía como son los huracanes, para de esta forma, poder conocer el comportamiento y las limitaciones de las bases de datos GOW y GOS; y en segundo lugar, para contar con mapas históricos de máximos potenciales que se empleen como apoyo ingenieril al diseño de estructuras de protección costera y portuaria en las costas de América del Norte (México), América Central y América del Sur en ambas vertientes, tanto la Atlántica como la Pacífica.

Para llevarlo a cabo, se han empleado los 369 puntos de control de la costa Atlántica y los 257 puntos de control en la costa del Océano Pacífico –figura 1.242.–.

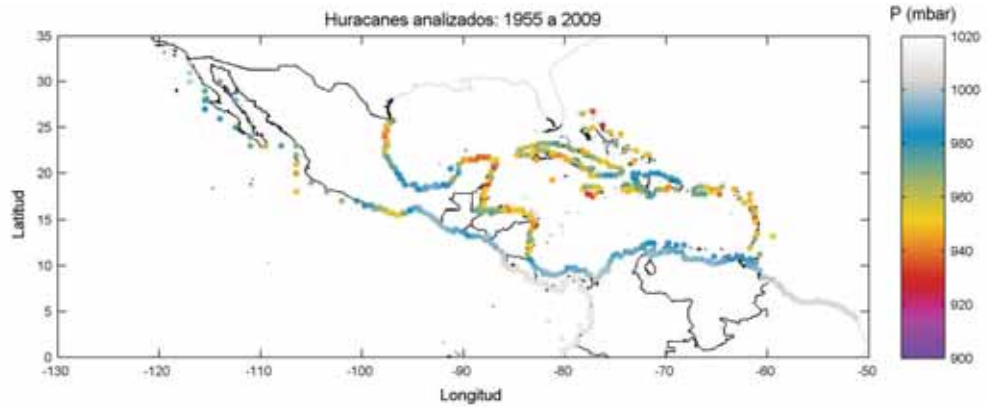
FIGURA 1.242
PUNTOS DE CONTROL (PUNTOS ROJOS) ANALIZADOS EN EL PRESENTE ESTUDIO, Y MAPAS DE VIENTO Y OLEAJE PARA LOS HURACANES KENNA (2001) Y KATRINA (2005) RESPECTIVAMENTE



Fuente: Elaboración propia.

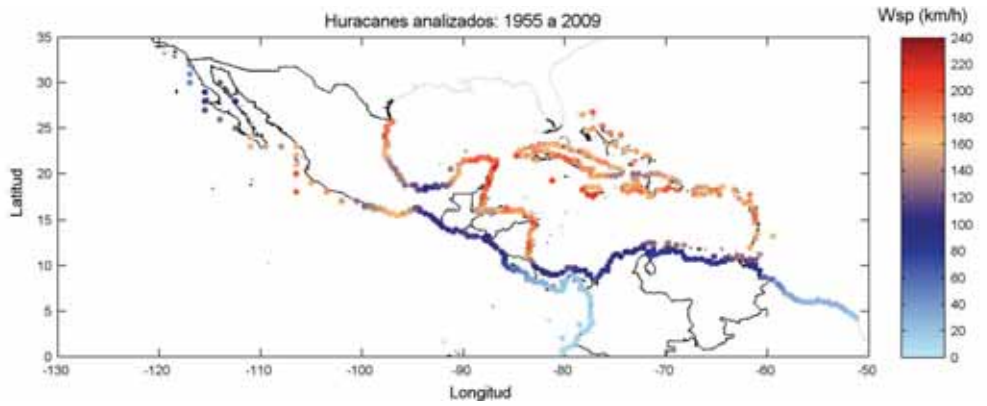
Para cada uno de los puntos de control, se han ejecutado los modelos mostrados anteriormente y obtenido los máximos anuales (en 54 años) para los parámetros de presión, velocidad del viento, altura de ola significante, periodo de pico, marea meteorológica por viento, marea meteorológica por presión y marea meteorológica conjunta, mostrados en las figuras a continuación.

FIGURA 1.243
MAPA DE MÍNIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES) DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Mbar)



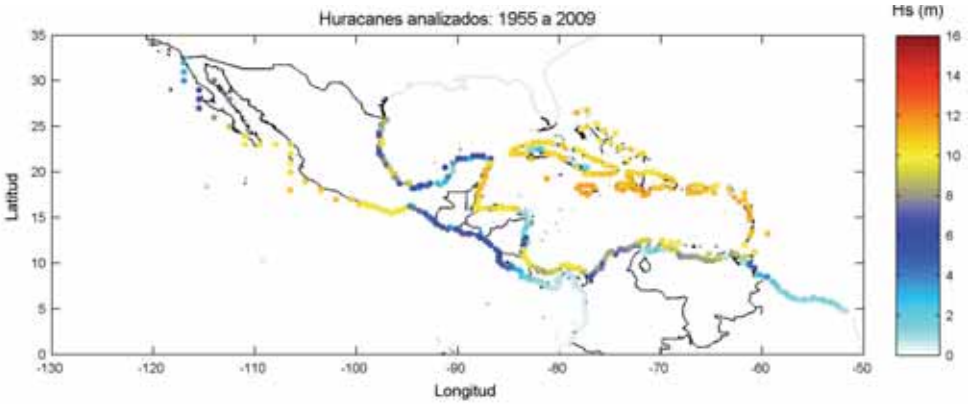
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.244
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA LA VELOCIDAD DEL VIENTO, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Kilómetros/hora)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.245
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA ALTURA DE OLA SIGNIFICANTE, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS.
(Metros)

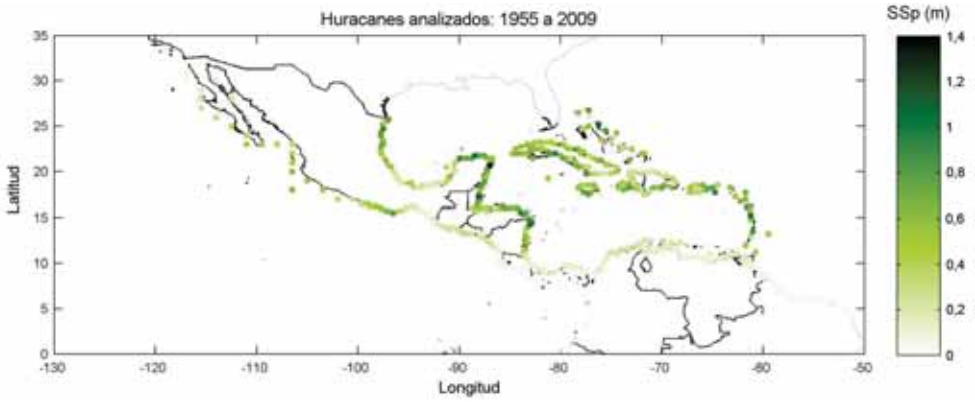


Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.246
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA EL PERIODO DE PICO DEL OLEAJE, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Segundos)

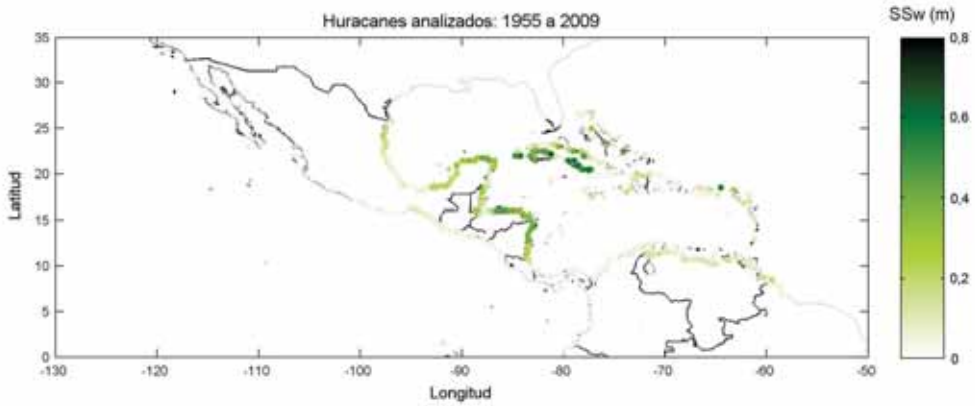
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.247
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA LA MAREA METEOROLÓGICA POR PRESIÓN, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Metros)



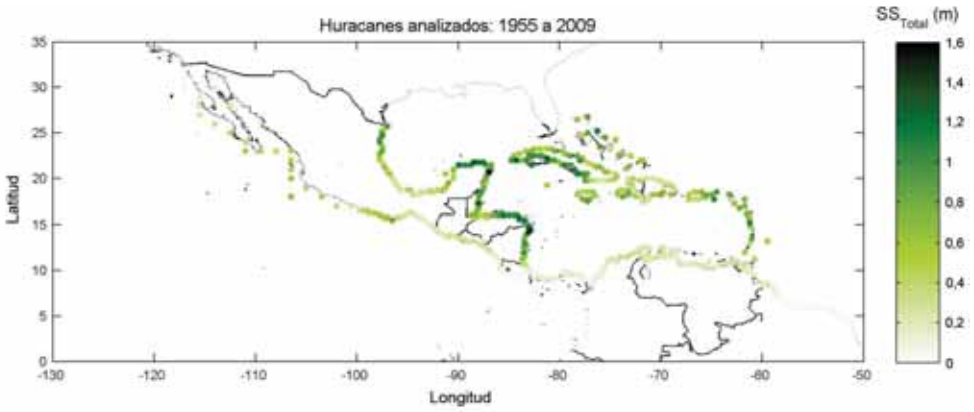
Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.248
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA LA MAREA METEOROLÓGICA POR VIENTO, EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

FIGURA 1.249
MAPA DE MÁXIMOS HISTÓRICOS (54 AÑOS DE DATOS DE HURACANES), PARA LA MAREA METEOROLÓGICA CONJUNTA (SUMA LINEAL $SS_{presión}$+SS_{viento}), EN LOS PUNTOS DE CONTROL ANALIZADOS
(Metros)



Fuente: Elaboración propia.

A2.8. Conclusiones

El análisis de huracanes realizado en este estudio tiene un alcance descriptivo de la situación actual. El estudio de los huracanes tanto de la historia de eventos de oleaje y nivel del mar, como de los cambios que se están produciendo en los mismos y posibles consecuencias en las costas, requiere de un estudio específico de los mismos. Debido a la complejidad del problema no es posible su estudio en detalle en esta fase. No obstante, la información aportada mediante modelos simplificados, adecuadamente validados con boyas de la región, supone una información muy valiosa en ausencia de estudios pormenorizados al respecto. Los mapas que se aportan en esta fase descriptiva abarcan: presión, viento, oleaje y marea meteorológica.

Bibliografía Anexo 2

Bretschneider, C.L.(1990), Tropical cyclones. *Handbook of Coastal and Ocean Engineering.* Vol. 1. Houston, Gulf Publising Co., pp. 249-370.

Dean, R., Dalrymple, R. (1984), *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists,* Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

Harper, B.A. Holland G.J.,(1999), An updated parametric model of the tropical cyclone. Proceedings of the 23rd Conference Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society, Dallas, 10-15 enero.

Holland, G.J., (2002),"Tropical cyclone reconnaissance using the Aerosonde UAV", *Bulletin of the World Meteorological Organization,* 51 (3).

Holland, G.J.,(1984), "On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific region: I. Data and tropical storms", *Australian Meteorological Magazine,* 32.

Holland, G.J., (1981), "On the quality of the Australian tropical cyclone data base", *Australian Meteorological Magazine,* 29.

Holland, G.J., (1980), "An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes", *Monthly Weather Review,* 108, 1212–1218.

Janssen, P.A.E.M., (1989), "Wave-induced stress and the drag of air flow over sea waves", *Journal of Physical Oceanography,* 19, pp. 745-754.

Pérez, D.M. (2005), Verificación de un modelo de tercera generación para estimar oleaje en la vertiente atlántica mexicana, Tesis de maestría en Ingeniería, México, D.F., UNAM, 79 pp.

Pérez, D.M., Bolaños, R. y Silva, R. (2005), "Predicción del oleaje generado por dos huracanes en las costas mexicanas del Golfo de México", *Ingeniería hidráulica en México,* 23 (2). 5-20.

Sánchez, C., Silva, R., Govaere, G., y Contreras, A (1998), *Comparison of 4 wave prediction models,* 5th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Melbourne, 134-145.

Silva, R., Díaz, G., Contreras, A., Bautista, G. y Sánchez, C., (2000), "Determination of oceanographic risk for hurricanes on the Mexican coast", *6th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting,* Melbourne, 137-151.

Silva, R., Govaere, G., Salles, P., Bautista, G. y Díaz, G. (2002), Oceanographic vulnerability to hurricanes on the Mexican coast. Proc. *28th International Conference on Coastal Engineering.* World Scientific. Singapur.

Silva R., Ruiz G., Perez D., Posada G. Bautista E., (2009), "Modelo híbrido para la caracterización del oleaje", *Ingeniería Hidráulica en México,* 24,(3),5-22.

Young, I.R., (1988), "Parametric hurricane wave prediction model". J. *Waterway, Port, Coastal, Ocean Engeneering,* 114 (5), 639–652.

Van Dorn, W.C. (1953), "Wind Stress on an Artificial Pond," *Journal of Marine Research,* Volume 12.

Este documento es el primero de una serie de textos que se han elaborado en el marco del Estudio regional de los efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe. La zona de estudio comprende una longitud total de costa de aproximadamente 72.182 km distribuidos en cuatro zonas geográficas: Norteamérica, Centroamérica, Sudamérica y las Islas del Caribe. En el dominio de estudio se han analizado los cambios detectados en las dinámicas costeras, la influencia de la variabilidad climática, información diversa sobre la vulnerabilidad presente en las costas de la región, abarcando tanto el medio físico como el socioeconómico, la configuración física de las mismas y los impactos y riesgos previsibles en el futuro.

En este volumen se muestra un atlas de las condiciones físicas actuales y de los cambios detectados en variables costeras tales como el nivel medio del mar, temperatura superficial del mar, salinidad, oleaje, marea astronómica, anomalía de la temperatura del aire, viento y huracanes. Esta descripción, que muestra la información disponible para la región, constituye el primer paso para emprender un estudio de cómo han cambiado las distintas variables y cuáles podrían ser los efectos en las costas ante variaciones futuras. Este conocimiento es vital para la ingeniería de costas y puertos, los análisis de vulnerabilidad de los asentamientos humanos en zonas de litoral y la gestión integral del medio ambiente en el borde costero, entre otros. Además, en el documento se analizan las posibles tendencias de cambio a futuro de las distintas variables para los años de corte a 2040, 2050 y 2070 definiéndose los valores medios y la incertidumbre o variabilidad esperable, incluyendo el análisis de eventos extremos asociados a algunas variables. Se estudian también patrones de variabilidad climática interanual, tales como el fenómeno ENOS (El Niño – Oscilación del Sur). Este estudio supone una primera aproximación al respecto en la región para un amplio abanico de dinámicas y patrones climáticos.

La información que se provee en este volumen es el punto de apoyo para el análisis de la vulnerabilidad, exposición e impactos derivados del cambio climático en las costas del litoral de América Latina y el Caribe que se detallan en los siguientes documentos.

CEPAL

Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL)
Economic Commission for Latin America and the Caribbean (ECLAC)
www.cepal.org