



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

Escenarios de la Dinámica y Termodinámica en el Sistema Arrecifal
Veracruzano Norte ante el Cambio Climático

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARIA EUGENIA ALLENDE ARANDÍA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D.F., MAYO 2015.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

Escenarios de la Dinámica y Termodinámica en el Sistema Arrecifal
Veracruzano Norte ante el Cambio Climático

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARIA EUGENIA ALLENDE ARANDÍA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D.F., MAYO 2015.

Agradecimientos

Quiero agradecer al Dr. Jorge Zavala por su paciencia, generosidad, amistad, apoyo y conocimiento, al igual que a su inseparable compañera de vida y colega la Dra. Rosario Romero Centeno.

Agradezco al Dr. Jorge Zavala Hidalgo, a la Dra. Laura Sanvicente Añorve, al Dr. Alejandro Parés Sierra, al Dr. Artemio Gallegos García y al Dr. Carlos Gay García, miembros de mi comité.

A los mejores proyectos en los que he trabajado ... mis hijos Ma. Renée y Bruno.

Mi eterno agradecimiento a mi compañero de vida Roberto, quien a pesar de las inclemencias nunca se dió por vencido.

A los mejores ejemplos de vida ... mis padres Maru y Mike.

A la mujer más hermosa que he conocido Rebeca.

A la mejor familia ... mis hermanos Adriana y Álvaro.

Mi agradecimiento al equipo de trabajo del grupo Interacción Océano-Atmósfera, pero en especial a Erika, Ángel, Fernando, Adolfo y Erick por tan gratos momentos vividos, por las enseñanzas, por la amistad, tan sólo por estar, a Taifus y a todos los que conocí en esta larga etapa que ahora llega a su fin.

A Octavio y Ovel, por tanto conocimiento y porque lo importante no es saberlo todo sino tener el contacto de quien lo sabe ... gracias amigos.

En especial quiero agradecer a Adriana quien se convirtió en una hermana ... quien es y seguirá siendo parte importante de mi vida ... gracias vieja. Al igual que a Gaby y Martha que a pesar de los años siguen estando conmigo.

Agradezco al Posgrado en Ciencias de la Tierra, al Centro de Ciencias de la Atmósfera, a la Universidad Nacional Autónoma de México y al CONACyT por el apoyo brindado para terminar mis estudios. Al Servicio Mareográfico Nacional de la Universidad Nacional Autónoma de México. En especial, agradezco a la UNAM y al CONACYT por apoyar con los proyectos CNA-CONACYT 2004-02-24, SEP-CONACYT 133299, PAPIIT 120408-3 y PAPIIT IN116111.

Por mi raza hablará el espíritu

Ma. Renée y Bruno

Roberto

Ma. Eugenia y Miguel Ángel

Adriana, Álvaro, Rebeca y Ana Lucía

Escenarios de la Dinámica y Termodinámica en el Sistema Arrecifal
Veracruzano Norte ante el Cambio Climático

Ma. Eugenia Allende Arandía

Índice

1. RESUMEN	1
2. INTRODUCCIÓN	3
2.1. Arrecifes Coralinos	3
2.1.1. Zonación	3
2.1.2. Distribución	4
2.1.3. Condiciones ambientales	5
2.1.4. Factores ambientales	6
2.1.5. Adaptación-aclimatación	15
2.1.6. Escenarios ante el cambio climático	17
2.2. Objetivo	18
2.2.1. Objetivos particulares	18
2.3. Hipótesis	18
2.4. Área de estudio	19
2.4.1. Golfo de México	19
2.4.2. Sistema Arrecifal Veracruzano	21
3. DATOS Y METODOLOGÍA	29
3.1. Datos	29
3.1.1. Corrientes	29
3.1.2. Atmosféricos	29
3.1.3. Temperatura superficial del mar	31
3.1.4. Nivel del mar	31
3.1.5. Modelo Hybrid Coordinate Ocean Model	31
3.1.6. Modelo Navy Coastal Ocean Model	31
3.2. Procesamiento de datos	32
3.2.1. Esfuerzo del viento y coeficiente de arrastre	32
3.2.2. Componente del esfuerzo del viento paralela a la costa	32
3.2.3. Filtros	33
3.2.4. Frecuencia diurna	36
3.2.5. Espectros de frecuencia	39
3.3. Métodos estadísticos	39
3.3.1. Funciones empíricas ortogonales	39

3.3.2.	Descomposición en valores singulares	41
3.3.3.	Análisis armónico	42
3.3.4.	Función de correlación	43
3.4.	Prueba de hipótesis	45
3.4.1.	Prueba de hipótesis para medias diferentes independientes	45
3.5.	Escenarios de cambio climático	47
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	49
4.1.	Variabilidad de las corrientes en el SAV Norte en diferentes escalas de tiempo	50
4.1.1.	Variabilidad estacional	51
4.1.2.	Variabilidad interanual	54
4.1.3.	Variabilidad intraestacional	59
4.1.4.	Corrientes oceánicas intensas y estructura vertical	60
4.2.	Respuesta de las corrientes a distintos forzamientos	63
4.2.1.	Viento	63
4.2.2.	Nivel del mar	67
4.2.3.	Estructura de la temperatura	72
4.2.4.	Corrientes de marea y frecuencia diaria	74
4.2.5.	Modelo para las corrientes en el SAV Norte	75
4.3.	Eventos climáticos que afectan el SAV Norte	81
4.3.1.	Caracterización de los vientos	81
4.3.2.	Interacción océano-atmósfera	82
4.4.	Impacto ecológico asociado a un cambio climático	85
4.4.1.	Límite termal de los ecosistemas arrecifales	85
4.4.2.	Escenarios de cambio climático	87
5.	CONCLUSIONES	91
	APÉNDICE	93
A.	Apéndice I : Rosas de corrientes	94
B.	Apéndice II : Rosas de viento	99
	REFERENCIAS	105

Lista de Figuras

1.	Localización del Golfo de México, ríos y circulación general. 1) Pánuco, 2) Papaloapan, 3) Coatzacoalcos, 4) Grijalva, 5) Usumacinta. BCCG es el giro ciclónico de la Bahía de Campeche, WBC es la corriente de la frontera oeste, WGAG es el giro anticiclónico del oeste, LCE el giro de la Corriente de Lazo y LC es la Corriente de Lazo (tomado de [17, 115]).	20
2.	Área de estudio, grupo arrecifal Norte ubicado dentro del Sistema Arrecifal Veracruzano en Veracruz, México.	22
3.	Geometría del cálculo de la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa.	33
4.	La línea continua (a) es una función ideal de respuesta con una frecuencia de corte f_c . La línea punteada (b) es una función de transferencia ideal suavizada donde el ancho de la ventana es de $2\Delta f = 2f_N/n$ (tomado de [31]).	37
5.	Serie de tiempo de la componente de las corrientes a lo largo de la costa, verticalmente promediadas, para dos sitios de mediciones ubicados en el SAV Norte. Corrientes verticalmente promediadas entre los arrecifes La Gallega y Galleguilla (azul) y entre Anegada de Adentro e Isla Verde (rojo). Las líneas delgadas son datos cada 30 min y las gruesas con un filtro paso-bajo de 1 cpd, donde los valores positivos (negativos) indican una dirección SE (NO) de la corriente (ver Fig. 2 para la ubicación de los sitios).	50
6.	Diagrama de dispersión de las componentes meridional y zonal de las corrientes (puntos azules). La flecha amarilla indica la velocidad promedio de las corrientes para cada año y las líneas rojas representan los ejes rotados a lo largo de la dirección de máxima varianza (DP).	51
7.	Distribución temporal de la variabilidad de las corrientes en la columna de agua a lo largo de la dirección principal del 2007 al 2012, para el sitio entre los arrecifes Anegada de Adentro e Isla Verde. Los valores positivos (negativos) indican una dirección de la corriente hacia el SE (NO).	53
8.	Serie de tiempo de las corrientes integradas en la vertical a lo largo de la dirección principal del 2007 al 2012. La línea roja (negra) representa las observaciones cada 30 min (filtro lanczos paso-bajo de 1 cpd). Los valores positivos (negativos) indican las corrientes en dirección SE (NO).	54
9.	Distribución de la frecuencia anual de la magnitud de las corrientes (ms^{-1}) a lo largo de la dirección principal del 2007 al 2012. Las barras positivas (negativas) indican una dirección de las corrientes hacia el SE (NO).	55
10.	Cobertura de la distancia acumulada por las corrientes del 2007 al 2012. Los valores positivos (negativos) indican un desplazamiento neto hacia el SE (NO). Los periodos de tiempo sin datos fueron ignorados, comenzando con el último dato medido.	56
11.	Promedios mensuales y promedio anual del porcentaje de ocurrencia de las corrientes a lo largo de la DP para el periodo 2007-2012. Las líneas verticales indican los valores máximos y mínimos alcanzados, considerando únicamente los meses con registros completos.	57

12.	Salidas de la simulación de pronóstico del modelo WRF. Las barbas representan el viento a 10 m sobre la superficie (kmh^{-1}) y los contornos la presión sobre el nivel del mar (cada 2 hPa), la barra de colores indica la intensidad del viento (donde C1 - C5 indican categoría huracán). (a) Es el evento del 25 de Junio (11:00 hrs), (b) del 7 de Julio (15:00 hrs) y (c) del 18 de Julio (9:00 hrs), los tres del año 2010 y en hr local.	61
13.	Corrientes y profundidad de las isopicnas en el nivel 23 ($\sim 50\text{m}$ de profundidad) de la simulación numérica con asimilación de datos del modelo HYCOM.	64
14.	(a) Magnitud de la corriente promediada en la vertical a lo largo de la costa en la DP en el SAVN para el mes de Marzo de 2010 (ms^{-1}). (b-e) Variables meteorológicas medidas durante algunos días para el mismo mes en la ciudad de Veracruz; (b) la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (Pa), (c) humedad relativa (%), (d) temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) y (e) presión sobre el nivel del mar (hPa). El sombreado amarillo indica la ocurrencia de eventos de norte y la línea negra representa la serie de tiempo con un filtro paso-bajo de 1 cpd.	66
15.	Series de tiempo de la corriente promediada en la vertical a lo largo de la costa en la DP (línea verde) y la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa del NARR (línea roja), ambas filtradas con un paso-bajo de 1 cpd. Los valores positivos (negativos) indican una dirección SE (NO).	67
16.	La línea verde es la serie de tiempo de las corrientes integradas en la vertical a lo largo de la dirección principal en ms^{-1} y la línea roja datos del nivel del mar en m, medido en Veracruz (Fig. 2), ambos filtrados con un paso-bajo de 1 cpd del 2007 al 2012.	71
17.	Temperatura del agua a ~ 30 m de profundidad con un filtro de medias móviles de 24 hrs medida con el corrientímetro (línea negra) y la temperatura en superficie (línea azul) con los datos del AVHRR del 2007 al 2012.	73
18.	Densidad de la potencia espectral de las corrientes a lo largo de la costa en la DP (columna izquierda) y en la DS (columna derecha) del 2007 al 2012. Las líneas delgadas representan los límites de confianza en un 95%. Cabe señalar que la escala de cada dirección es diferente.	78
19.	Los círculos negros son los datos horarios promediados y los círculos rojos indican la elipse ajustada para cada año.	79
20.	Series de tiempo de la corriente promediada en la vertical a lo largo de la dirección principal (línea negra) comparada con las corrientes obtenidas del modelo teórico (línea verde) del 2007-2012.	80
21.	Diagrama de dispersión. Representa la variabilidad del viento N-S, E-O (puntos azules) en relación a la velocidad promedio (flecha amarilla) de 1991-2000. (a) NARR, (b) ECHAM/MPI-OM y (c) MIROC3.2.	82
22.	Porcentaje de ocurrencia de las componentes del viento en el SAV, en los datos del NARR, para el periodo de 1991-2000. En (a) se observa la componente del viento N (barras negras) – S (barras blancas) y en (b) la componente E (barras negras) – O (barras blancas).	83
23.	Climatología de la DP de la corriente para el periodo 1991-2000 con datos del NCOM. Los valores positivos (negativos) indican una dirección SE (NO) de la corriente.	84

24.	Climatología 1991-2000 de la temperatura máxima promedio en (a) superficie y (b) fondo. El área roja (azul) indica el periodo de tiempo en que la temperatura del agua es mayor (menor) a 29°C.	85
25.	(a) Climatología 1991-2000 del contenido de calor (Q) integrado en la columna de agua y (b) el cambio de Q a lo largo del tiempo de la simulación con el NCOM.	86
26.	Promedios mensuales de viento del N (a) y del E (b) para las décadas de 1991-2000 y de 2091-2100, las barras indican el intervalo de confianza mensual para ambos modelos.	89
27.	Diferencia anual del porcentaje de ocurrencia de las componentes del viento [1991-2000]-[2091-2100] de los modelos del IPCC, (a) MIROC3.2 y (b) ECHAM/MPI-OM.	90
28.	Rosas mensuales de corrientes para el 2008. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	94
29.	Rosas mensuales de corrientes para el 2009. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	95
30.	Rosas mensuales de corrientes para el 2010. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	96
31.	Rosas mensuales de corrientes para el 2011. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	97
32.	Rosas mensuales de corrientes para el 2012. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	98
33.	Rosas mensuales de viento para el 2008 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	99
34.	Rosas mensuales de viento para el 2009 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	100
35.	Rosas mensuales de viento para el 2010 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	101
36.	Rosas mensuales de viento para el 2011 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1}	102

37. Rosas mensuales de viento para el 2012 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} 103

Lista de Tablas

I.	Número de días mensuales y anuales con mediciones de corrientes y el porcentaje de ocurrencia en la dirección SE (de la componente a lo largo de la dirección de máxima varianza) durante 2007-2012. Únicamente la fracción muestreada se considera para los cálculos. Los promedios mensuales para todo el periodo se calcularon considerando todas las observaciones para cada mes (el número total de días con una dirección SE se dividió entre el número total de días con mediciones).	58
II.	Periodos en donde la magnitud de las corrientes a lo largo de la dirección principal fue igual o mayor a 0.7 ms^{-1} .	61
III.	Fechas en las cuales las corrientes a lo largo de la dirección principal en las capas superficiales tuvieron una dirección noroeste y en las capas del fondo una dirección sureste.	63
IV.	Fechas en las cuales las corrientes a lo largo de la dirección principal en las capas superficiales tuvieron una dirección sureste y en las capas del fondo una dirección noroeste.	65
V.	Correlaciones mensuales y anuales entre la corriente a lo largo de la costa en la dirección principal y la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (CEVAC) en la isóbata de los 25 m en el SAVN, así como el promedio de la CEVAC a lo largo de la isóbata de los 25 m sobre la plataforma de Tamaulipas-Veracruz (TAVE) y Texas-Louisiana (LATEX). Únicamente se presentan los meses con más del 50 % de mediciones (en la Tabla I se muestra la información del número de días con observaciones).	68
VI.	Correlaciones mensuales y anuales entre la corriente a lo largo de la costa en la DP y η en el SAVN. Los guiones corresponden a periodos en que no hay datos de corriente o de nivel del mar. Únicamente se presentan los meses con más del 50 % de mediciones (Tabla I).	70
VII.	Caracterización de la temperatura promedio en el SAVN en superficie y fondo en $^{\circ}\text{C}$. El número de días en la tabla indica los días con una temperatura por arriba (abajo) de la media.	74
VIII.	Constituyentes diurnos y semidiurnos de la marea para el nivel del mar (NM) y las corrientes (CO) en la DP (cms^{-1}).	76
IX.	Número de días de la dirección preferencial de cada una de las componentes del viento. Las direcciones indican de donde viene el viento.	88

1. RESUMEN

Se analizan seis años de mediciones de corrientes oceánicas, de nivel del mar y datos atmosféricos en el Sistema Arrecifal Veracruzano Norte (SAVN). Se realiza además un análisis de los escenarios de los vientos en el SAVN para finales de este siglo y su posible impacto en la hidrodinámica de la región, con base en los escenarios propuestos por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC). Los resultados muestran que la circulación en la zona está determinada principalmente por la influencia del viento y que la contribución de la marea es mucho menor. Los remolinos que impactan el talud de la plataforma continental tienen una contribución relativamente importante cuando el viento es débil. Las corrientes en el SAVN tienen una frecuencia dominante en la escala de tiempo asociada a los eventos sinópticos atmosféricos, con una duración de 2-10 días, que hacen que la corriente cambie de intensidad y dirección con esa frecuencia. Los eventos en que ocurren las corrientes más intensas en la zona, se observan principalmente de Septiembre a Marzo, con dirección hacia el Sureste (SE), alcanzando magnitudes mayores a 0.5 ms^{-1} y en algunos casos hasta más de 1 ms^{-1} . Estos eventos son generados por los nortes que entran al Golfo de México. Por otra parte, las corrientes hacia el Noroeste (NO) ocurren con mayor frecuencia entre los meses de Abril a Agosto, siendo más débiles que las anteriores, con magnitudes menores de 0.40 ms^{-1} . Anualmente, entre el 45 y 60 % del tiempo las corrientes en el SAVN tienen dirección SE; sin embargo, se observa una variabilidad interanual importante, la cual es más evidente cuando se consideran las variaciones para meses particulares. De acuerdo con los resultados obtenidos, para una proyección basada en los vientos para el periodo 2091-2100 de dos de los modelos que utiliza el IPCC (ECHAM/MPI-OM y MIROC3.2), el SAV tendrá mayor número de días con viento del SE, lo que significa un aumento en los periodos de estratificación y surgencia y, por lo tanto, condiciones de verano por periodos más largos asociados a corrientes débiles. Si la columna de agua se encuentra estratificada, entonces los periodos de tiempo en que la columna de agua se encuentra homogénea serán más cortos. Sin embargo, estadísticamente no existe diferencia significativa entre las condiciones de viento de la década de 1991-2000 y la de 2091-2100.

ABSTRACT Six years of ocean current measurements, sea level and atmospheric data in the Northern Veracruz Coral Reef System (NVCRS) are analyzed. An analysis of scenarios for the NVCRS winds at the end of this century and its possible impact on the hydrodynamics of the region is also carried out, based on scenarios proposed by the IPCC. The results show that the circulation in the area is mainly determined by the influence of wind, and that the tides contribution is much smaller. The eddies impacting the slope of the continental shelf have a relatively important contribution when the wind is weak. The currents in the NVCRS have a dominant frequency in the time scale associated with synoptic atmospheric events, lasting 2-10 days, which makes the current direction and intensity to change at this frequency. Events in which the strongest currents occur in the area, are mainly observed from September to March, with a southeastward direction, reaching magnitudes greater than 0.5 ms^{-1} and in some cases more than 1 ms^{-1} . These events are generated by northers entering the Gulf of Mexico. Moreover, northwestward currents occur most often between April and August, being weaker than the previous ones, with magnitudes less than 0.40 ms^{-1} . Every year the NVCRS have southeastward currents between 45 % and 60 % of the time, however, an important interannual variability is observed, which is greater when monthly variations are considered. According to the results, for a projection based on the winds for the period 2091-2100 in two of the models used by the IPCC (ECHAM / MPI-OM and MIROC3.2), the VCRS will have more days with southeasterly winds, which means an increase in stratification and upwelling periods and, therefore, summer conditions for longer periods associated with weak currents. If the water column is stratified, then the time periods when the water column is homogeneous will be shorter. However, results show no statistically significant difference between wind conditions of decades 1991-2000 and 2091-2100.

2. INTRODUCCIÓN

2.1. Arrecifes Coralinos

Se ha determinado que los sistemas arrecifales en el mundo son muy productivos, ya que encierran una alta diversidad biológica y representan un alto valor económico en términos de pesquerías y turismo, sin embargo requieren de un ambiente y condiciones oceanográficas muy particulares para que puedan subsistir. Aguas marinas someras, oligotróficas, calidas ($> 20\text{ }^{\circ}\text{C}$), con un óptimo entre $26\text{-}28\text{ }^{\circ}\text{C}$, con salinidades de $33\text{-}36$ ups, con mínima turbidez y sedimentación y un oleaje de baja energía son algunas de las condiciones ideales bajo las cuales un ecosistema coralino puede desarrollarse [16]. En la mayoría de los casos, y por su cercanía a las zonas costeras, las condiciones ambientales bajo las que se desarrolla un sistema arrecifal no son las óptimas por lo que en conjunto actualmente éstos cubren menos del 1% de las zonas someras de las plataformas continentales [112].

Los arrecifes coralinos son un producto de la combinación de factores biológicos, físicos y geológicos [114] y la importancia de éstos ecosistemas radica en que soportan una gran diversidad de organismos, además de ser un sumidero de CO_2 . Los arrecifes coralinos representan una fuente crucial de ingresos y recursos en cuestión de material de construcción, áreas bioquímicas [18] y de protección costera ya que disminuyen el daño que puede provocar una tormenta por erosión e inundaciones debido al oleaje hacia la costa. Esta protección también permite la formación de ecosistemas asociados que dan lugar a la formación de hábitats esenciales, pesquerías y grupos agrícolas [50].

2.1.1. Zonación

Los arrecifes se encuentran ubicados en la zona circuntropical en aguas someras a lo largo de las costas de islas y continentes. Éstos dominan los ambientes de costas tropicales entre $25\text{ }^{\circ}\text{S}$ y $25\text{ }^{\circ}\text{N}$ con temperaturas del agua entre 18 y $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ y rangos de salinidad desde 32 ups hasta 40 ups [107]; otras variables importantes como la luz incidente y la alcalinidad del agua de mar son determinantes en cómo los corales compiten con las macroalgas y otros organismos que crecen en latitudes mayores. La ubicación de los arrecifes en general se ve impactada por la temperatura y la salinidad [50]. El sustrato de fijación está principalmente compuesto de carbonato de calcio y se caracterizan por vivir en aguas pobres en cuanto a nutrientes, además de presentar ciertos rangos de tolerancia a la temperatura del agua,

salinidad, radiación ultravioleta, opacidad y a la cantidad de nutrientes en el medio. En general la perturbación de cualquiera de éstas variables naturales puede causar daño a los arrecifes de coral. También pueden afectar a los arrecifes de coral las tormentas violentas, inundaciones, temperaturas extremas, eventos de El Niño, exposición subaerea, predadores y epizooticos [12, 40, 74].

2.1.2. Distribución

Algunos estudios del impacto biológico del cambio climático se han enfocado en la abundancia y distribución de las especies, en particular de especies sedentarias seguidas de un lento proceso de extinción y colonización, como es el caso de los arrecifes coralinos. Los factores que afectan la distribución de las especies interactúan de manera compleja, donde el cambio en escala generalmente es episódico más que gradual o monótono [38]. La abundancia y distribución de las especies depende de la combinación de diferentes variables ambientales del medio circundante. Comenzando por la pérdida de la vitalidad en la formación de los arrecifes coralinos, ésta se ve influenciada por la respuesta de los ecosistemas de arrecifes de coral a los impactos naturales y antropogénicos. Por ejemplo un cambio en la temperatura del agua en conjunto con un impacto por contaminación de nutrientes hacen que aumente la sedimentación; lo que muestra, que el crecimiento del coral dependa significativamente del ambiente en el que se desarrolla, el cual está dominado por la turbidez y la carga de sedimento en la zona [15]. Lo anterior sugiere entonces que la velocidad de calcificación y la densidad poblacional aumenta conforme las colonias de corales se alejan de la zona costera.

La disminución en la habilidad de crecer y calcificar se traduce en una disminución en la habilidad de competir por espacio con otros organismos como las macroalgas y otros invertebrados que eventualmente eliminarían la formación de un arrecife de coral reduciéndose a colonias de arrecifes confinados [50]. El género de corales con un rango de crecimiento más rápido y altas tasas metabólicas son los más susceptibles a un blanqueamiento, dadas estas diferencias entre géneros en cuanto a susceptibilidad y mortalidad entre especies, un evento de blanqueamiento masivo tiene el potencial de modificar la estructura de las comunidades coralinas hacia las que dominan como las especies más tolerantes y resistentes [53]. Es importante señalar que el patrón de blanqueamiento en las colonias de coral se da únicamente en las capas más superficiales, donde la interacción entre los cambios en la salinidad, la irradiancia y la temperatura es mayor, limitando así la distribución del

arrecife [50]. Entonces se puede decir que la cantidad de luz incidente es determinante en la ubicación, el crecimiento y morfología del sistema arrecifal [84]. Las zooxantelas más tolerantes a la luz se encuentran en los ápices del coral y por lo tanto son más resistentes a un estrés termal que los genotipos adaptados a la sombra que viven en otro lugar o en una zona más profundidad en la misma colonia [94].

2.1.3. Condiciones ambientales

Durante periodos de calentamiento se han observado impactos sustanciales en la estructura de las comunidades de los arrecifes coralinos. A pesar de los altos rangos de temperatura en que se desarrollan, los arrecifes han experimentado eventos de blanqueamiento de la masa global cuando las temperaturas del agua exceden los promedios para el verano, en más de 1 °C por varias semanas, donde probablemente exceda la tolerancia fisiológica de los organismos y de lugar a un blanqueamiento de coral a gran escala y subsecuentemente la mortandad de los mismos [50, 38]; lo anterior se puede cuestionar si se toma en cuenta que la variación estacional de la temperatura en aguas tropicales es de 2 °C [65]. La mayoría de las regiones donde se encuentran los arrecifes coralinos han experimentado algún grado de blanqueamiento y mortalidad desde 1980 (Caribe, Atlántico Oeste, Pacífico Este, Pacífico centro y Oeste, Océano Indico, Golfo Arábigo y el Mar Rojo) [10, 20, 29, 40, 74, 109]; sin embargo la mayor parte de las evidencias indican que las altas temperaturas son la causa de los eventos de blanqueamiento masivos. Seis periodos de blanqueamiento del coral han ocurrido desde 1979 y la incidencia del blanqueamiento está incrementando tanto en frecuencia como en intensidad. El periodo más severo ocurrió en 1998 en donde un estimado del 16 % de los arrecifes coralinos del planeta murieron [38, 83]. El impacto de un estrés térmico en los arrecifes puede ser dramático, con la pérdida casi total de los corales en algunos casos. El pronóstico es que el blanqueamiento ocurrirá más frecuentemente conforme el calentamiento global avance [10].

Es importante entender como es que cada uno de los organismos percibe las variaciones ambientales que dan lugar a un blanqueamiento y cómo es que éstas señales se transmiten en una respuesta que se pueda observar. El blanqueamiento del arrecife de coral es una respuesta común del coral al ser sometido a cierto tipo de estrés [9] que da lugar a la decoloración del coral a través de la pérdida de las zooxantelas y/o la pérdida de los pigmentos fotosintéticos [11], el cual puede ser inducido por una gran variedad de factores, de forma individual o combinados. Por lo tanto se puede decir que el blanqueamiento del

coral ocurre cuando los organismos simbioses fotosintéticos de los corales (zooxantelas) se vuelven altamente vulnerables [50] hasta abandonar al hospedero y observar así que los corales pierden rápidamente su coloración y se tornan blancos [51]. Cabe notar que en un evento de blanqueamiento el tejido del huesped permanece en el esqueleto sin embargo está libre de zooxantelas. La disociación de la simbiosis (alga-invertebrado) [54] es considerada como una respuesta a condiciones ambientales extremas; esta simbiosis envuelve una taxonomía muy diversa de algas por lo que sugiere que los hospederos de las diferentes asociaciones tienen diferentes niveles de tolerancia al cambio de los parámetros ambientales dando como resultado el hecho de que no todas las especies se blanquean bajo las mismas condiciones [54]. El blanqueamiento del arrecife coralino es causado por variaciones del medio ambiente asociado a causas antropogénicas y naturales, entre ellas temperatura del agua, salinidad, estrés por O_2 , irradiancia solar, sedimentación, xenobióticos, la exposición subaerea, nutrientes inorgánicos, la disolución de agua dulce y los epizooticos, además de estar ligados a fenómenos globales incluyendo el calentamiento global, el cambio climático y el incremento de la radiación ultravioleta. Las condiciones bajo las cuales la probabilidad de que se de un blanqueamiento son condiciones de calma en el mar, cielo despejado, poca turbidez y se atribuyen altas temperaturas superficiales del agua, además de un alto flujo de radiación ultravioleta, sin embargo depende de los patrones atmosféricos a escala regional (cobertura de nubes y precipitación), lo que puede llegar a favorecer un calentamiento excesivo del agua. En general un evento de blanqueamiento provoca una disminución de las poblaciones de coral [114] y por lo tanto una alteración y modificación al ecosistema completo.

2.1.4. Factores ambientales

Temperatura. El aumento en la temperatura del agua puede suponer impactos importantes sobre las comunidades de invertebrados, algunos ambientes acuáticos continentales pueden experimentar incrementos de temperatura que sobrepasen el grado de tolerancia de muchas especies, a la vez que pueden darse cambios físico-químicos importantes en el agua, como la disminución del oxígeno disuelto y un aumento en la salinidad.

En el caso de la temperatura, las especies de corales viven en un margen de temperatura pequeño (entre los 25 y 29 °C dependiendo de la localidad), por lo que cualquier anomalía donde la temperatura aumente (de 0.5-1.5 °C durante varias semanas o de 3 a 4 °C durante varios días) o disminuya dan lugar a la disfunción y muerte del coral incluyendo algunos

eventos de blanqueamiento del mismo.

Los eventos de blanqueamiento por cambios en la temperatura ocurren con cambios bruscos de la temperatura, velocidades del viento bajas, cielo despejado, condiciones de calma y baja turbidez, es decir cuando las condiciones favorecen el calentamiento local y la alta penetración de la radiación de onda corta [12, 20, 9, 10]; o en contraparte en periodos de surgencias intensas (-3 a -5 °C de 5 a 10 días) y durante periodos de aire frío estacional. Bajo estas últimas condiciones, en combinación con valores bajos de salinidad, causan un mayor daño en los arrecifes que los efectos de las anomalías positivas de la temperatura del agua en la mayoría de los océanos tropicales [11].

En particular el blanqueamiento se reporta más frecuentemente debido a la elevada temperatura del agua, por lo que una pequeña anomalía positiva, de 1 a 2 °C de 5 a 10 semanas, puede llegar a inducir un blanqueamiento [41, 44], se ha encontrado que el umbral de tolerancia en el coral es de 29.2 a 29.9 °C [53, 19] basado en experimentos bajo condiciones controladas de exposición. En latitudes medias la temperatura del agua durante los meses de verano alcanza más de 29 °C, por lo que el blanqueamiento durante estos meses ocurre de forma natural con un leve grado de afectación, pero los organismos son capaces de recuperarse para esperar las altas temperaturas del siguiente año. Sin embargo, cuando la temperatura estacional y la máxima irradiancia ocurren de forma desproporcionada y aunadas a la exposición natural a la que se encuentran sometidas las colonias, el daño puede ser permanente [10, 20, 74].

La mayor parte de los incidentes de blanqueamiento se han asociado a los reportes de calentamiento con respecto a las condiciones normales, sin embargo también el programa de "Hot Spots" [47] que llevó a cabo la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) predice un blanqueamiento para casi todas las regiones geográficas, las cuales se definen como aquel lugar en donde la temperatura superficial del mar es igual o superior en 1 °C al valor climatológico del máximo mensual durante el año. Las proyecciones de los cambios de temperatura debido al cambio climático de origen antropogénico muestran un incremento en la temperatura superficial del agua que causará una condición en los arrecifes coralinos en la cual se verán severamente comprometidos por al menos los siguientes 100 años [56, 57].

Un análisis de datos hidrográficos, boyas y datos de satélite de alta resolución de gran escala muestra la relación entre el blanqueamiento del coral y las anomalías positivas de la temperatura superficial del mar en el Atlántico Oeste, encontrando que el blanqueamiento del arrecife ocurre durante periodos en que hay un incremento significativo en la

temperatura del agua [3]. Se han hecho más de 100 reportes observacionales desde 1998 en donde se documentan la alta correlación entre las anomalías positivas de la temperatura y los eventos de blanqueamiento, donde los eventos más intensos coinciden con periodos de altas temperaturas superficiales del mar, las cuales se pueden asociar a fenómenos como El Niño (ENSO-El Niño Southern Oscillation) y La Niña [41, 44]; esto sucede cuando la zona de convergencia en el pacífico sur decae hacia latitudes menores asociada a las masas de agua que inducen corrientes inusuales de agua caliente [50, 41, 44].

Los eventos como ENSO afectan la variabilidad de los patrones del clima en todo el mundo con impactos globales y consecuencias socioeconómicas. Las temperaturas elevadas (2 a 3 °C por arriba de lo normal durante varios meses [45, 102]) asociadas a eventos intensos de ENSO, dan lugar a un blanqueamiento de los corales tropicales, donde el cambio en el ecosistema probablemente ocurra rápido durante los periodos calientes y algunos periodos recesivos con un descenso en la temperatura del agua [38]. De acuerdo a los resultados de pruebas numéricas se muestra una tendencia global en donde los mares tropicales aumentan de temperatura en un escenario de cambio climático moderado, confirmando que eventos como ENSO en un futuro serán más intensos con mayores temperaturas [50]. A pesar del uso de los diferentes modelos, todos llegan a la misma conclusión con diferencias menores en donde el cambio climático se vuelve crítico para los ecosistemas. Otros factores secundarios como el enfriamiento por aerosoles antropogénicos únicamente producen retrasos menores en el calentamiento de los océanos. Sin embargo hay que considerar que la temperatura del agua de los mares tropicales ha ido aumentando desde hace 100 años [56, 57] y actualmente ha llevado a los corales cada vez más cerca de su máximo límite termal, por lo que la capacidad de un evento como el ENSO de provocar un blanqueamiento de los organismos se ha alcanzado en casi todos los océanos del planeta en un periodo de 1970 hasta la actualidad.

El cambio climático global juega un papel importante en los eventos de blanqueamiento de coral orillándolos más allá de sus límites termales [52, 46, 11, 63] y éste puede ser la causa de la destrucción de la mayoría de los asentamientos arrecifales y la extinción de muchas especies coralinas [12, 41, 43, 103]. El calentamiento decadal en los océanos tropicales tiende a estar relacionado al calentamiento global [103], el cual contribuye a dicho blanqueamiento debido a las elevaciones de temperatura anteriores en donde las anomalías de la temperatura superficial del mar y ENSO son superimpuestas [83]. Si el calentamiento global tiende a impactar en aguas someras tropicales y subtropicales se podría esperar un incremento en la frecuencia, intensidad y escala en el blanqueamiento de los arrecifes de

coral. En cuanto a la mortalidad del coral regionalmente podría exceder el 95 % con la extirpación y extinción de las especies, es decir, un incremento de la temperatura de 1 a 2 °C causaría que a las regiones entre los 20 y 30 °N experimenten un calentamiento sostenido que rebasaría los límites letales de la mayoría de las especies en los arrecifes coralinos [12, 20, 9, 10]. Se ha observado que aparentemente un pequeño incremento en la temperatura del agua tiene, potencialmente, consecuencias mayores en los ecosistemas coralinos [53]. Por lo cual, dados los escenarios de calentamiento global propuestos para el año 2100 (incremento de temperatura de 1-5 °C) [56, 57] está claro que los arrecifes coralinos serán los primeros ecosistemas en registrar una respuesta al cambio climático global.

En términos de escala geográfica, la intensidad del blanqueamiento no siempre se correlaciona perfectamente con anomalías de la temperatura superficial del mar [50], por lo que diversos estudios se han enfocado en algunos otros factores que puedan aclarar estos patrones que no son totalmente explicados con un aumento de la temperatura del agua. Para ello hay que considerar que los impactos en los arrecifes coralinos son muy complejos con múltiples estresores actuando, como los eventos extremos, las variables atmosféricas y las velocidades de cambio, donde éstas son los más críticas. Desde un punto de vista climatológico se puede proponer una lista de las variables relevantes como la temperatura del aire, la temperatura del mar, precipitación, salinidad, actividad fotosintética, niveles de radiación ultravioleta, intensidad de la luz incidente, nivel del mar, aumento de las tormentas tropicales, intensidad y frecuencia de los ciclones tropicales, turbidez del agua, niveles de nutrientes, genotipo, entre otros, donde la mayoría de estas variables cambian de acuerdo a la localidad y producen altos impactos en cada una en específico.

Nivel del mar. Una de las consecuencias del cambio climático global es el cambio en el nivel del mar, éste se debe a la combinación de diferentes factores tales como: efecto de la tectónica, a la expansión termal (el océano ha absorbido más del 80 % del calor agregado al sistema climático [57]), cambios en el volumen del agua por derretimiento y/o solidificación, contribuciones menores de ríos y descargas, entre otros [91]. Sin embargo un aumento local del nivel del mar es la combinación del aumento del promedio global del nivel del mar, los efectos de la tectónica local y las variaciones del nivel del mar, que se encuentran en función de las corrientes y la presión atmosférica. Tienen mayor impacto y son más importantes los extremos locales del nivel del mar debidos a fenómenos como ENSO, corrientes estacionales, aportes de agua dulce (baja densidad), precipitación

y eventos de tormentas y ciclones tropicales [91]. Cabe señalar que el aumento en el nivel del mar no es uniforme alrededor del globo, por lo que se encuentra asociado a las diferentes tasas de calentamiento, a las variaciones en la presión atmosférica sobre la superficie del océano y a los efectos de la circulación oceánica y sus variaciones con respecto al cambio del esfuerzo del viento.

Se estima que el cambio en el nivel del mar durante el último siglo ha sido de 25 cm, sin embargo en los próximos 100 años puede llegar a los 95 cm [91, 60]. Dicho aumento en el nivel del mar interactúa con el crecimiento y productividad del coral; la necesidad de luz para la formación de los arrecifes coralinos y las zooxantelas dicta que los corales se encuentran limitados a las capas superficiales de los océanos tropicales, por lo que un cambio en el nivel del mar implica que los ecosistemas arrecifales limiten su crecimiento con la profundidad. Esto debido a que a largo plazo, bajo escasas condiciones de luz, no podrán continuar su crecimiento y por lo tanto reducirán el fortalecimiento estructural del arrecife, haciéndolo más vulnerable a eventos de tormenta y otras formas de erosión.

La zonación y distribución de los arrecifes coralinos sugiere una estabilidad en los cambios del nivel del mar y por lo tanto una esquema de expansión lateral [70], es decir, un arrecife crece lateralmente de tal forma que los cambios en el nivel del mar y los ciclos de marea no los afecte. Sin embargo el coral puede morir debido a la exposición aérea en marea baja, lo que ocasiona que la expansión lateral del arrecife disminuya y permita la colonización de otros organismos como los foraminíferos [114]. La redistribución de los organismos de un arrecife coralino ocurre en el área superior del arrecife y esta determinada, entre otros factores, por los cambios en el nivel del mar [70].

Uno de los efectos más relevantes, de acuerdo a lo antes descrito, es la expansión termal, ya que es consecuencia del calentamiento de las aguas oceánicas, además de ser una función compleja del transporte de calor en el océano. Éste efecto varía significativamente dependiendo de la localidad y se ve influenciada principalmente por la salinidad y la cobertura y formación de hielo en el mar.

Salinidad. La salinidad en las zonas costeras presenta variaciones importantes, ya que está sujeta a la relación entre la evaporación y precipitación local, a los aportes de agua dulce y a las variaciones espacio-temporales de los eventos atmosféricos tanto locales como de mesoescala. Una rápida disminución en la salinidad pueden tener como consecuencia un impacto sustancial en el cual se observa una pérdida de color. Sin embargo, no hace que los corales pierdan las zooxantelas como en un evento de blanqueamiento, hasta llegar a la

muerte de los organismos [51]. Estos ecosistemas pueden llegar a sobrevivir en salinidades menores a 23 ups, sin embargo sí llegan a morir [50].

Sedimentación. Otra de las causas de destrucción de un arrecife son la eutroficación y el aumento de sedimentos que provienen de los ambientes terrestres, la sobre-explotación de especies marinas, la minería y la destrucción física por los visitantes. La proximidad de los ríos a los arrecifes coralinos es determinante, ya que no sólo son la fuente principal de sedimento, nutrientes y cambios en la concentración de la salinidad en las zonas costeras, sino también aportan otras sustancias que impactan el ecosistema como pesticidas y herbicidas, por mencionar algunos [46, 111]. El exceso de nutrientes inorgánicos en el medio puede causar eutroficación de manera local, además de efectos secundarios adversos como la disminución en la resistencia del coral y una mayor susceptibilidad a las enfermedades, y la pérdida de las zooxantelas cuando se encuentran expuestas a elevadas concentraciones de contaminantes químicos (xenobióticos) [10, 20, 29, 40, 74, 109].

La sedimentación del material particulado que llega al mar, junto con el plancton, aumenta la turbidez del agua tal que reduce la incidencia de luz (necesaria para las zooxantelas) a través de la columna de agua, principalmente en las zonas cercanas a la desembocadura de algún río y limita el crecimiento y la formación de arrecifes coralinos [107]. Aunque no ha sido demostrado como tal, el peso del sedimento puede hacer que las diferentes especies de zooxantelas sean más propensas al blanqueamiento ya que provocan asfixia a los pólipos del coral y por lo tanto la disociación de la simbiosis. De manera local se ha demostrado que la dilución de agua dulce y la rápida dilución de las aguas de tormenta que generan precipitación y residuos causan blanqueamiento del coral, aunque generalmente estos eventos son raros, confinados, relativamente pequeños y cercanos a la costa.

Luz. La cantidad de luz incidente juega un papel importante ya que provee la energía necesaria que da lugar a la actividad fotosintética de la zooxantela [84] por lo que es determinante en el crecimiento y morfología del sistema arrecifal. El blanqueamiento del coral está relacionado al fenómeno general de fotoinhibición [94], el cual se puede atribuir a la combinación de un efecto por elevadas temperaturas del agua y a la irradiancia solar [102, 11]. Cabe señalar que los cambios en la radiación fotosintéticamente activa y en la radiación ultravioleta agravan el efecto de la temperatura [51].

Los cambios climáticos que alteran los patrones del tiempo influyen en la cantidad

de radiación ultravioleta que pasa a través de la atmósfera y llega a la superficie del océano así como en la atenuación de ésta en la columna de agua. La atenuación varía de acuerdo a la carga de partículas suspendidas y al carbono orgánico disuelto en el agua (principal componente que absorbe la radiación de onda corta en el agua de mar [32]), ya que hacen que aumente la absorción de la radiación ultravioleta que llega a la superficie. Parte de la radiación ultravioleta se absorbe en los primeros 11 m de profundidad, sin embargo mientras más turbia este el agua la atenuación se da entre los primeros 3 y 6 m de profundidad [32]. La atenuación de la radiación que llega a la superficie del mar depende de la dispersión y absorción en el agua; la absorción depende de la longitud de onda incidente, donde la absorción del material particulado aumenta con una disminución de la longitud de onda. Por otra parte la dispersión comparada con la absorción aumenta de manera inversa a la longitud de onda, donde la radiación se dispersa en presencia de las sales. Por lo tanto la atenuación de la radiación ultravioleta en un ambiente marino se ve afectada notablemente por el material particulado en el agua [37], disminuyendo su atenuación a cualquier longitud de onda con la profundidad. Bajo estas condiciones la radiación de onda corta (290-400 nm) tiene un efecto destructivo sobre los organismos marinos en general, sin embargo ciertas especies han logrado adaptarse en hábitats con niveles extremadamente elevados de radiación ultravioleta [69], donde el tejido del coral absorbe la radiación ultravioleta y la libera como calor.

Las aguas circundantes a los arrecifes coralinos se caracterizan por ser aguas pobres en nutrientes y altamente transparentes a la radiación ultravioleta, por lo que la luz alcanza profundidades de hasta 30 m [37], siendo un factor determinante en la concentración de algunos compuestos esenciales como los aminoácidos, los cuales están involucrados en procesos biológicos como el rango de calcificación, la respiración, crecimiento, reproducción y en los pigmentos fotosintéticos [69, 99]; sin embargo la selección de especies que resistan la radiación ultravioleta pueden producir cambios en la composición de las comunidades del arrecife coralino [45], haciendo que dicha selección sea más tolerante a los altos niveles de radiación [99].

Química. Cambios en la salinidad, un incremento o decremento de la luz incidente [51, 40, 76] o de la temperatura [51, 42, 44, 45] pueden causar, a los corales y a otros invertebrados simbióticos, una rápida decoloración mientras que factores químicos como iones de cobre, cianuro [50], herbicidas y pesticidas pueden provocar la pérdida de los pigmentos algales de los invertebrados simbióticos. El historial térmico, las continuas temperaturas

elevadas y las altas irradiancias registradas tienen como consecuencia un impacto a nivel poblacional, que ha causado que el 25 % de los arrecifes de corales han sido destruidos o presentan una severa degradación por problemas que surgen del calentamiento global. Resulta alarmante el blanqueamiento y mortalidad de los corales que ha ocurrido recientemente, basta un leve incremento de la temperatura del agua para que las algas simbióticas abandonen el tejido de los corales, lo que perjudica sus funciones metabólicas, reproductivas, de crecimiento, formación de coral, energéticas, fotosintéticas, entre otros [6].

El estrés provocado por las altas temperaturas y la irradiancia han sido relacionados con la afección de los sistemas enzimáticos de la zooxantela, los cuales ofrecen protección contra la toxicidad del oxígeno principalmente, entre otras funciones [9, 10, 44]. A nivel molecular las zooxantelas fotosintetizan mientras residen en su hospedero proporcionándole así alimento, éstas le transfieren más del 95 % de su producción fotosintética [13] la cual proporciona al hospedero un complemento energético y compuestos esenciales [13, 22] para vivir. Los corales reciben los productos fotosintetizados (carbohidratos y aminoácidos) de la zooxantela como compensación a los nutrientes esenciales que los corales le proporciona a la planta (amonio y fosfatos) [22].

Debido a que las zooxantelas son indispensables para la producción primaria en estos organismos, el rango de temperatura en la productividad fotosintética para la formación de un sistema arrecifal y otros organismos simbióticos decae dramáticamente [85]. La temperatura tiene una influencia significativa en la concentración de pigmentos fotosintéticos [45, 51] por el daño en las rutas fotosintéticas en la zooxantela, que ocurre a temperaturas superiores a los 30 °C, lo cual, en combinación con un aumento en la salinidad del agua, puede activar la disociación de la simbiosis [9, 10, 44] y al paso del tiempo llegar a la expulsión del organismo simbiote [45, 51]; lo que da lugar a un blanqueamiento temporal o hasta permanente. Es decir, los efectos termales inducen la degradación de las funciones del arrecife en su producción orgánica, en la formación del mismo, en el metabolismo y en el flujo de CO₂. Cabe señalar que cualquier evento estresante que llegara a bloquear las reacciones en la fase oscura antes que las de la fase luminosa durante la fotosíntesis, dará como resultado un fenómeno similar al blanqueamiento [50].

La degradación de un arrecife coralino se basa en la pérdida del carbono orgánico activado que entra al océano (el cual adquieren del material particulado, detritus o de algún otro organismo, por absorción del material orgánico disuelto o de ambas formas [85]), y una subsecuente disminución en la depositación del carbonato de calcio que inhibe la liberación del CO₂, por lo que la relación activa entre el arrecife coralino y el ciclo

del carbono se pierde. El aumento en la concentración del CO_2 en el agua disminuye el pH y evita la depositación del carbonato de calcio [65], afectando directamente a la formación de estructuras calcáreas. El flujo de CO_2 en un arrecife coralino está modulado por diversas condiciones físicas como el viento, las mareas y las corrientes características de cada localidad. Se ha encontrado que el incremento en el CO_2 , que ha sido absorbido por el océano en los últimos dos siglos, lo hace más ácido, por lo que la disolución del CO_2 en el agua produce ácido carbónico el cual corroe las estructuras de caliza de los arrecifes coralinos además de las conchas de otros organismos marinos [41, 44]. Químicamente el hecho de aumentar el CO_2 en el agua de mar dará lugar a un cambio en la concentración de varios compuestos incluyendo los protones (que hacen más ácida la solución) y la concentración de la molécula de carbonato disponible. Se calcula que la velocidad de calcificación de los corales y otros organismos se verá disminuída de un 14% a un 30% para el 2050 [58]. Por lo tanto se puede decir que los arrecifes coralinos representan un balance entre la calcificación (producción de carbonato de calcio) y la erosión física y biológica (remoción del carbonato de calcio depositado), donde una disminución en la calcificación afectaría el balance a favor de la desaparición de carbonato de calcio en los arrecifes [50]. Lo anterior sugiere que el crecimiento de un coral comenzará a verse afectado cuando el agua exceda temperaturas de más de 30 °C indicando un límite termal genético propio del organismo, por lo que el cambio en la producción del carbonato de calcio de los organismos para la formación de un arrecife es esencial para la conservación del sistema.

A nivel celular se han reportado diferentes causas de blanqueamiento. Uno de los mecanismos del propio organismo resulta en una disminución de la densidad del alga y por lo tanto una degradación *in situ* de la zooxantela; un segundo mecanismo involucra la pérdida total y definitiva del alga y un tercer mecanismo la liberación de células del endodermo que contienen zooxantelas intracelulares. Cualquiera de estos mecanismos da lugar a una disminución de la fotosíntesis y de la eficiencia fotosintética como resultado de un aumento en la temperatura del agua. Algunas especies de coral muestran ser más tolerantes a los cambios de temperatura, sin embargo el daño generalizado es en las membranas nucleares y las proteínas celulares de los organismos, en respuesta a una temperatura e irradiancia elevadas. Por lo tanto cualquier perturbación que cause una disminución en la fotosíntesis da como resultado un aumento en exceso de la absorción de la irradiancia [11].

Biología. El blanqueamiento de un arrecife va seguido de una mortalidad desde un 20% hasta un 100% del coral. Se han observado severas ramificaciones en cuanto a la

abundancia de los corales debido a que un evento de blanqueamiento puede terminar con los organismos adultos antes que éstos maduren y sean capaces de reproducirse [53], es decir, un evento de blanqueamiento reduce la actividad reproductiva en la mayoría de los organismos [50], esto se debe a que la temperatura a la cual el coral se blanquea también disminuye el desarrollo de las gónadas, además de interrumpir otros procesos claves en los organismos. Esencialmente, en las observaciones y en los estudios reportados, el blanqueamiento se ha cuantificado a través de las mediciones del número de zooxantelas y el estado fisiológico de éstas [11]. Por ejemplo, un rápido incremento en la temperatura del agua causa que las zooxantelas dejen el tejido del coral disminuyendo así el número de organismos en el tejido del huésped [51, 75, 76, 44] modificando la biomasa de la colonia, es decir que una ligera decoloración a 30 °C por un periodo de exposición de tres semanas (efecto aún reversible) da lugar a una disminución en la biomasa, lo anterior se puede atribuir al efecto del tiempo y a la temperatura de exposición [45]. Otra forma de cuantificar esta relación es a partir de su respiración, tal que la respiración del coral es proporcional a la biomasa del alga, donde la biomasa del coral está basada en la idea de que la respiración se puede dividir en la respiración de crecimiento y la respiración de mantenimiento. La respiración de crecimiento es la que se asocia a la energía que requieren los procesos de crecimiento para generar los esqueletos de carbonato de calcio, por lo tanto se puede decir que es directamente proporcional al rango de crecimiento; mientras que la respiración de mantenimiento se asocia a la energía que requieren los procesos químicos para transformar las macromoléculas y mantener los gradientes de los solutos, por lo tanto es proporcional a la biomasa del organismo [85]. Esta última también incluye los procesos fisiológicos de adaptación que mantienen a las células como unidades activas en un ambiente variable. La contribución del alga varía dependiendo de la especie del coral creando un rango espectral desde corales fototróficos a corales heterotróficos [85].

2.1.5. Adaptación-aclimatación

A partir de diferentes modelos [ECHAM3/LSG, ECHAM4/OPYC3 con y sin aerosoles respectivamente (Max Planck Institute, modelo global acoplado en atmósfera-océano-hielo) y CSIRO DAR (Department of Atmospheric Research at Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, modelo de circulación general acoplado en atmósfera-océano-hielo-biosfera)] basados en uno de los escenarios del IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) en donde se duplican los niveles de CO₂ se

calcula la temperatura del mar para el 2100 y muestran que los niveles de tolerancia termal para la reconstrucción de los arrecifes coralinos serán excedidos en las próximas décadas. Tal que los eventos de blanqueamiento ocurrirán anualmente en la mayoría de los océanos tropicales al finalizar los siguientes 30 a 50 años. Sin embargo los patrones asociados a un blanqueamiento se tornan más complejos dependiendo del genotipo, el estado de aclimatación y de las interacciones con el medio; esto pudiera explicar un blanqueamiento más frecuente en aguas profundas pero en comunidades compuestas por especies similares [50]. Con lo anterior se ha argumentado que los corales se aclimatarán a los patrones de cambios de temperatura que se pronostican, sin embargo son poco sustentados y la evidencia sugiere que la habilidad genética de los corales a aclimatarse ya se ha excedido, por lo que la calidad de los arrecifes coralinos del mundo decaerá más rápido de lo que se espera [50].

El incremento esperado de la temperatura del agua para el 2100 es de 1 a 2 °C en respuesta al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera [56, 57]. La mayor parte de la evidencia sugiere que los corales y sus zooxantelas no están mostrando señales de poder aclimatarse o adaptarse a un corto y esporádico evento de cambio termal, por lo que la mayoría de las poblaciones de corales tienen cambios en cuanto a su densidad poblacional de forma estacional y dependen de la variabilidad de los parámetros físicos del ambiente circundante [50]. Si los corales no son capaces de cambiar su fisiología para tolerar dicho estrés, el blanqueamiento será eventual, en otras palabras la formación de arrecifes coralinos y sus huéspedes, las zooxantelas, ya no tienen tiempo de adaptarse genéticamente por lo que son incapaces de aclimatarse a las nuevas condiciones (fenotípicamente), por lo tanto la intensidad y frecuencia del blanqueamiento aumentará de manera proporcional a la probabilidad de que su límite termal se exceda por la temperatura del agua [50].

Los continuos eventos de blanqueamiento durante los últimos 20 años revelan que las poblaciones no están cambiando su estructura genética lo suficientemente rápido hacia ser individuos tolerantes al calentamiento [50]. Por lo que el hecho de que los corales alberguen una gran variedad de diferentes genotipos de zooxantelas en una sola colonia y éstos experimenten una pérdida de alguno de éstos debido al estrés térmico no revela por si solo que el blanqueamiento es adaptativo [94]. Por otra parte la aclimatación como tal puede llevarle a un organismo días de exposición hasta su límite termal, seguido de una disminución estacional de la temperatura que le permite al organismo recuperarse del estrés térmico. Hasta el momento después de un evento intenso le siguen usualmente años fríos, lo que significa que cualquier aclimatación térmica que ocurra durante un año de

blanqueamiento se perderá con el tiempo hasta que el máximo de temperatura se exceda nuevamente [50].

Formalmente se ha presentado evidencia de la existencia de una variación geográfica en la tolerancia de la temperatura de los corales y las zooxantelas [20], sin embargo las especies que son capaces de fotoaclimatarse son capaces de resistir el blanqueamiento; la diferencia en resistir el blanqueamiento se relaciona con la habilidad de producir y regular los pigmentos accesorios de las zooxantelas [50, 11]. Cabe señalar que el aumento en la temperatura del agua hace que las zooxantelas sean muy sensibles a la luz hasta llegar a fotoinhibirse [50]. La fauna marina responde de diferentes maneras a un cambio en la temperatura del agua y a otros factores; sin embargo los organismos marinos pueden aclimatarse a un cambio de temperatura modificando los componentes de diferentes procesos que hacen que su metabolismo celular sea eficiente bajo las nuevas condiciones; la otra forma de respuesta de la biota marina es vía una selección de individuos en donde las poblaciones sean capaces de adaptarse mejor a las nuevas condiciones, a esto se le llama selección natural. El tiempo que requiere una planta o animal para aclimatarse a un cambio de temperatura es del orden de horas o días; por otro lado la adaptación de los organismos a un cambio de temperatura puede tomar desde cientos hasta miles de años y esto depende del tiempo generacional del organismo. Organismos que se reproducen relativamente a temprana edad pueden evolucionar en cuestión de días o años; mientras que organismos con tiempos generacionales largos tienen respuesta evolutiva alrededor de cientos de años, como es el caso.

2.1.6. Escenarios ante el cambio climático

La mayor parte de los impactos debido al cambio climático afectan la tendencia de los organismos de morir a gran escala, lo que aumentará con la intensidad de un evento de blanqueamiento y estará determinado por el tiempo y el rango de temperatura del agua que permanezcan por arriba del umbral de tolerancia o rango óptimo. El blanqueamiento después será inducido por los cambios estacionales de la temperatura del agua y no dependerán más de eventos como ENSO para llevar a los corales a su límite termal, esto será crítico conforme se exceda la frecuencia en donde los corales ya no puedan recuperarse de un blanqueamiento que los lleve a la muerte. La evidencia sugiere que los arrecifes de coral no serán capaces de sostener dicho estrés y entonces una nueva colonización de algas dominará el ecosistema de las comunidades bentónicas.

Debido a las variaciones de la temperatura del agua estos eventos han aumentando en intensidad y frecuencia, lo que llevará a los arrecifes coralinos a su límite termal y considerando que éstos no son capaces de aclimatarse o adaptarse lo suficientemente rápido para subsistir dará lugar a una severa degradación del coral. Además, combinado con un aumento del estrés debido a la actividad humana, terminará en ser un ecosistema disfuncional con un gran impacto económico en un futuro próximo [50]. La influencia de la interacción antropogénica y natural será entonces el principal factor en determinar no sólo la mortalidad y recuperación de los arrecifes de un episodio de blanqueamiento sino también de su habilidad de adaptarse a un futuro cambio a un escenario dado en donde se presente un aumento de la temperatura del agua y la probabilidad de aumentar la frecuencia e intensidad de eventos de blanqueamiento. Una alternativa es el mecanismo de fotodefensa de los organismos y/o de forma natural con la llegada de nuevos fenotipos de zooxantelas a los hospederos, ofreciéndoles nuevas capacidades fisiológicas y potencialidades ecológicas [62].

2.2. Objetivo

Estudiar las características dinámicas y termodinámicas del Sistema Arrecifal Veracruzano Norte en escenarios de cambio climático.

2.2.1. Objetivos particulares

- Describir y analizar las variabilidad de la circulación en el Sistema Arrecifal Veracruzano Norte en diferentes escalas de tiempo incluyendo: la marea, escala diruna, escala de eventos atmosféricos (2-10 días), estacional e interanual.
- Estudiar los eventos climáticos extremos tanto atmosféricos como oceánicos que afectan el Sistema Arrecifal Veracruzano Norte, identificando las condiciones medias y extremas de la zona que pudieran tener un impacto ecológico asociado a un cambio climático.

2.3. Hipótesis

Por sus condiciones físicas el Sistema Arrecifal Veracruzano tiene una vulnerabilidad distinta a la de otros arrecifes como los del Caribe mexicano, por lo tanto el conocimiento de la vulnerabilidad del SAV puede ayudar a mitigar los efectos del cambio climático en la zona.

2.4. Área de estudio

2.4.1. Golfo de México

Circulación general del Golfo de México. El Golfo de México es un gran ecosistema marino en donde se pueden observar una gran mezcla de características ecológicas de ambientes tropicales y templados. Éste es un mar semicerrado que conecta al este con el Océano Atlántico por el estrecho de Florida y al sur con el Mar Caribe por el canal de Yucatán. A través del canal de Yucatán pasa la Corriente de Lazo, la cual domina la circulación del Golfo profundo en el lado este. De esta corriente se desprende un giro anticiclónico semipermanente que alcanza la plataforma continental occidental y tiene como característica principal la formación de una corriente en la frontera noroeste (Fig. 1) [17, 88, 115]. Elliott (1982) [34] muestra que este giro anticiclónico puede contribuir sustancialmente a la formación del Agua Subtropical del Golfo de México, debido a la intensa mezcla vertical, principalmente durante el invierno afectando los primeros 200 m de profundidad; donde la mezcla, como principal mecanismo, da lugar a la formación del Agua Común del Golfo (36.4 ups y 22.5 °C) en las aguas subsuperficiales. Además del giro anticiclónico también se genera un giro ciclónico de menor escala que se encuentra al suroeste en la Bahía de Campeche.

Circulación en el sur del Golfo de México. El sur del Golfo de México está dominado por una circulación semipermanente sobre la Bahía de Campeche. Esta región se caracteriza por tener una circulación que consiste de un giro ciclónico de ~ 150 km de diámetro [88, 116]; este giro no es periódico, sin embargo está relacionado temporalmente con la formación del giro anticiclónico de la Corriente de Lazo [116]. Mientras que la circulación fuera de la plataforma se ve influenciada por los grandes giros, las corrientes sobre la plataforma responden a los cambios del esfuerzo del viento; donde el principal forzamiento sobre la plataforma oeste del Golfo es la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa. Se ha reportado, con resultados de simulaciones numéricas de alta resolución, datos hidrográficos históricos, datos de nivel del mar e imágenes de satélites [30, 116], que en la plataforma interna la corriente cambia de dirección asociada a la variabilidad de la componente del esfuerzo del viento. Las corrientes superficiales generadas por los vientos producen una disminución (elevación) del nivel del mar durante los meses de verano (invierno), lo que induce un transporte de Ekman que favorece las surgencias (hundimientos) en las zonas costeras [117], y que da como resultado una corriente per-

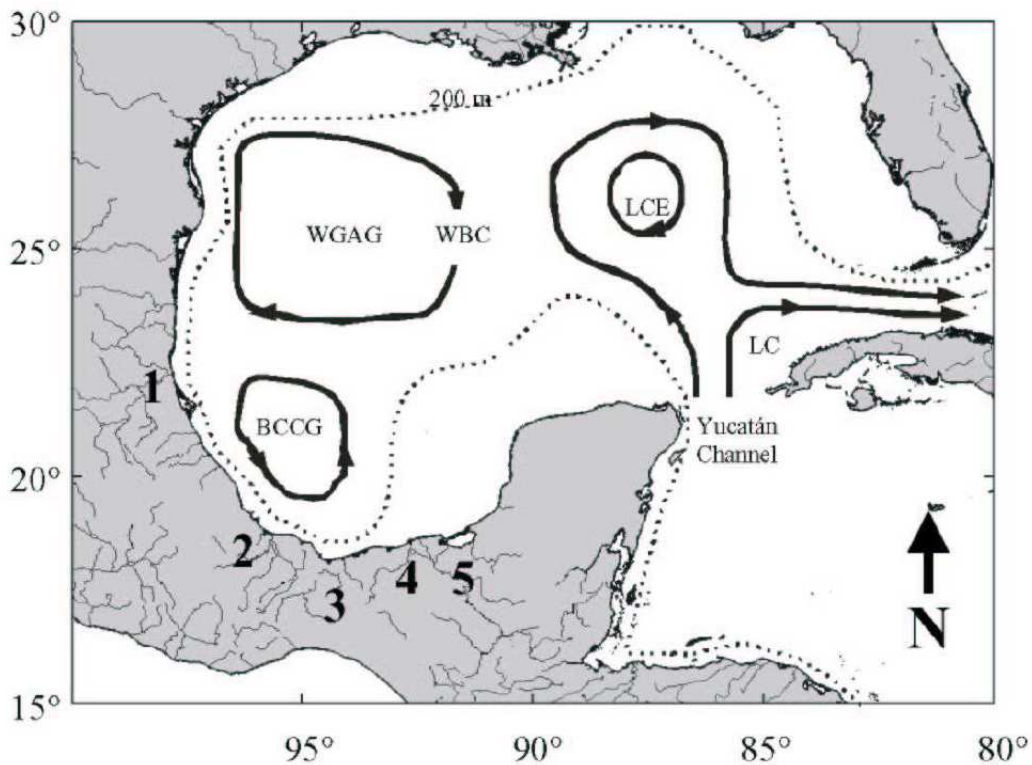


Figura 1: Localización del Golfo de México, ríos y circulación general. 1) Pánuco, 2) Papaloapan, 3) Coatzacoalcos, 4) Grijalva, 5) Usumacinta. BCCG es el giro ciclónico de la Bahía de Campeche, WBC es la corriente de la frontera oeste, WGAG es el giro anticiclónico del oeste, LCE el giro de la Corriente de Lazo y LC es la Corriente de Lazo (tomado de [17, 115]).

pendicular a la costa que afecta los patrones de circulación [81, 117] y las anomalías de la temperatura superficial del mar [1]. Cabe señalar que las corrientes sobre la plataforma también presentan una variabilidad estacional, las cuales tienen una dirección costa abajo (dirección en la cual una onda costera de Kelvin viaja en el hemisferio norte, con la costa a la derecha del flujo) durante otoño-invierno y costa arriba durante primavera-verano (con la costa a la izquierda del flujo) [116].

Clima en el Golfo de México. El Golfo de México (GoM) se encuentra localizado en una zona de transición entre un clima subtropical y tropical, el clima en la escala de tiempo estacional está modulado por los cambios meridionales en la posición de la Zona Intertropical de Convergencia [80]. La posición y fortalecimiento de las celdas de alta presión en latitudes medias, dan como resultado incursiones frontales de aire frío las cuales aumentan en frecuencia durante los meses de invierno, además de la penetración de sistemas tropicales que se propagan y que llegan a intensificarse hasta formar tormentas tropicales

y huracanes. En la parte sur del Golfo de México los vientos que prevalecen presentan una tendencia hacia el oeste, sin embargo la dirección de los vientos dentro del Golfo responden de forma estacional a la posición de los sistemas de alta presión; durante verano los sistemas de alta presión se mueven desde el noroeste hacia el interior, generando así vientos del sureste [116]. Durante otoño-primavera numerosos frentes fríos llamados “nortes”, asociados a las masas de aire frío del Ártico que se mueven hacia el sur, interrumpen el patrón de vientos generando vientos del norte, éstos pueden alcanzar velocidades hasta de 20 ms^{-1} [17, 77]. En general el sistema de vientos en la región del Golfo de México tiene una dirección del este-sureste en otoño-primavera y del este-noreste en primavera-invierno, dominado por las fluctuaciones estacionales de los sistemas atmosféricos que introducen una variabilidad de otoño a invierno dominado por las incursiones frontales o nortes y de primavera a verano por tormentas tropicales las cuales incluyen a los huracanes [30, 48].

Los sistemas de alta presión que atraviesan el Golfo se caracterizan por provocar un descenso de temperatura, un aumento de la presión atmosférica y humedad relativa y fuertes vientos provenientes del norte [26, 97]. Se puede entonces definir un norte como un evento asociado a la incursión de sistemas subtropicales de alta presión, con vientos que tienen una magnitud mayor a 12 ms^{-1} y que ocurren principalmente de Septiembre-Mayo [77].

2.4.2. Sistema Arrecifal Veracruzano

Ubicación. Se han elaborado una gran cantidad de estudios a gran escala dentro del Golfo de México; sin embargo debido a la vasta extensión costera en la zona hay pocos estudios de pequeña escala, específicamente en el Sistema Arrecifal Veracruzano (SAV), en el estado de Veracruz.

El SAV es una zona natural protegida que abarca un área de 400 km^2 en la región central de las costas de Veracruz, sobre la plataforma continental, el cual tiene un arreglo general que sigue la línea de costa. Un grupo de 11 arrecifes se localiza frente a la ciudad de Veracruz hasta el municipio de Boca del Río y otro grupo de 12 arrecifes, de mayor estructura que los anteriores, se localiza frente a la comunidad de Antón Lizardo, Ver. Ambos complejos están divididos por el río Jamapa, limitados al norte por el río La Antigua y al sur por el río Papaloapan (Fig. 2). Los arrecifes coralinos tienen una longitud aproximada de entre 0.3 y 3.2 km, abarcan un área que va de 1 a 19 km^2 y una altura de entre 20 y 45 cm; dentro del complejo también se encuentran los arrecifes lagunares los

cuales son más someros con profundidades que alcanzan los 2 m. La plataforma continental en esta zona es angosta ($\sim 16\text{-}33$ km) [68, 112, 117] con una profundidad media menor a 50 m (Fig. 2), el suelo marino presenta una topografía compleja debido a la presencia de bancos de arena someros, arrecifes e islas los cuales forman una serie de canales con dimensiones horizontales y profundidad variable [112]. Estos arrecifes son muy particulares ya que se han desarrollado cerca de un ambiente costero que se ve influenciado directamente por las descargas de los ríos situados en la plataforma continental frente al puerto de Veracruz y la localidad de Antón Lizardo.

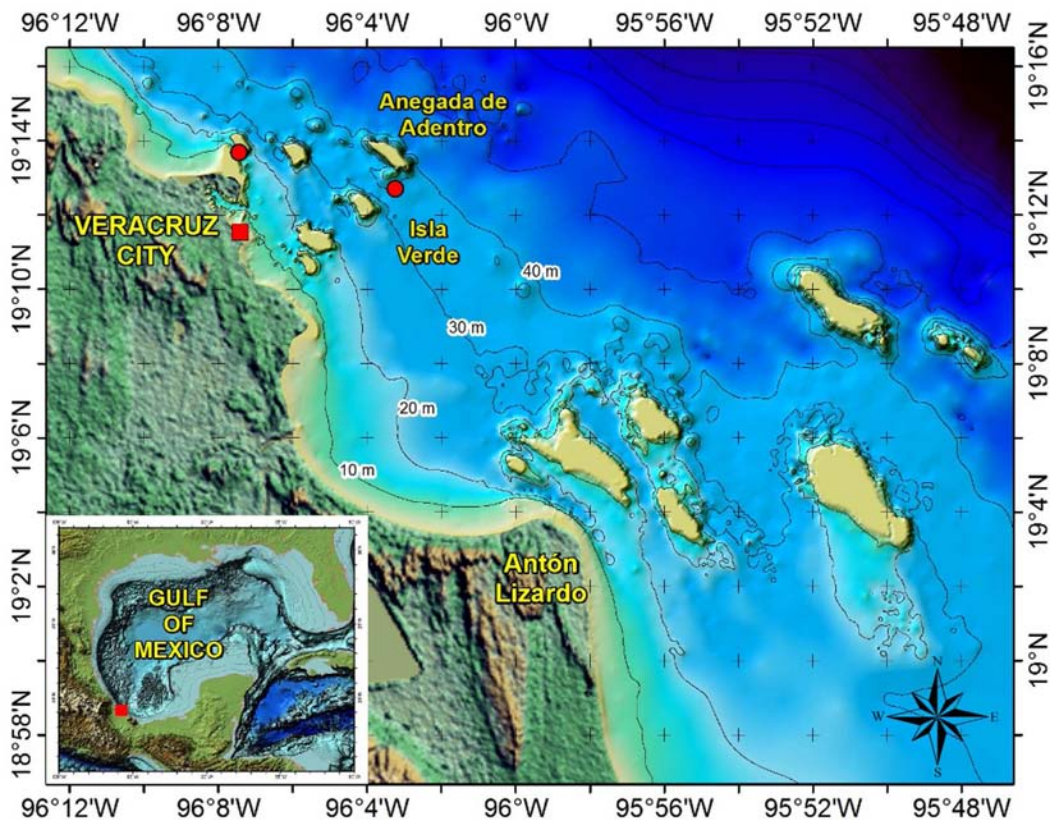


Figura 2: Área de estudio, grupo arrecifal Norte ubicado dentro del Sistema Arrecifal Veracruzano en Veracruz, México.

Una de las características distintivas en el SAV es el crecimiento y la zonación de los arrecifes sobre la plataforma continental, el desarrollo de las comunidades coralinas en zonas de gran pendiente y las formaciones en canales y zonas profundas (40 m de profundidad) [70]. La zonación de los arrecifes forma largas bandas perpendiculares a las corrientes dominantes entre los arrecifes costeros [70]. Este patrón es probablemente el resultado de la combinación de las corrientes, el viento y la sedimentación única en

Veracruz.

Circulación general en el SAV. La circulación en un sistema arrecifal es típicamente derivada de la combinación de la marea y el viento, además de las corrientes inducidas por el oleaje sobre los arrecifes [23]. En la región del SAV se da principalmente a escala estacional, sin embargo el conocimiento que se tiene es de gran escala espacial, conociéndose la circulación estacional en las plataformas de Tamaulipas y Veracruz [116]. La circulación superficial se ve influenciada por los vientos asociados a los frentes fríos provenientes del continente durante otoño-invierno, y los vientos del este y sureste durante el verano. En particular se ha identificado una inversión de la corriente frente a las costas de Veracruz debida principalmente a la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa [116, 117], fluyendo hacia el norte de Mayo a Agosto (agua fría, con un máximo en Julio) y en dirección sur de Septiembre a Marzo. Se ha demostrado que el efecto del viento es importante en áreas someras sujetas a eventos intensos de viento caracterizado por un cambio repentino en su magnitud y dirección [114], es decir que el comportamiento de la circulación bajo condiciones atmosféricas variables define la descripción de los procesos físicos en un sistema arrecifal [23].

De manera estacional, los vientos presentan una fuerte variabilidad cambiando el signo, siendo de Mayo a Agosto predominantemente del sureste y los eventos de norte de Septiembre a Abril.

Influencia continental. La localización, el tamaño, diversidad, cobertura y complejidad topográfica de los arrecifes se ve influenciada por una interacción dinámica entre el agua dulce y turbia o salobre que proviene de los ríos y las corrientes marinas. En particular el Río Jamapa llega al Golfo de México por la comunidad de Boca del Río, Veracruz, desembocando en una gran bahía entre los dos grupos de arrecifes, éste drena un área de 3,627 km² y tiene una descarga anual de 2,689 millones de m³ (citado en [68]), lo que indica un gran aporte de sedimento y agua dulce a la zona arrecifal. Parte del material que este río aporta se encuentra depositado en los arrecifes, identificando fragmentos volcánicos, granos de cuarzo (de origen metamórfico), feldespatos y arenas. El sedimento más fino son lodos y arcillas, sin embargo éstos últimos se encuentran expuestos a la acción del oleaje y es transportado en suspensión fuera y dentro de los arrecifes [68]. Cabe señalar que tanto los fragmentos volcánicos como los granos de cuarzo son fragmentos que contaminan el sedimento arrecifal principalmente el conjunto ubicado frente al Puerto de Veracruz. Parte

de este material probablemente proviene del Río la Antigua en especial durante la época de invierno [68] ya que en esta época del año las corrientes van hacia el sur y el transporte de sedimento desde la desembocadura del río llega hasta los arrecifes. Se ha postulado que la variabilidad de los patrones espaciales de depositación de sedimentos es la principal causa de la variabilidad en cuanto al desarrollo de las estructuras arrecifales [70]. Sin embargo, la intensidad del oleaje asociado a los eventos atmosféricos es uno de los factores más importantes que afecta la remoción y depositación de los fragmentos y restos de coral, por lo que afectan directamente a los procesos de sedimentación.

VARIABLES FÍSICAS QUE MODULAN LA DINÁMICA DEL SAV. A lo largo de la costa sur de Veracruz se observan, en la temperatura superficial del mar, anomalías negativas de Julio a Septiembre, las cuales se pueden asociar a las surgencias producidas por los vientos que provienen del sureste; mientras que las anomalías positivas para el periodo de Septiembre a Diciembre se asocian a la subsidencia debida a los fuertes vientos del norte asociados al paso de los frentes fríos sobre el Golfo [117]. En particular la región del SAV está caracterizada por surgencias de verano que han sido detectadas en imágenes de satélite, datos hidrográficos y modelos numéricos, observándose desde el mes de Junio hasta desarrollarse completamente durante Julio y Agosto [82, 117, 116]. La variabilidad de las propiedades conservativas (temperatura y salinidad) de las masas de agua se ve influenciada por la escala de tiempo asociada a los nortes (de Octubre a Abril) lo que puede hacer que la temperatura del agua descienda varios grados centígrados en cuestión de horas. Cabe mencionar que cerca de la superficie del mar la diferencia de temperatura del aire entre los meses más calientes y los fríos es de ~ 5.9 °C mientras que el promedio anual de la temperatura superficial del mar es de ~ 0.7 °C mayor que el de la temperatura del aire cerca de la superficie [17], por lo que resalta la importancia de la capacidad calorífica del agua.

En general el patrón de oleaje es de baja energía excepto durante la época de nortes, ya que potencialmente pueden causar el mismo efecto que el oleaje generado por el viento en una tormenta tropical. Debido a la variación estacional de los vientos, el patrón del oleaje en la zona también es estacional, siendo en otoño-invierno predominantemente del norte, noreste y noroeste y más energético que en verano, cuando el oleaje proviene del este, sureste y sur [112]. Cabe señalar que un evento de norte puede generar oleaje en una gran zona dentro del Golfo por un periodo de 1 a 3 días, con alturas de ola que alcanzan los 9 m en la zona central y sur. El oleaje generado por el efecto del viento afecta a la comunidad

coralina en la región ya que un oleaje de tormenta sobre el arrecife se puede traducir en un proceso de exfoliación en todo el sistema. Por otro lado, los sistemas costeros en general se pueden ver afectados por el aumento del nivel del mar, lo que implica una reducción de la línea de costa y gran parte de su diversidad biológica, de la temperatura del agua y un mayor riesgo de tempestades [78]. Sin embargo un oleaje energético puede llegar a tener un efecto positivo en este tipo de ecosistemas, ya que disminuye la cantidad de sedimento que llega a la zona arrecifal.

De los pocos estudios que se han reportado en la zona del SAV, se ha encontrado que la temperatura promedio anual es de 26.6 °C, donde la máxima es de 30.6 °C y la mínima de 19.3 °C; la temperatura superficial del aire promedio anual es de 26.0 °C, la máxima es de 29.2 °C y la mínima de 21.8 °C, la salinidad promedio anual es de 35.5 ups, la precipitación de 821.4 mma^{-1} y la velocidad del viento de 5.51 ms^{-1} con una dirección de 220.68 ° [82, 17]. La temporada de lluvias es de Junio a Octubre con un máximo de precipitación en el mes de Septiembre y una época de secas durante primavera, siendo Abril el mes más seco. De acuerdo con Carrillo *et al.* (2007), el valor de la salinidad refleja el hecho de que el aporte de agua dulce hacia la zona arrecifal es mínimo respecto al índice de evaporación-precipitación, encontrando una correlación de más de 90 % entre los valores de salinidad y precipitación en la zona del SAV. Sin embargo, Mateos-Jasso *et al.* (2012) reportan agua de baja salinidad cerca de la costa y en aguas superficiales debido a la influencia de la descarga de ríos locales durante los meses de verano, además de agua fría y de baja salinidad advectada del noroeste de la plataforma en el GoM durante los meses de otoño-invierno.

Clima y otros procesos en el SAV. Todas las plataformas de tipo arrecifal en el sur del Golfo de México han sido impactadas de forma natural y han sido afectadas por las actividades antrópicas. En cuanto a los impactos de origen natural se encuentran los frentes fríos (viento, oleaje, corrientes, turbidez y temperatura), las aportaciones de agua dulce, el blanqueamiento del coral, depredadores y patógenos; mientras que las inducidas por el hombre son los derrames de combustible (explotación y producción), sobrepesca, contaminación (materia orgánica, sedimentos y nutrientes) y actividades recreativas (turismo) [104]. De manera particular, los arrecifes veracruzanos presentan un mayor impacto antropogénico por descargas de aguas residuales, contaminación municipal e industrial, agricultura, turismo, deportes acuáticos y otras actividades comerciales como el dragado de los canales, la excavación en los arrecifes, la colecta de coral y el tránsito de embar-

caciones [104]. La interacción entre el océano y la atmósfera pueden llegar a afectar la productividad, la dinámica poblacional, la abundancia y distribución de un ecosistema completo [78, 66]. Esta zona presenta cambios atmosféricos regionales, los cuales son espacialmente heterogéneos, por lo que el cambio climático es importante en el contexto de las respuestas ecológicas [38]. Generalmente los regimenes climáticos afectan la distribución de las especies en específico su fisiología en cuanto a su tolerancia a la temperatura y precipitación [113]. Con la tendencia al calentamiento global, los cambios climáticos se mueven hacia los polos o hacia latitudes mayores. La dispersión y la disponibilidad de recursos, hacen que las especies busquen las condiciones óptimas para su sobrevivencia, así como el cambio en la distribución de las mismas hacia los polos. En algunos casos (por ejemplo, la formación de arrecifes coralinos) la variación de los cambios en respuesta a las oscilaciones de temperatura no debe ocurrir si la distribución latitudinal también se encuentra limitada por otros factores como la luz incidente [51]. La mayor parte de las especies tienen asociado un rango térmico, de humedad y de radiación, relacionado con su fenología y fisiología y como consecuencia del aumento de la temperatura y la variación de las precipitaciones asociadas al cambio climático, numerosas especies han modificado su hábitat aumentando o disminuyendo su rango de distribución [78] y mediante alteraciones tróficas importantes [5, 28]. Existe cierto consenso acerca de que los efectos biológicos del cambio climático relacionados con la dinámica poblacional y la estructura de las comunidades, considerando que estarán más comprometidas aquellas que se localizan en latitudes elevadas, donde las poblaciones de especies adaptadas a aguas más calientes desplazarían a las originales [27].

La mayoría de las proyecciones climáticas revelan que estas tendencias se incrementarán rápidamente en los siguientes 50 años [50]. Se espera un calentamiento del 0.1 °C por década a pesar de la lenta respuesta del agua de mar, sin embargo el promedio global de la temperatura se ha incrementado entre 0.15 y 0.3 °C por década desde 1990 hasta el 2005 [55]. Dicho calentamiento del sistema climático se ha detectado en cambios en la temperatura superficial del océano y en la temperatura superficial del aire, en conjunto con la elevación del nivel de mar. Se ha observado que la oscilación de las temperaturas diurnas ha ido decreciendo debido a que las temperaturas mínimas se han ido incrementando cerca del doble de las temperaturas máximas. Los extremos climáticos relacionados a oscilaciones naturales y las tendencias a largo plazo, son también importantes en el cambio de la variabilidad en un futuro [38], por lo que diferentes respuestas de los sistemas biológicos a un cambio climático inducido por factores como el aumento de la concentración de

CO₂ y los cambios en los patrones de precipitación y temperatura, probablemente estén determinados por su variabilidad, intensidad y magnitud espacio-temporal así como por la capacidad de adaptación de los sistemas biológicos [56].

Tal vez una de las variantes interanuales climáticas más importantes es la Oscilación del Sur - El Niño (ENSO) la cual también afecta el Atlántico oeste tropical [86]. Además de los cambios de temperatura este evento interanual tiene importancia en términos de los cambios en los patrones de precipitación dando como resultado un aumento en el flujo de los escurrimiento terrestres y la aportación de sedimentos al mar. Otra variante climática de escala interanual e intraestacional es la Oscilación de Madden-Julian (MJO), asociada con el aumento en la frecuencia de las tormentas tropicales en el Golfo de México, lo cual está ligado a cambios en el viento en la baja tropósfera [79]. Los eventos de calentamiento en los océanos ocurren por fenómenos regulares como ENSO, el cual induce anomalías tanto locales como temporales; este fenómeno ha ido incrementando en intensidad y duración desde el siglo pasado. Durante la fase cálida de un evento de ENSO anomalías positivas de precipitación se han observado en el Golfo de México, las cuales se extienden desde Octubre del año de ENSO hasta Marzo del siguiente año. Se observó que durante 1997-1998 las anomalías negativas se asocian a un debilitamiento de la componente oeste del esfuerzo del viento a lo largo de la costa en la mayor parte del año, así como el fortalecimiento de la componente del este [81]; lo que implica una importante variabilidad atmosférica en la zona.

Para aumentar la capacidad de prever los posibles efectos sobre la estructura y función de los ecosistemas a mediano y largo plazo, es necesario proseguir las investigaciones simulando las condiciones que se acerquen lo más posible a las naturales.

3. DATOS Y METODOLOGÍA

3.1. Datos

3.1.1. Corrientes

ADCP. Se colectaron datos de dos perfiladores de corriente fijos (ADCP Nortek Aquadopp Profiler de 600 Hz) ubicados en dos sitios del SAV Norte, uno entre el arrecife Anegada de Adentro e Isla Verde y el otro entre los arrecifes La Gallega y Galleguilla, indicados con círculos rojos en la figura 2. Ambos corrientímetros se encuentran separados ~ 8 km entre si y se ubicaron a diferentes profundidades y distancia de la costa; el primero a 30 m de profundidad y 8 km de la costa y el segundo a 15 m de profundidad a 1.2 km de la costa.

Las campañas de muestreo se programaron cada 2 meses de forma que en cada visita el equipo se reemplazó por otro con la misma configuración del periodo anterior y con baterías nuevas. Los datos se midieron con un intervalo de muestreo de 1800 seg, lo que equivale a un muestreo cada 30 min, con 15 celdas predeterminadas, cada 2 metros, de las cuales 12 proporcionaron datos válidos y una distancia de blanqueo de 0.50 m. Se obtuvo una serie temporal de datos de velocidad u (este-oeste), v (norte-sur), z (fondo-superficie) en ms^{-1} , presión en dbar y temperatura en $^{\circ}\text{C}$ (en el fondo). Se colectaron datos simultáneamente en ambos sitios durante los meses de Septiembre y Octubre del 2006 y de Diciembre del 2006 a Enero del 2007. Sin embargo, debido a cuestiones logísticas la serie de corrientes tiene periodos sin mediciones. Se obtuvieron un total de 1,837 días de observaciones, que corresponden al 84% de los años 2007-2012, de éstos se midieron 136 (37%), 301 (82%), 304 (83%), 365 (100%) y 366 (100%) días que corresponden al 2007, 2008, 2009, 2010 y 2011 y 2012 respectivamente. Cabe señalar que este estudio se basa en el análisis y estudio de las corrientes medidas en el periodo que comprende del 2007-2012 del corrientímetro posicionado a $19^{\circ} 12' 46.6''$ N y $96^{\circ} 03' 14.9''$ O (entre el arrecife Anegada de Adentro e Isla Verde), mientras que los datos colectados durante el 2006 se utilizan únicamente para la discusión de la variabilidad espacial de las corrientes.

3.1.2. Atmosféricos

NARR. Para el estudio de la variabilidad del SAV Norte se utilizaron datos de viento del North American Regional Reanalysis (NARR) [120], se trabajaron datos de reanálisis

del viento (componentes u y v en ms^{-1}) a 10 m sobre la superficie y la presión media sobre el nivel del mar (Pa), con una resolución espacial de 32 km y una resolución temporal de 3 hrs, en el periodo 2007-2012.

Para el estudio de los escenarios de cambio climático en el SAV Norte se utilizó la base de datos del NARR [120] para tener ambas componentes del viento a 10 m de altura sobre la superficie u y v en ms^{-1} , pero para el periodo de 1991-2000, con la misma resolución espacial y temporal.

Modelos de circulación general. El IPCC, a partir del planteamiento de los escenarios a futuro, evalúa las proyecciones de cambio climático con simulaciones numéricas de una gran variedad de Modelos de Circulación General (MCG), tanto atmosféricos como oceánicos. Para este trabajo se eligieron los siguientes MCG atmosférica:

Modelo ECHAM/MPI-OM. De este modelo [122], se utilizaron datos de las componentes u y v del viento a 10 m sobre la superficie para el periodo de 1991-2000 y los datos de la proyección climática para el periodo 2091-2100, ambos en ms^{-1} . Estos datos tienen una resolución espacial de $\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$ y una resolución temporal diaria.

Modelo MIROC3.2. Del modelo Model for Interdisciplinary Research on Climate (MIROC3.2 [medres]) [122], se utilizaron datos de las componentes u y v del viento a 10 m sobre la superficie para el periodo 1991-2000 y los datos de la proyección climática para el periodo 2091-2100, ambos en ms^{-1} . Estos datos tienen una resolución espacial de $\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$ y una resolución temporal diaria.

Estación meteorológica. También se utilizaron datos de la estación meteorológica ubicada en la ciudad de Veracruz en $19^\circ 11' 31.42''$ N y $96^\circ 7' 24.79''$ O. Los datos que se obtuvieron del Servicio Mareográfico Nacional de la Universidad Nacional Autónoma de México (SMN-UNAM) [121]. Se analizaron datos de las componentes del viento u y v (ms^{-1}), humedad relativa (%), temperatura del aire ($^\circ\text{C}$) y presión media sobre el nivel del mar (hPa); estos datos tienen una resolución temporal de 10 min. El sensor de temperatura y humedad relativa es un Rotronic HC2-S con rangos de -50 a 100 $^\circ\text{C}$ y de 0 a 100 % respectivamente; el sensor de presión es un Setra 278 con un rango de 800 a 1100 mb y el sensor de viento es un Gill Windobserver 70 con un rango de 0 a 70 ms^{-1} .

Modelo WRF. Por otra parte se utilizaron simulaciones de alta resolución del modelo numérico Weather Research and Forecasting model (WRF). En este caso, salidas del pronóstico operacional del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Nacional Autónoma de México (CCA-UNAM) [119], con una resolución temporal horaria y una resolución espacial de 20 km. Estos datos sólo se utilizaron para hacer el análisis respecto a la influencia de algunos sistemas atmosféricos en la zona.

3.1.3. Temperatura superficial del mar

Para la temperatura superficial del mar se utilizaron datos de satélite del Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) [118] con una resolución espacial de 0.25° latitud/longitud y una resolución temporal diaria para el periodo 2007-2012.

3.1.4. Nivel del mar

Para los datos del nivel del mar se utilizó la base de datos del SMN-UNAM [121], medidos por el mereógrafo de flotador y el de radar que se encuentran ubicados en la ciudad de Veracruz en $19^\circ 11' 31.42''$ N y $96^\circ 7' 24.79''$ O, con una resolución temporal de 10 min, analizando las alturas horarias durante el periodo del 2007-2012. El flotador es un OTT Thalimedes y el radar es OTT Kalesto, ambos ubicados en el mismo sitio que la estación meteorológica.

3.1.5. Modelo Hybrid Coordinate Ocean Model

Se utilizaron datos del modelo de circulación oceánica Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM 2.2), de una simulación global con una resolución espacial de $1/12$ de grado (7 km), 32 niveles en la vertical y un forzamiento superficial del Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS). Esta simulación es el resultado del sistema de asimilación de datos Navy Coupled Ocean Data Assimilation (NCODA) [24].

3.1.6. Modelo Navy Coastal Ocean Model

Se analizaron datos de una simulación realizada con el modelo de circulación oceánica de mesoescala Navy Coastal Ocean Model (NCOM) para el periodo de 1991-2000. El modelo tiene una resolución espacial de 5 km y las salidas una resolución temporal diaria. Se extrajeron datos de corriente (u y v en ms^{-1}) y temperatura del agua ($^\circ\text{C}$).

3.2. Procesamiento de datos

3.2.1. Esfuerzo del viento y coeficiente de arrastre

Al intercambio de momento entre la superficie del océano y la atmósfera durante un tiempo por unidad de área se le llama esfuerzo (τ). La relación entre el esfuerzo del viento y las componentes del mismo se puede parametrizar como :

$$\tau_u = C_D \rho |\mathbf{u}| u \quad (1)$$

$$\tau_v = C_D \rho |\mathbf{u}| v \quad (2)$$

donde τ es el esfuerzo del viento, C_D es el coeficiente de arrastre (su valor sobre una superficie depende de la rugosidad y de la magnitud del viento), ρ es la densidad del aire (1.23 kgm^{-3}) y $\bar{u} = (u, v)$ es el vector horizontal de viento. Se ha encontrado que el C_D en la superficie del océano aumenta con la velocidad del viento, por lo que para bajas velocidades el coeficiente de arrastre está alrededor de 1.1×10^{-3} ; mientras que para velocidades del viento mayores a 6 ms^{-1} se establece una relación lineal entre el C_D y u, v [39] :

$$C_D = (0.61 + 0.063|\mathbf{u}|) 10^{-3} \quad \text{si} \quad 6 \text{ ms}^{-1} < |\mathbf{u}| < 22 \text{ ms}^{-1} \quad (3)$$

$$C_D = 1.1 \times 10^{-3} \quad \text{si} \quad |\mathbf{u}| < 6 \text{ ms}^{-1} \quad (4)$$

$$C_D = 2 \times 10^{-3} \quad \text{si} \quad |\mathbf{u}| > 22 \text{ ms}^{-1} \quad (5)$$

3.2.2. Componente del esfuerzo del viento paralela a la costa

Se ha encontrado que en las zonas costeras la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa es uno de los principales forzamientos [30, 33, 71, 116]. Para calcular dicha componente se hace uso de geometría básica; obteniendo el ángulo de inclinación de la costa y posteriormente el vector unitario paralelo al ángulo resultante, vector al que se proyecta el esfuerzo del viento (Fig. 3).

En la figura 3 se observa gráficamente la descomposición vectorial; la línea negra es la línea de costa, el ángulo de 59.53° (azúl) es aquel que se forma entre el eje coordenado real (rojo) a partir de la dirección Este hasta el vector que se proyecta perpendicular a la línea de costa (magenta) y el ángulo de 149.53° (negro) es la suma de 59.53° más 90° para obtener el ángulo de inclinación de la línea de costa. En este caso:

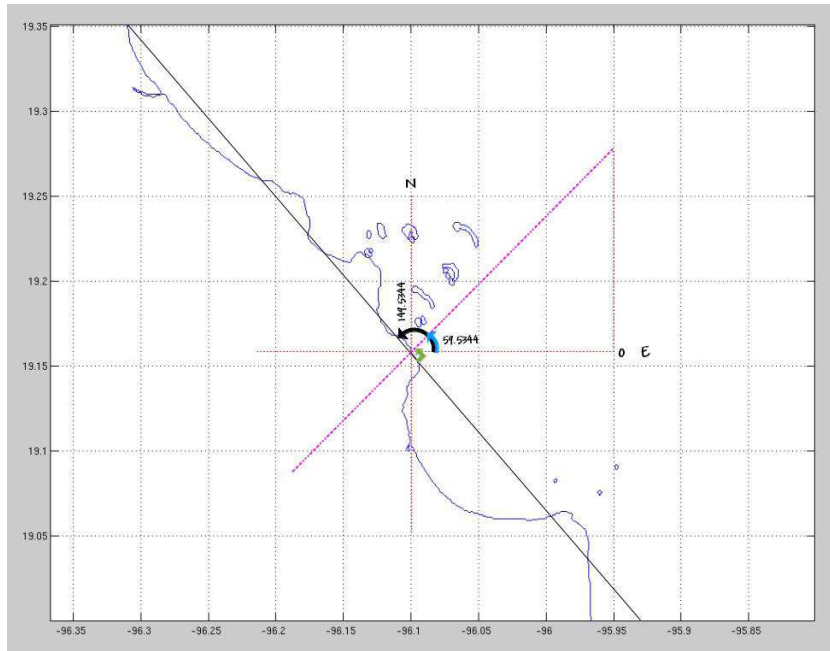


Figura 3: Geometría del cálculo de la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa.

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{\Delta y}{\Delta x} \quad , \quad \alpha = 149.53^\circ \quad . \quad (6)$$

3.2.3. Filtros

Existen diferentes tipos de filtros que se pueden aplicar a una serie de datos, sin embargo éste dependerá del análisis que se quiera realizar, ya sea un análisis espacial o temporal. Los filtros se aplican a una serie de datos de tal forma que su espectro de frecuencia se ve modificado, ya que la serie filtrada solo va a tener una parte del espectro de frecuencias de la serie original. La señal original puede estar representada tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. Si los datos se encuentran en el dominio del tiempo entonces tenemos información de cuando ocurrió un evento y la magnitud con que éste ocurrió; mientras que si los datos se encuentran en el dominio de la frecuencia tenemos información de la periodicidad con que ocurrió dicho evento así como información de la fase y amplitud del evento.

Filtro de medias móviles. Un filtro *paso-bajo* que se calcula considerando un número impar $2M + 1$ de pesos iguales h_k , para $k = 0, \pm 1, \dots, \pm M$ con valores constantes,

$$h_k = \frac{1}{2M + 1} \quad (7)$$

donde h_k es semejante a una función de densidad de probabilidad uniforme en la cual todos los acontecimientos son igual de probables. Este tipo de filtro no altera la fase de la serie original ya que una de sus características es la simetría cuando $k = 0$, otra característica importante es que satisface el requerimiento de la norma donde :

$$\sum_{k=-M}^M h_k = 1 \quad (8)$$

Para obtener la serie de datos filtrada y_m a partir de una serie de datos x_n , los primeros $2M + 1$ valores de x_n (x_0, x_1, \dots, x_{2M}) son sumados y divididos entre $2M + 1$, obteniendo así el primer valor filtrado y_M . El subíndice M nos indica que el valor filtrado sustituye el dato x_M en la posición adecuada de la serie de tiempo. El siguiente valor, y_{M+1} se obtiene al desplazarse el filtro un paso de tiempo, repitiéndose sobre la secuencia $x_1, x_2, \dots, x_{2M+1}$ hasta llegar a $N - 2M$. La serie de datos y_m es una serie de datos suavizada con un grado de alisado y una pérdida de información en los extremos de la serie de datos x_n , ésto último depende del número de pesos del filtro. Esto se puede representar como :

$$y_{M+i} = \frac{1}{2M+1} \sum_{j=0}^{2M} x_{i+j} \quad , \quad i = 0, \dots, N - 2M \quad (9)$$

Un filtro *paso-alto* se genera al obtener la diferencia de y_m menos la serie de datos original x_n . Entonces y'_m se define como :

$$y'_m = x_m - y_m \quad , \quad m = M, M + 1, \dots, N - 2M \quad (10)$$

asegurandose de que ambas series coincidan en tiempo [35].

Filtro Lanzos. El objetivo de filtrar una serie de tiempo en el dominio de la frecuencia, es modificar de manera predecible las amplitudes que describen la serie; esto se logra modificando dicha serie de datos con un conjunto de pesos (sección 3.2.3 Filtros de medias móviles), lo que se le conoce como la función de peso, la cual generará una nueva serie de datos. Esta función se asocia a la variación de la frecuencia en relación a la amplitud de la transformada de Fourier de la serie de datos modificada a partir de la serie original. Matemáticamente el filtro transforma una serie de datos x_t , donde t es el tiempo, en una serie de datos y_t utilizando la siguiente expresión lineal

$$y_t = \sum_{k=-\infty}^{\infty} h_k x_{t-k} \quad (11)$$

donde h_k es la función de pesos. El efecto de los datos filtrados se observa mucho mejor en el dominio de la frecuencia; por lo que la relación entre las amplitudes originales con las modificadas por la función de densidad de Fourier $X(f)$ y $Y(f)$ respectivamente, donde f es la frecuencia, se obtiene calculando la transformada de Fourier. La *Transformada de Fourier* descompone una serie de tiempo en una suma sinusoidal de distintas frecuencias con sus respectivas amplitudes, donde el dominio de la frecuencia contiene exactamente la misma información que la función original (sección 3.2.5).

$$Y(f) = H(f) \cdot X(f) \quad (12)$$

donde $H(f)$ se denomina la función de transferencia. Cabe señalar que la convolución de la ecuación (12) en el dominio del tiempo, corresponde a una multiplicación en el dominio de la frecuencia por lo que la función de transferencia se expresa como un número finito de series de Fourier, tal que los pesos se convierten en los coeficientes de Fourier y se tiene control absoluto sobre $H(f)$. Tanto la función de pesos como la de transferencia comprenden un par de transformadas de Fourier tal que

$$H(f) = \sum_{k=-M}^M h_k e^{-ifk\Delta t} \quad , \quad f \equiv f = \frac{2\pi n}{N\Delta t} \quad (13)$$

donde $n = 0, \dots, N/2$, N es el número de datos que serán procesados en el filtro, Δ es el intervalo de muestreo y M el número de pesos limitado en $M \ll N$. Tal es el caso de este estudio el filtro que se utiliza es simétrico, por lo que la función de transferencia se reduce a

$$H(f) = h_o + 2 \sum_{k=1}^M h_k \cos(fk\Delta t) \quad (14)$$

Una vez definida $H(f)$, la función de pesos h_k se encuentra calculando la inversa de la transformada de Fourier

$$h_k = \sum_{n=-N/2}^{N/2} H(f) e^{-if_n k \Delta t} \quad (15)$$

Dependiendo del filtro que se utilice, entonces las amplitudes de $H(f)$ deben satisfacer la siguiente relación, en este caso para un filtro paso-bajo

$$\begin{aligned} H(f) &= 1 & 0 \leq |f| \leq f_c \\ &= 0 & \text{en cualquier otro punto} \end{aligned} \quad (16)$$

y se asume que la función $H(f)$ es periódica en múltiplos del dominio de la frecuencia de Nyquist $(-f_N, f_N)$, por lo que la función de respuesta escrita en series de Fourier queda de la siguiente forma:

$$H(f) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^M [a_k \cos(fk\Delta t) + b_k \operatorname{sen}(fk\Delta t)] \quad (17)$$

Para eliminar cualquier frecuencia que dependa de un cambio de fase se considera que $H(f) = H(-f)$, por lo que $b_k = 0$ y el filtro resultante tiene como función de transferencia

$$H(f) = h_0 + \sum_{k=1}^M h_k \cos(\pi k f / f_N) \quad (18)$$

donde los coeficientes de $h_k = \frac{1}{2}a_k$ están dados por

$$h_k = \frac{1}{f_N} \int_0^{f_N} H(f) \cos(\pi k f / f_N) df \quad (19)$$

con $k = 0, 1, \dots, M$. Los términos de la función de peso h_k son entonces aquellos que determinan la serie nueva y_n dada por x_n ; asumiendo que M es suficientemente grande tal que $H(f)$ se encuentra cerca de la unidad dentro del ancho de la ventana del filtro y cerca de cero en el límite de la ventana (Fig. 4). Para este tipo de filtro paso-bajo, la ecuación (16) define los límites de la integral y la función de pesos entonces estaría dada por

$$h_k = \frac{f_c}{f_N} \frac{\operatorname{sen}(\pi k f_c / f_N)}{\pi k f_c / f_N} \quad , \quad k = 0, \pm 1, \dots, \pm M \quad (20)$$

donde $h_0 = \frac{f_c}{f_N}$ [7, 31, 35].

3.2.4. Frecuencia diurna

La elipse es una cónica, que se obtiene de la intersección de un plano con un cono. Las ecuaciones paramétricas de una *elipse* con centro en el origen y el eje mayor alineado con el eje x son:

$$x = a \cos(\phi) \quad (21)$$

$$y = b \operatorname{sen}(\phi) \quad (22)$$

donde a es la magnitud del semieje mayor, b la magnitud del semieje menor y ϕ es el parámetro tal que $\phi \in [0, 2\pi]$. En un sistema de referencia donde la elipse esté rotada un

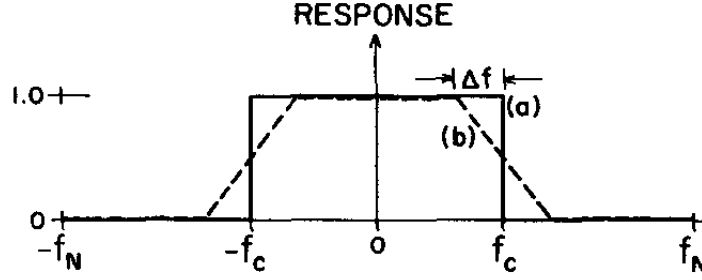


Figura 4: La línea continua (a) es una función ideal de respuesta con una frecuencia de corte f_c . La línea punteada (b) es una función de transferencia ideal suavizada donde el ancho de la ventana es de $2\Delta f = 2f_N/n$ (tomado de [31]).

ángulo determinado θ con respecto a x y y las ecuaciones se pueden expresar como:

$$x = a \cos(\phi) \cos(\theta) - b \sin(\phi) \sin(\theta) \quad (23)$$

$$y = a \cos(\phi) \sin(\theta) + b \sin(\phi) \cos(\theta) \quad (24)$$

Si se considera una serie de tiempo que incluye una señal la cual se puede separar en sus componentes (sección 3.3.3); por ejemplo en su componente diurna (frecuencia de 24 hrs), entonces se puede ajustar una señal de la siguiente forma:

$$x = x_0 + x_1 \cos(\omega t) + x_2 \sin(\omega t) \quad (25)$$

$$y = y_0 + y_1 \cos(\omega t) + y_2 \sin(\omega t) \quad (26)$$

derivadas de las ecuaciones (23) y (24), siendo expresiones generales para las componentes de la elipse. Los coeficientes x_1 , x_2 , y_1 y y_2 contienen los términos de inclinación, rotación y las magnitudes de los semiejes; x_0 y y_0 son constantes e indican el desplazamiento de la elipse fuera del origen y ω y t indican la frecuencia diurna ($2\pi/24$ hrs) y el tiempo que corresponde a cada hora del día respectivamente.

Se considera la serie de tiempo para la componente u correspondiente a un año. Se le ajusta una señal de acuerdo a la ecuación (25), donde a cada paso de tiempo se encuentra:

$$u_i = A_u + B_u \cos(\omega t_i) + C_u \sin(\omega t_i) \quad (27)$$

donde t_i corresponde a la hora del día que se tiene un valor para u_i y ω es la frecuencia diurna de 24 hrs. De esta forma se obtiene para todo el año un sistema sobredeterminado

de ecuaciones lineales,

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ \vdots \\ u_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_u \\ B_u \\ C_u \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & \cos(\omega t_1) & \text{sen}(\omega t_1) \\ 1 & \cos(\omega t_2) & \text{sen}(\omega t_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(\omega t_n) & \text{sen}(\omega t_n) \end{bmatrix} \quad (28)$$

que se resuelve utilizando el método de Descomposición en Valores Singulares (SVD) (sección 3.3.2). Los coeficientes resultantes A_u , B_u y C_u son los que mejor se ajustan a la componente zonal en el año. De igual forma utilizando la ecuación (26) se obtienen los coeficientes A_v , B_v y C_v que mejor se ajustan a la componente meridional. Una vez obtenidos los 6 coeficientes para toda la señal, entonces se puede calcular la magnitud de los semiejes y la inclinación de la elipse (ángulo al que se encuentra el semieje mayor a con respecto al Este de la siguiente manera:

$$a = \sqrt{(u_1 \cos \omega t_0 + u_2 \text{sen} \omega t_0)^2 + (v_1 \cos \omega t_0 + v_2 \text{sen} \omega t_0)^2} \quad (29)$$

$$b = \sqrt{(-u_1 \text{sen} \omega t_0 + u_2 \cos \omega t_0)^2 + (-v_1 \cos \omega t_0 + v_2 \text{sen} \omega t_0)^2} \quad (30)$$

$$\theta = \arctan \left(\frac{v_1 \cos \omega t_0 + v_2 \text{sen} \omega t_0}{u_1 \cos \omega t_0 + u_2 \text{sen} \omega t_0} \right) \quad (31)$$

donde a es la magnitud del semieje mayor, b la magnitud del semieje menor, θ el ángulo mínimo entre el semieje mayor y la dirección Este y t_0 indica el tiempo en el que las corrientes se encuentran alineadas con el eje mayor de la elipse; éste último se calcula de la siguiente manera:

$$\omega t_0 = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{2(u_1 u_2 + v_1 v_2)}{u_1^2 + v_1^2 - u_2^2 - v_2^2} \right) \quad (32)$$

Así se obtienen los parámetros de la elipse correspondientes a cada uno de los cuatro años para la componente diurna; éstos parámetros son obtenidos de igual forma para cada uno de los meses. Por otro lado se obtienen los promedios horarios para todo el año y para cada mes, es decir, el valor promedio de cada hora del día, el cual se le resta el valor promedio del año o del mes según sea el caso y de esta forma se obtiene el promedio horario. Este promedio se compara con la elipse que mejor se ajusta para cada uno de los datos calculados con el análisis de SVD.

3.2.5. Espectros de frecuencia

Para obtener los espectros de frecuencia se utilizó la *transformada de Fourier*, ésta nos permite analizar una función desde la perspectiva de ambos dominios tanto del tiempo como de la frecuencia. El objetivo de este análisis es la descomposición o separación de una serie de datos en la suma sinusoidal de diferentes frecuencias; si la suma de los sinusoides nos da la serie original, entonces se habrá encontrado la *transformada de Fourier*; con esta descomposición se obtuvo la amplitud de las frecuencias contenidas en la señal de los datos medidos. La *transformada de Fourier* identifica o distingue las diferentes frecuencias y sus respectivas amplitudes, las cuales se combinan para formar una arbitraria serie de datos; lo anterior se puede expresar como :

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{-i2\pi ft} dt \quad (33)$$

donde $s(t)$ es la serie de datos que se va a descomponer en una suma de sinusoides y es función del tiempo, mientras que $S(f)$ es la *transformada de Fourier* de $s(t)$ y es función de la frecuencia; ahora los datos se encuentran representados en el dominio de la frecuencia. Al escribir en forma directa la ecuación (33) entonces se tiene que:

$$S(f) = \sum_{t=1}^N s(t)w_N^{(t-1)(f-1)} \quad , \quad w_N = e^{(-i2\pi)/N} \quad (34)$$

para N número de datos en el tiempo t , en el dominio de las frecuencias f [7]. Para el caso de las series de datos de corrientes medidas del 2007-2012 se encontraron algunos periodos de tiempo sin datos, para llevar a cabo el análisis de Fourier dichos periodos se completaron dándoles valor de 0, lo cual disminuye la amplitud de las componentes más energéticas pero sin cambiar su frecuencia.

3.3. Métodos estadísticos

3.3.1. Funciones empíricas ortogonales

Componentes principales El *análisis de componentes principales* o *funciones empíricas ortogonales* (FEO's) es una herramienta estadística que nos ayuda a identificar y describir los modos de variación espacial y temporal de un conjunto de datos. Con este análisis la mayor varianza de una serie de datos se encuentra en las primeras funciones

ortogonales, cuyos patrones, en algunos casos, se pueden relacionar con algunos mecanismos físicos del sistema. Para ello se construye una matriz de covarianzas a partir de la serie de datos. La matriz de covarianzas se descompone y se obtienen sus eigenvectores y eigenvalores.

A los datos de corriente se les resta la media temporal de tal manera que se obtiene una matriz de datos $F_m(t)$ de dimensiones $M \times N$, donde m son las posiciones y n los tiempos. A partir de esta nueva matriz de datos se deriva la matriz espacial de covarianza R_{FF} multiplicando F por su transpuesta F^T :

$$R_{FF} = F * F^T \quad (35)$$

si se expande el producto de las matrices en la ecuación (35) entonces se tiene que

$$\langle F_i F_j \rangle = \langle F_j F_i \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N F_i(t) F_j(t) \quad (36)$$

donde $i, j = 1 \dots M$. Las dimensiones de R_{FF} ahora son de $M \times M$. Dicha matriz de covarianza expresa la correlación que existe entre los posibles pares de mediciones; los términos de la diagonal representan la varianza en cada posición y el resto de la matriz representa las covarianzas entre las mediciones. Una vez obtenida la matriz de covarianza se resuelve el eigenproblema:

$$R_{FF} * E = E * \Lambda \quad (37)$$

lo anterior significa que descomponemos R_{FF} en el producto de las matrices Λ , E y E^T ; aquí Λ es una matriz diagonal de dimensión $M \times M$ que contiene los *eigenvalores* λ_κ de la matriz R_{FF} , éstos se encuentran ordenados en forma decreciente de tal forma que $\lambda_1 > \dots > \lambda_M$. Cabe notar que mientras la matriz de datos F sea real, la matriz de covarianza R_{FF} será positiva y finita, lo que significa que todos los *eigenvalores* serán ≥ 0 ; aunque las dimensiones de Λ son $M \times M$, únicamente los primeros K *eigenvalores* λ_κ , para $k = 1 \dots K$ son $\neq 0$, mientras K sea $\leq \min(N, M)$, por lo tanto las dimensiones de Λ son de $K \times K$, donde cada índice k representa un *modo*.

La matriz cuadrada E es de dimensiones $M \times M$, sus vectores columna E^κ son los *eigenvectores* de R_{FF} que corresponden a los *eigenvalores* λ_κ . Cada *eigenvalor* $\lambda_\kappa \neq 0$ en la matriz de Λ se asocia con una columna de *eigenvector* en E^κ , por lo que solo K *eigenvectores* se utilizan en la descomposición; ahora las dimensiones de la matriz E son de

$M \times K$, donde M son las posiciones, tiempos o variables y K los *modos* de la descomposición de las FEO's.

La evolución temporal de las κ – *esimas* FEO's, (patrón que sigue E^κ a lo largo del tiempo), está dada por la serie temporal $A^\kappa(t)$, la cual se obtiene proyectando la serie de datos original $F_m(t)$ en el *eigenvector* E^κ y sumándolas sobre m .

$$A^\kappa(t) = \sum_{m=1}^M E_m^\kappa F_m(t) \quad (38)$$

donde $m = 1 \dots M$ de las variables medidas, $t = 1 \dots N$ los pasos de tiempo y $\kappa = 1 \dots K$ de los *modos* obtenidos de las FEO's. En notación matricial, la matriz A se obtiene de multiplicar las matrices E^T y F .

$$A = E^T * F \quad (39)$$

donde E^T es de dimensión $K \times M$, F de $M \times N$ y por lo tanto A es de $K \times N$. Los renglones en la matriz A son series de tiempo de tamaño N , los cuales indican el número de cada paso de tiempo de la serie de tiempo original. A éstos se les llaman *Componentes Principales* (CP's). Así como los patrones de E^κ son ortogonales en el espacio, las *componentes principales* en A^κ son ortogonales en el tiempo.

Para obtener la *dirección de máxima varianza* o *dirección principal* (DP) y la *dirección secundaria* (DS) de la serie de datos, se promediaron en la vertical las series de corrientes, se le aplicaron las FEO's y se obtuvieron el *modo 1* y el *modo 2*, que se asocian a la DP y DS respectivamente; donde la dirección ortogonal a la *DP* es la que llamamos DS [106].

3.3.2. Descomposición en valores singulares

La componente diurna de la *dirección principal* de los datos se calculó utilizando el método de *descomposición en valores singulares* (SVD), éste se caracteriza por resolver un problema de *eigenvalores* utilizando algebra lineal para descomponer una matriz F de dimensiones $M \times N$ que puede ser escrita como el producto de tres matrices; una matriz U de $M \times M$, una matriz diagonal Γ de $M \times N$, con elementos positivos o 0, y la transpuesta (V^T) de V de dimensiones $N \times N$.

$$F = U * \Gamma * V^T \quad (40)$$

La matriz Γ se caracteriza por tener elementos 0 fuera de la diagonal y elementos positivos o 0 en la diagonal; a los valores escalares dentro de la diagonal, γ_κ , se les llaman *valores*

singulares y se encuentran generalmente en orden decreciente de acuerdo a su magnitud. Los *valores singulares* γ_κ son proporcionales a los *eigenvalores* λ_κ que se obtuvieron en la sección 3.3.1, tal que $\lambda_\kappa = \gamma_\kappa^2$. Hay un máximo de *valores singulares* diferentes de 0 y está dado por $K \leq \min(N, M)$, lo que define el máximo número de *modos* de las FEO's que se pueden determinar, por lo tanto las dimensiones de Γ son a lo más de $K \times K$.

Las columnas de la matriz U de $M \times M$ son ortogonales y se les llaman *vectores singulares izquierdos* de F ; éstos son idénticos a los *eigenvectores* de E^κ , obtenidos en la ecuación (37), es decir, son los patrones de las FEO's asociados a cada uno de los *valores singulares*. Al igual que Γ solo hay K *vectores singulares izquierdos* útiles por lo que las dimensiones de U ahora son de $M \times K$. Los renglones de la matriz V^T de dimensiones $N \times N$ también son ortogonales y se les llaman *vectores singulares derechos* de F y son proporcionales a las *componentes principales* de A obtenidas de las ecuaciones (38) y (39), donde la constante de proporcionalidad son los *valores singulares* de γ_κ por lo que:

$$A = \Gamma * V^T \quad (41)$$

$$A^\kappa(t) = \gamma_\kappa V^{T\kappa}(t) \quad (42)$$

donde las dimensiones de A son de $K \times N$. La matriz A contiene las *componentes principales* de la matriz de datos F [106].

3.3.3. Análisis armónico

Con el análisis de las series de tiempo en el dominio de la frecuencia podemos separar las oscilaciones periódicas de las fluctuaciones aleatorias y sin periodicidad contenidas en una serie de tiempo. El análisis de Fourier se utiliza para identificar las componentes periódicas de procesos cuasiestacionarios.

Para cualquier longitud finita de una función $y(t)$ definida sobre un intervalo principal, puede ser determinada por una curva empírica de mediciones y puede ser aproximada usando una suma finita (Y_p) de senos y cosenos expresada como :

$$Y_p(t) = A_0 + \sum_p A_p \cos(\omega_p t) + \sum_p B_p \text{sen}(\omega_p t) \quad (43)$$

donde A_p y B_p son los coeficientes de Fourier y son constantes, ω_p es una frecuencia angular específica y es múltiplo entero de la frecuencia fundamental. Dicho análisis da como resultado un número finito de coeficientes de Fourier, que minimizan el error cuadrático

entre la serie de datos y la función que se ajusta a dicha serie; donde los coeficientes para una función dada pueden determinarse de forma independiente.

En el análisis de Fourier se calculan las amplitudes de Fourier en intervalos igualmente espaciados en el dominio de la frecuencia, determinados por múltiplos enteros de la frecuencia fundamental; sin embargo para una componente de frecuencia específica, dicho análisis se realiza mejor cuando se utilizan otros métodos estadísticos como el ajuste por mínimos cuadrados. Lo anterior lleva a una forma de demodulación conocida como *análisis armónico*, en donde se especifican las frecuencias que se desean estudiar. Una vez determinados los coeficientes de las amplitudes y de las fases se puede reconstruir la serie de tiempo original [35].

3.3.4. Función de correlación

Tanto las series de tiempo continuas como las discretas, $y(t)$, tienen una serie de propiedades estadísticas fundamentales, las cuales ayudan a caracterizar su variabilidad y hacen que sea posible comparar unas con otras. La *función de correlación* se utiliza para describir la variabilidad que presentan las series temporales como función de dos tiempos diferentes, $t_1 = t$ y $t_2 = t + \tau$, donde τ es un intervalo de tiempo. Esta función utiliza las series de datos crudos, es decir, antes de quitarles la media. La *función de correlación* se puede expresar como :

$$R_{xy}(\tau) \equiv E [y(t) x(t + \tau)] \quad (44)$$

$$= \frac{1}{N - k} \sum_{i=1}^{N-k} y_i x_{i+k} \quad (45)$$

donde $\tau = \tau_k = k\Delta t$ ($k = 0, \dots, M$) es el intervalo de tiempo para k muestras con un incremento de tiempo Δt , y $M \ll N$. Cuando dicho intervalo de tiempo o *lag* es $\tau = 0$ entonces la secuencia de datos se normaliza por lo que su *autocorrelación* es idénticamente 1.0. Un *lag* de “ m ”, significa que los primeros m valores de una de las series a correlacionar (la serie x) se mueve de tal forma que x_{m+1} se convierte ahora en el nuevo valor x_1 y así sucesivamente [35].

Coeficiente de correlación. Una forma de determinar que tan bien dos o más variables covarian en tiempo y espacio es con el cálculo del *coeficiente de correlación* r . Para dos

variables aleatorias e independientes x (x_1, x_2, \dots, x_N) y y (y_1, y_2, \dots, y_N) el *coeficiente de correlación* se puede escribir como :

$$r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{S_x S_y} \quad (46)$$

$$= C_{xy}/S_x S_y \quad (47)$$

donde:

$$C_{xy} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (48)$$

que es la *covarianza* de x y y , y S_x y S_y son las desviaciones estándar de las dos series de datos, respectivamente. Dos propiedades importantes de r son :

- r es adimensional mientras que las unidades del numerador y el denominador sean las mismas,
- el valor de r varía entre -1 y +1 mientras sea normalizado por el producto de las desviaciones estándar de ambas variables,
- $r = \pm 1$ y denota que ambas muestras de datos presentan una correlación perfecta,
- $r \approx 0$ significa que hay una pequeña o que no hay ninguna relación entre ambas variables [35].

Nivel de significancia. Una aplicación del planteamiento de una hipótesis nula (H_o) (sección 3.4.1) es el desarrollo de los niveles de significancia para los coeficientes de correlación, r . Si se considera que la H_o es $r = r_o$, donde r_o son los coeficientes de correlación obtenidos, entonces se puede determinar el rechazo o la aceptación de H_o en términos de r en un *nivel de significancia* α para diferentes grados de libertad $N - 2$. El coeficiente de correlación r para un nivel de significancia de 95 % y 99 % se presenta como función del número de grados de libertad. Para encontrar los intervalos de confianza para r primero se transforma en una variable normal estándar Z_r como

$$Z_r = \frac{1}{2} [\ln(1+r) - \ln(1-r)] \quad (49)$$

con un error estándar de

$$\sigma_z = \frac{1}{(N-3)^{1/2}} \quad (50)$$

independientemente del valor de correlación; entonces el intervalo de confianza asociado es

$$Z_r - Z_{(\alpha/2)\sigma_z} < Z < Z_r + Z_{(\alpha/2)\sigma_z} \quad (51)$$

los cuales pueden ser transformados en valores de r utilizando la ecuación (49). Para este estudio se calcula el nivel de significancia por que una alta correlación (sección 3.3.4 Coeficiente de correlación) puede o no revelar una relación cercana entre dos variables ya que incluso puede revelar la dependencia simultánea a una tercer variable [35].

3.4. Prueba de hipótesis

El objetivo de un una hipótesis estadística es hacer una proposición sobre la distribución de probabilidad de una variable aleatoria. Con esta prueba se busca demostrar que la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa para la década de 1991-2000 y 2091-2100 en la zona de estudio es significativamente diferente, tanto para un análisis decadal como anual e interanual.

3.4.1. Prueba de hipótesis para medias diferentes independientes

Las muestras independientes son aquellas constituidas por sujetos que no están relacionados entre sí. Al probar la diferencia entre dos medias de grupos independientes, estamos probando la hipótesis nula que señala que las medias y desviaciones estándar de ambos grupos elegidos de manera aleatoria son iguales. La diferencia entre las medias se considera real, confiable, verdadera o significativa cuando existe una alta probabilidad de que tal diferencia no sea producto del azar o accidental. La media de un conjunto de valores escogidos al azar puede diferir de la de otro grupo de valores aunque forman parte de la misma población con igual media y desviación estándar, es decir, considerando los procesos de selección aleatoria o al azar, se dice que dicha diferencia no es significativa. El nivel o grado de probabilidad requerido para que la diferencia entre las medias sea considerada como significativa es determinado de manera arbitraria.

Considerando las variables medidas X_1, X_2, \dots, X_N de una población normal con media μ y varianza σ^2 , con

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (52)$$

tienen una distribución normal con media μ y varianza σ^2/N . Por lo que se puede establecer la siguiente expresión:

$$Z = \frac{\bar{X} - \mu}{\sigma_x} = \frac{\bar{X} - \mu}{\sigma/\sqrt{N}} = \sqrt{N} \frac{\bar{X} - \mu}{\sigma} \quad (53)$$

la cual tiene una distribución estandar normal $N(0, 1)$ con media cero y varianza unitaria. De la misma muestra se encuentra una distribución χ -cuadrada (χ_ν^2) con $\nu = (N-1)$ grados de libertad; donde

$$\frac{1}{\sigma^2} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 = \frac{(N-1)s^2}{\sigma^2} = \chi_\nu^2 \quad (54)$$

En este caso la desviación estándar de la muestra, s , es una estimación objetiva de σ ; por lo que se utiliza $(X - \bar{X})/(s/\sqrt{N})$ como un estimador de la estadística estandar normal, $(X - \mu)/(\sigma/\sqrt{N})$. Por lo tanto la estadística de la muestra continua $(X - \bar{X})/(s/\sqrt{N})$ tiene una función de densidad de probabilidad conocida como *distribución de t-Student* con $(N-1)$ grados de libertad. Matemáticamente la variable aleatoria t se define como una variable normal estandarizada dividida entre la raíz cuadrada de una variable χ -cuadrada distribuida independientemente por sus grados de libertad; o bien entre la desviación estándar de la diferencia de las medias muestrales para medias diferentes e independientes; siendo ésta última la que se utilizó para la prueba de hipótesis de este trabajo (ecuación (56)).

$$t = \frac{z}{(\chi^2/\nu)^{1/2}} \quad (55)$$

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}\right]^{1/2}} \quad (56)$$

donde t es el estadístico de prueba, z es la distribución normal estandar, \bar{x}_1 y \bar{x}_2 las medias muestrales calculadas y n_i el número de elementos de la muestra i . Para este estudio la distribución normal da una buena aproximación a la distribución de *t-Student* ya que $\nu > 30$; por lo tanto se hace la suposición de que las medias muestrales tienen una distribución Gaussiana y que la muestra es lo suficientemente grande para aplicar el *Teorema del Límite Central*.

$$Z_N = \frac{\left(X - \sum_{i=1}^N \mu_i\right)}{\left(\sum_{i=1}^N \sigma_i^2\right)} \quad (57)$$

La variable normal estandarizada toma una distribución normal independientemente de la distribución original de la población de dicha variable. El hecho de que los valores de X_i tengan cualquier tipo de distribución y la sumatoria de X se aproxime a una distribución normal aleatoria de la variable, es la razón principal de la importancia que tiene una distribución normal en la teoría de probabilidad.

Se plantea entonces la hipótesis nula (H_o) de que las medias μ_1 y μ_2 son iguales para una muestra $N \geq 30$ y por lo tanto su distribución es casi normal, lo que la aproxima a una distribución *t-Student*, con (ν) grados de libertad donde $\nu = \min(n_1, n_2) - 1$.

Cuando las observaciones se distribuyen de manera normal, se dice que $[1 - 2F(z)]$ representa la probabilidad de que un valor quede fuera del intervalo $\mu \pm z\sigma$, a esta probabilidad se le llama *nivel de significancia* α (sección 3.3.4 Nivel de significancia). Donde $z = (x - \mu)/\sigma$ es la distribución normalizada y $F(z)$ el área bajo la curva (la probabilidad) del origen al punto z . Dado un valor de z se puede entonces obtener α , lo que indica que si se tiene una muestra que se desvía respecto a la media al menos $\pm z\sigma$ se dice entonces que la muestra es significativamente diferente al resto de la población que forman parte de la distribución normal y la probabilidad de error está dada por el valor de α [35, 67].

3.5. Escenarios de cambio climático

Para este estudio se utilizan dos escenarios de los Modelos de Circulación General (MCG) que describen las posibles condiciones futuras sobre las emisiones de gases de efecto invernadero; asociadas a las condiciones socioeconómicas basadas en el crecimiento poblacional. El primer escenario es el 20C3M; el cual consiste en un ensamble de simulaciones del clima del Siglo XX. El estado inicial de cada miembro del ensamble se tomó de los diferentes estados del control pre-industrial, donde los agentes forzantes del experimento fueron datos históricos (o estimados) de gases de efecto invernadero, aerosoles sulfatados, emisiones volcánicas y el forzamiento radiativo. El segundo escenario es el SRESA2; el cual consiste en un ensamble de simulaciones de una proyección del clima a futuro del escenario A2 propuesto por el IPCC en el reporte Especial de Escenarios de Emisiones (SRES) [59]. Cada una de las simulaciones de este escenario considera el estado inicial a partir de 1990 en el ensamble de 20C3M, donde los agentes forzantes en este experimento incluyen los principales gases de efecto invernadero y los efectos de los aerosoles sulfatados basados en el SRES-A2 para 1990-2100. Ambos escenarios enfocados hacia el desarrollo regional que consideran valores intermedios en cuanto al aumento de las emisiones de GEI

y del crecimiento poblacional [123].

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos crudos del ADCP fueron preprocesados eliminando datos erróneos debido a cuestiones técnicas; los valores eliminados fueron los que se encontraban por debajo de los 26 dbar de presión. Todos los datos de corrientes fueron filtrados para eliminar frecuencias de marea y oscilaciones inerciales; se utilizó un filtro paso-bajo con una frecuencia de corte extendida a 24 hrs, que corresponde a 1 cpd y al 99 % de la energía contenida en los datos. Se obtuvo la dirección de máxima varianza a partir de un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales [35], donde en el sistema de ejes principales las variaciones se maximizan en una componente (DP) y minimizan en la componente ortogonal (DS). La componente principal difiere de la componente norte-sur, por lo que para el propósito de describir la dinámica se puede considerar como la dirección principal de la corriente a lo largo de la costa. Se determinó la magnitud de las corrientes y su variabilidad en distintas escalas temporales, así como también se identificaron las frecuencias más energéticas.

En la sección 3.1.1 se menciona la colecta de datos simultáneos de corrientes en dos sitios diferentes, sin embargo como se mencionó anteriormente en este estudio sólo se utilizan los datos del corrientímetro ubicado al sur-este del SAV Norte, ya que al calcular el coeficiente de correlación de la componente de las corrientes a lo largo de la costa, cada una promediada verticalmente y aplicándole un filtro paso-bajo de medias móviles de 24 hrs se encontró un coeficiente de correlación de 0.92 para el periodo de Septiembre y Octubre del 2006 y de 0.96 del periodo de Diciembre del 2006 a Enero del 2007 (Fig. 5). Correlaciones tan altas, sugieren que los datos utilizados para este estudio, son representativos de la circulación al menos en la región del SAV Norte.

Se utilizaron datos de reanálisis de viento y datos del nivel del mar para poder determinar la respuesta de las corrientes a los eventos atmosféricos y a los cambios en la elevación del nivel del mar respectivamente. Los datos fueron filtrados de la misma forma que los datos de corrientes.

También se analizaron datos de satélite de la temperatura superficial del mar (TSM) para observar la surgencia de verano que se ha reportado en la zona [82, 81, 117], además de la relación que se establece entre la dinámica de las corrientes y su respuesta al forzamiento por eventos atmosféricos. A las variables antes mencionadas se les aplicó un filtro de medias móviles de 24 hrs para separar los procesos de alta frecuencia, con excepción de los datos de la TSM que son datos diarios.

Los datos del NARR, los MCG, del NCOM y de la TSM para el área de estudio fueron

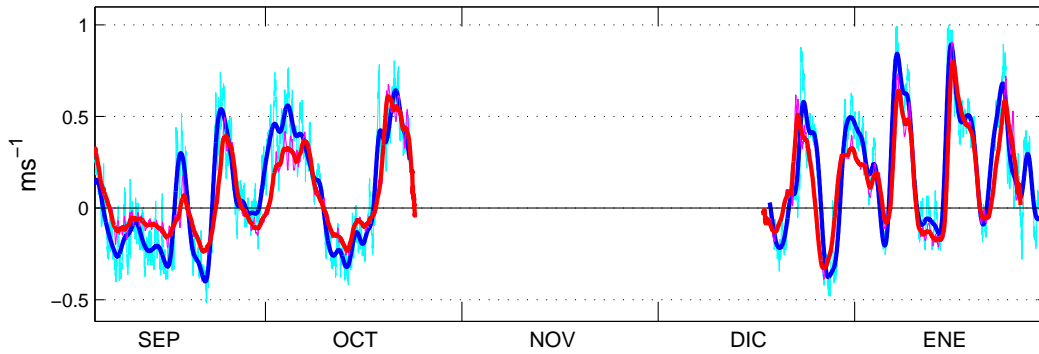


Figura 5: Serie de tiempo de la componente de las corrientes a lo largo de la costa, verticalmente promediadas, para dos sitios de mediciones ubicados en el SAV Norte. Corrientes verticalmente promediadas entre los arrecifes La Gallega y Galleguilla (azul) y entre Anegada de Adentro e Isla Verde (rojo). Las líneas delgadas son datos cada 30 min y las gruesas con un filtro paso-bajo de 1 cpd, donde los valores positivos (negativos) indican una dirección SE (NO) de la corriente (ver Fig. 2 para la ubicación de los sitios).

extraídos de una malla que abarca el Golfo de México, ubicando el punto más cercano a la posición del corrientímetro, es decir a la isóbata de los 30 m de profundidad en el SAV Norte, para así obtener una serie temporal de cada variable.

La presencia de remolinos sobre la plataforma continental y las corrientes asociadas a éstos se analizan graficando las salidas numéricas subsuperficiales, es decir, que corresponden ~ 30 m de profundidad de una simulación global del HYCOM, para así identificar la influencia de los giros.

4.1. Variabilidad de las corrientes en el SAV Norte en diferentes escalas de tiempo

Durante el ciclo anual de las corrientes promediadas en la vertical, el diagrama de dispersión de las corrientes para cada año, muestra un patrón de orientación en la dirección de las corrientes predominantemente sureste-noroeste (Fig. 6), con una magnitud de las corrientes que oscila entre 0 y 1 ms^{-1} para los seis años.

A la dirección predominante se le llamó dirección principal (DP), la cual está determinada por el modo 1 del análisis de FEO's; posteriormente se definió la dirección secundaria (DS) u ortogonal a la DP, la cual está asociada al modo 2. En este estudio, la DP describe el 96.8%, 97.2%, 96.6%, 96.1%, 95.2% y 94.1% de la varianza observada del 2007 al 2012, respectivamente.

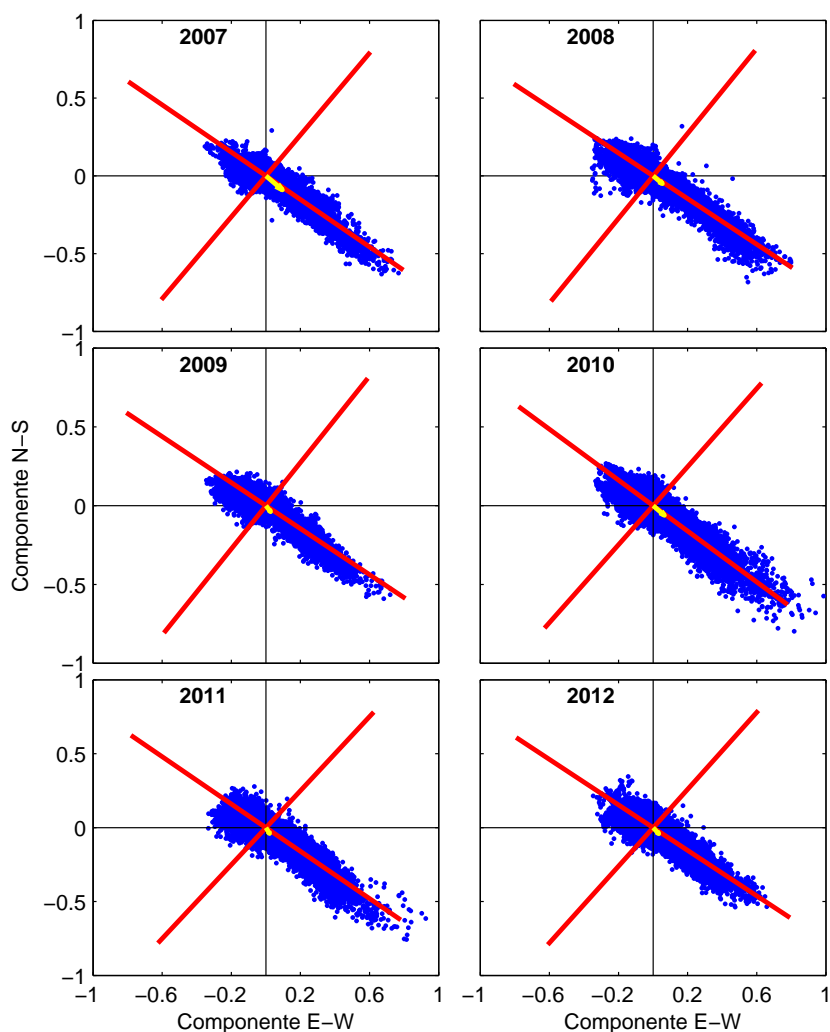


Figura 6: Diagrama de dispersión de las componentes meridional y zonal de las corrientes (puntos azules). La flecha amarilla indica la velocidad promedio de las corrientes para cada año y las líneas rojas representan los ejes rotados a lo largo de la dirección de máxima varianza (DP).

4.1.1. Variabilidad estacional

La estructura vertical de las corrientes a lo largo de la DP para el periodo 2007-2012 se muestran en la figura 7. Durante la mayor parte del tiempo de muestreo se observa que las corrientes presentan una débil estratificación en la columna de agua, la cual tiene la misma dirección y una magnitud similar desde la superficie hasta el fondo. Debido a esta débil estratificación de las corrientes, el resto del análisis y discusión se basa en las corrientes promediadas en la vertical a lo largo de la DP, cuyas series de tiempo anuales se muestran en la figura 8.

La circulación en el SAV Norte se caracterizó por periodos de intensificación de la

corriente con una duración de 2-15 días y una alternancia en la dirección entre sureste (SE) y noroeste (NO). La duración de los episodios tiene un máximo en un intervalo de 2-4 días, que incluye el 38% de los casos. Episodios que duran hasta 10 días incluyen el 90% de los casos y los que duran hasta 15 días incluyen el 97.5% de los casos. El evento de mayor duración sin cambio en la dirección de la corriente fue de 30 días. Esta dinámica muestra una fuerte estacionalidad con eventos de intensificación que se observan de Septiembre a Abril y periodos de tiempo donde se registran corrientes débiles de Mayo a Agosto (Figs. 7 y 8), conservando por más tiempo la misma dirección. Las corrientes más intensas que se observaron tuvieron una dirección SE, asociadas a los eventos de “nortes” que afectan fuertemente el suroeste del Golfo de México (GoM) [26, 97] (sección 4.2.1). Los “nortes” se caracterizan por fuertes vientos asociados a los sistemas de alta presión que provienen del noroeste de los Estados Unidos y llegan al GoM en los meses de otoño-invierno.

La distribución anual de la frecuencia de ocurrencia de las corrientes muestra que las corrientes con una dirección SE generalmente tienen velocidades mayores a 0.5 ms^{-1} alrededor del 5% del tiempo, sin embargo en algunos casos logran alcanzar velocidades mayores a 1 ms^{-1} . Por otra parte las corrientes con dirección NO, son más débiles y la mayoría de ellas presentan velocidades menores a 0.15 ms^{-1} , donde las máximas velocidades observadas en esta dirección se encuentran alrededor de 0.4 ms^{-1} (Fig. 9). La distribución de las corrientes a lo largo de la DP en todo el periodo de mediciones muestra un máximo en el intervalo de -5 a -10 cms^{-1} , correspondiente a la dirección NO y positivamente sesgado hacia los valores en la dirección SE.

Aproximadamente la mitad del tiempo las corrientes se mueven en cada una de las direcciones a lo largo de la DP, sin embargo al calcular la distancia acumulada o desplazada que alcanzan las corrientes se observa un desplazamiento predominantemente SE, como se muestra en la figura 10. La distancia acumulada está dada por :

$$D(\tau) = \sum^{\tau} (v \cdot dt) \quad (58)$$

donde t es el tiempo, v es la corriente a lo largo de la DP y τ es el tiempo acumulado. A una escala mensual, los periodos de tiempo con la corriente hacia el NO, el cual se identifica con una pendiente negativa en la figura 10, ocurrió durante Julio y Agosto del 2009 y Marzo y Abril del 2011, mientras que la distancia acumulada con dirección SE fue mayor durante los meses de Septiembre y Octubre del 2008. En general, la frecuencia

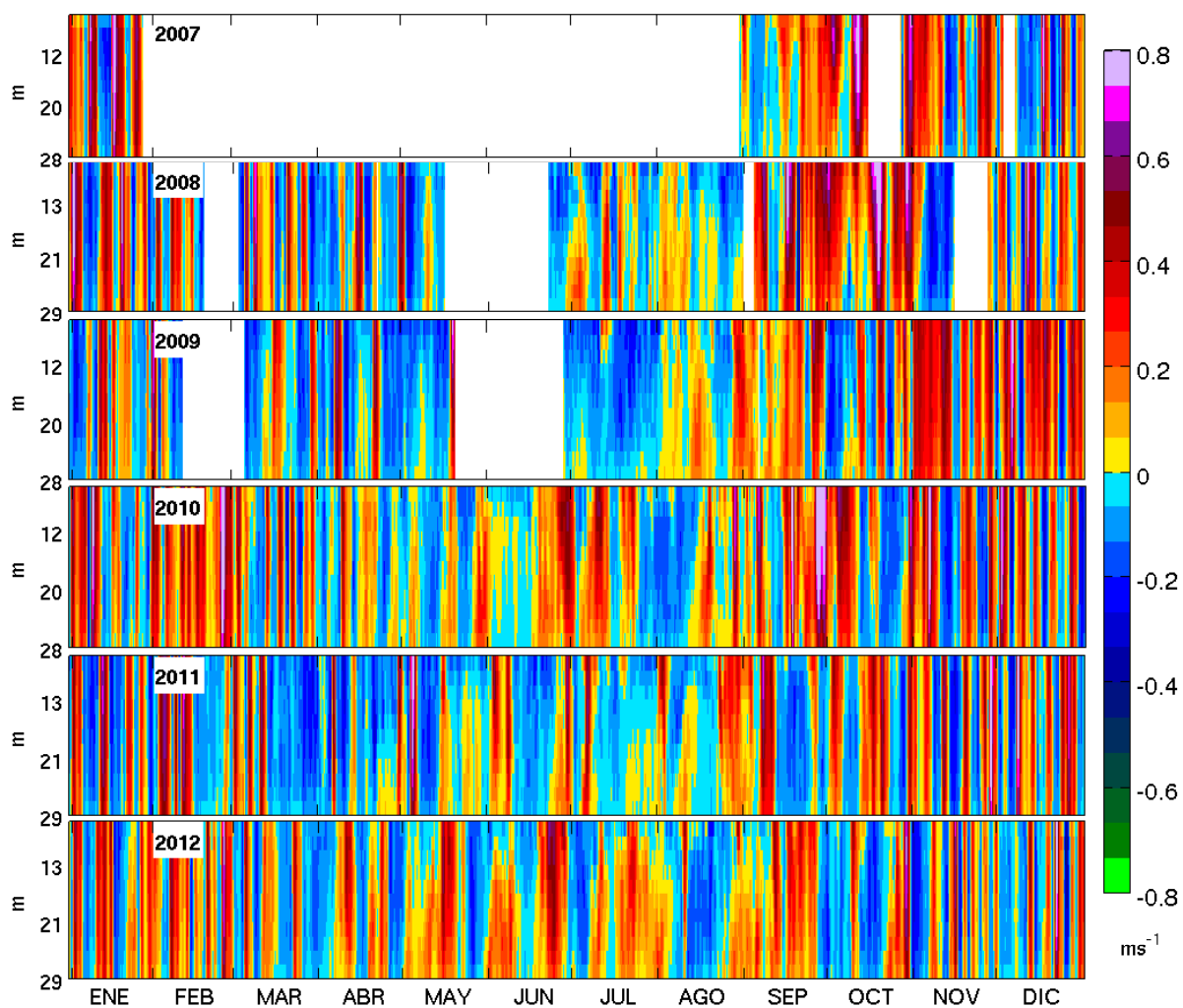


Figura 7: Distribución temporal de la variabilidad de las corrientes en la columna de agua a lo largo de la dirección principal del 2007 al 2012, para el sitio entre los arrecifes Anegada de Adentro e Isla Verde. Los valores positivos (negativos) indican una dirección de la corriente hacia el SE (NO).

de las corrientes hacia el SE a lo largo de todo el año cambia, siendo en promedio más frecuentemente observadas de Septiembre a Febrero y con una menor frecuencia hacia el NO, de Marzo a Agosto, excepto en el mes de Junio cuando las corrientes hacia el SE ocurren más del 50% del tiempo. La frecuencia de las corrientes hacia el SE tiene un máximo en Septiembre y hacia el NO en el mes de Abril (Tabla I, Fig. 11). Cabe señalar que el desplazamiento neto de la corriente tiene gran importancia en la biodiversidad de la zona, ya que se relaciona directamente a la conectividad de las diferentes poblaciones que habitan el sur del GoM, así como al transporte de larvas y a la dispersión de contaminantes.

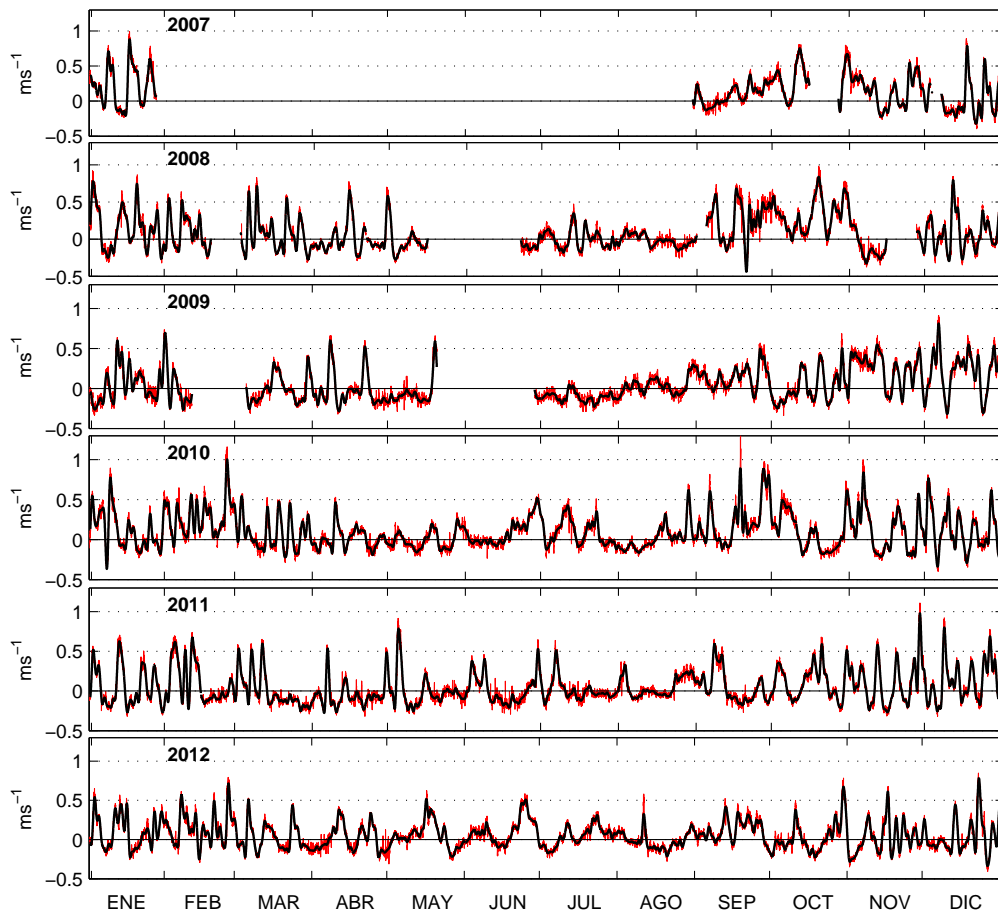


Figura 8: Series de tiempo de las corrientes integradas en la vertical a lo largo de la dirección principal del 2007 al 2012. La línea roja (negra) representa las observaciones cada 30 min (filtro lanzcos paso-bajo de 1 cpd). Los valores positivos (negativos) indican las corrientes en dirección SE (NO).

Esto revela que los sistemas costeros son extremadamente complicados y que existe una gran variedad de factores temporales y espaciales que involucran a este proceso, incluyendo a las interacciones no lineales que afectan la zona [90, 61].

4.1.2. Variabilidad interanual

Existe una fuerte variabilidad interanual en el SAVN, la cual es evidente en la ocurrencia de las corrientes que presentan una dirección SE de un año a otro (Apéndice A). El porcentaje de ocurrencia de la frecuencia mensual y anual de las corrientes hacia el SE se muestra en la Tabla 1, en donde únicamente la fracción de datos medidos se considera para el cálculo del porcentaje de ocurrencia. Al aplicarle un filtro paso-bajo de 1 cpd a

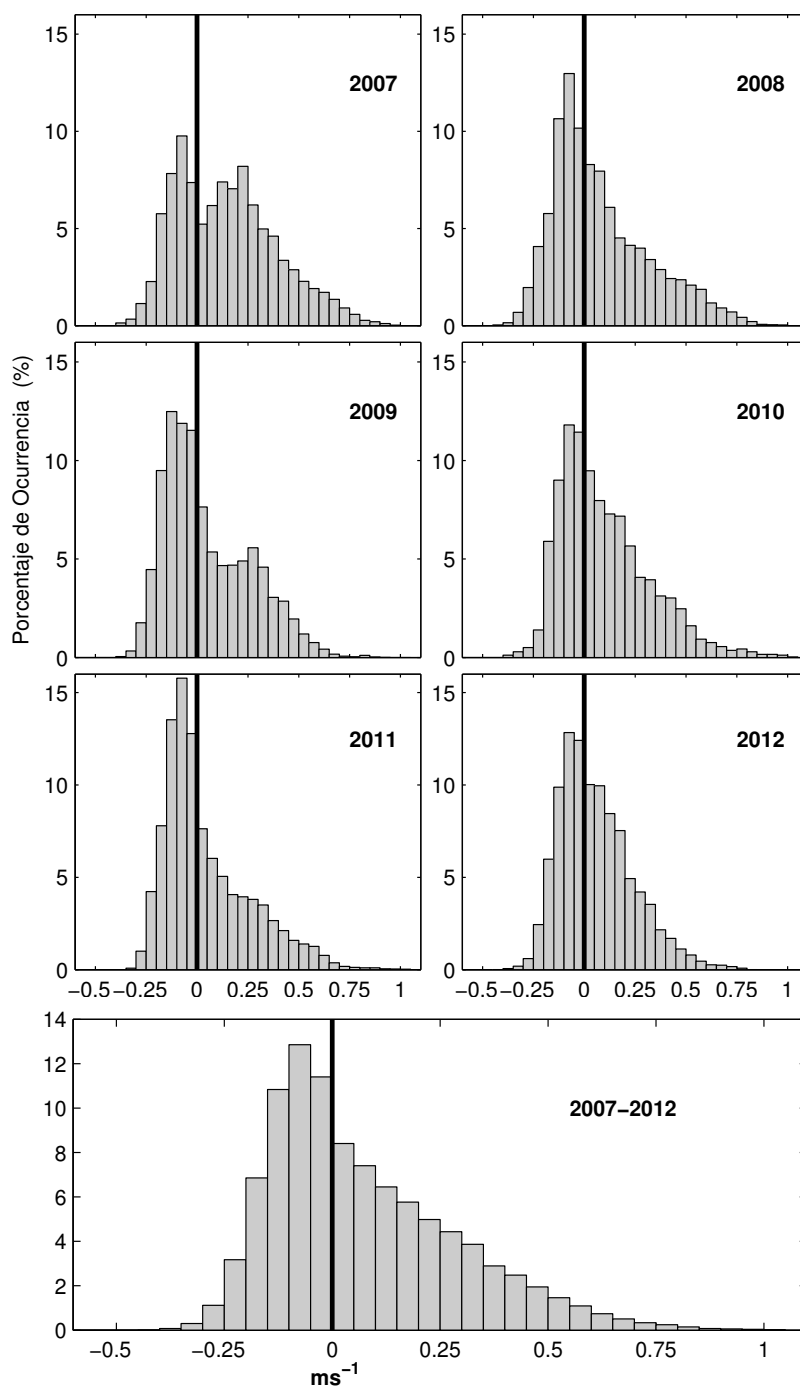


Figura 9: Distribución de la frecuencia anual de la magnitud de las corrientes (ms^{-1}) a lo largo de la dirección principal del 2007 al 2012. Las barras positivas (negativas) indican una dirección de las corrientes hacia el SE (NO).

las corrientes a lo largo de la costa en la DP, se encontró que como consecuencia de la baja contribución de las altas frecuencias (diurnas o frecuencias mayores), el porcentaje de

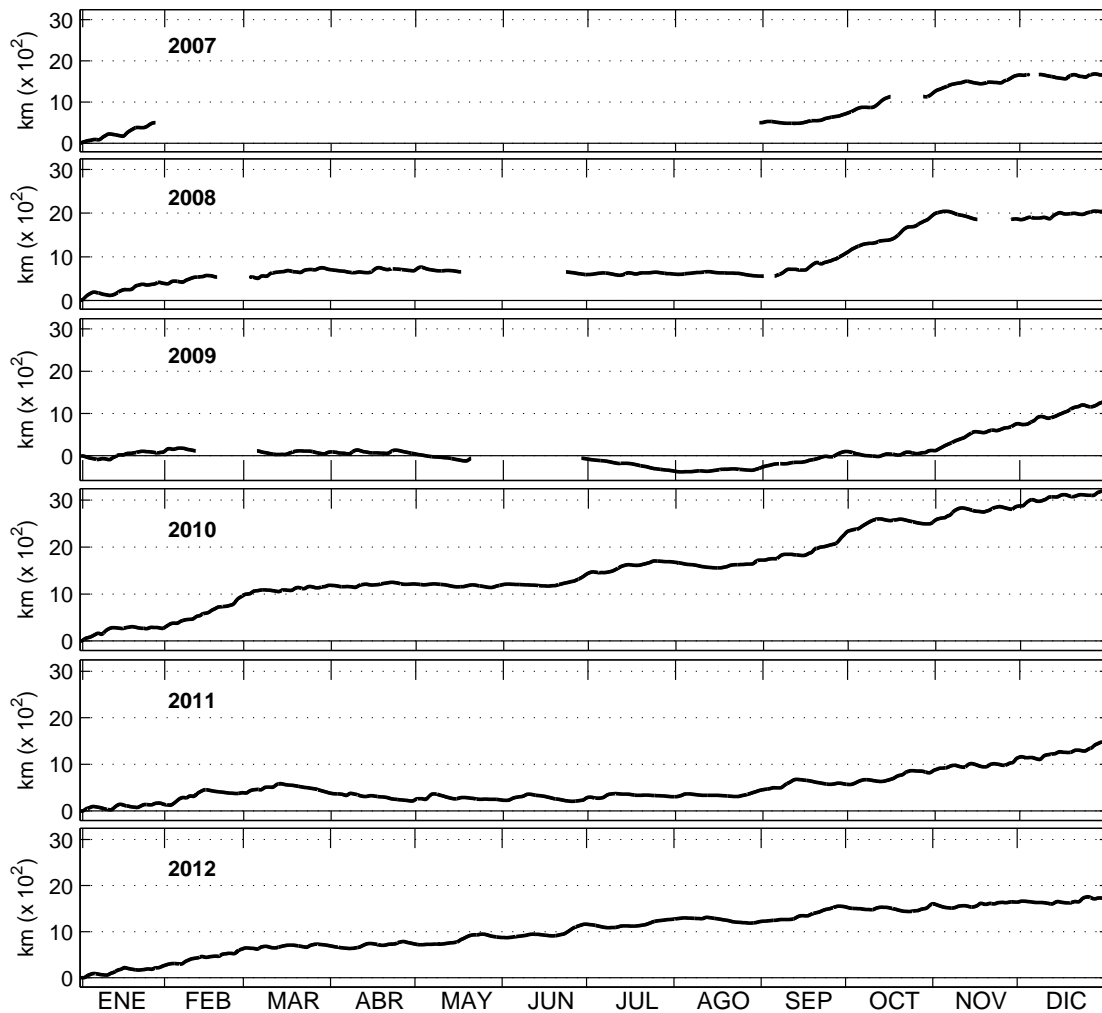


Figura 10: Cobertura de la distancia acumulada por las corrientes del 2007 al 2012. Los valores positivos (negativos) indican un desplazamiento neto hacia el SE (NO). Los periodos de tiempo sin datos fueron ignorados, comenzando con el último dato medido.

ocurrencia cambia menos del 2%. Las corrientes con dirección SE entonces se observaron entre el 44.8% en el 2011 hasta un 59.6% en el 2010 (el año 2007 no se considera dentro de este intervalo debido a la gran cantidad de datos que faltan), con una media de 53.4% para todo el período de observaciones. Sin embargo estos resultados deben ser interpretados cuidadosamente, ya que únicamente se tienen datos del 83% del año para el 2008 y 2009.

La variabilidad del porcentaje de ocurrencia de las corrientes con dirección SE es mayor cuando se compara mes a mes. Por ejemplo, en Octubre de 2009, estas corrientes se observaron 96.2% del tiempo, mientras que en 2008 y 2012 se observaron alrededor del 43% del tiempo (Tabla I). También Febrero fue un mes que mostró una gran variabilidad

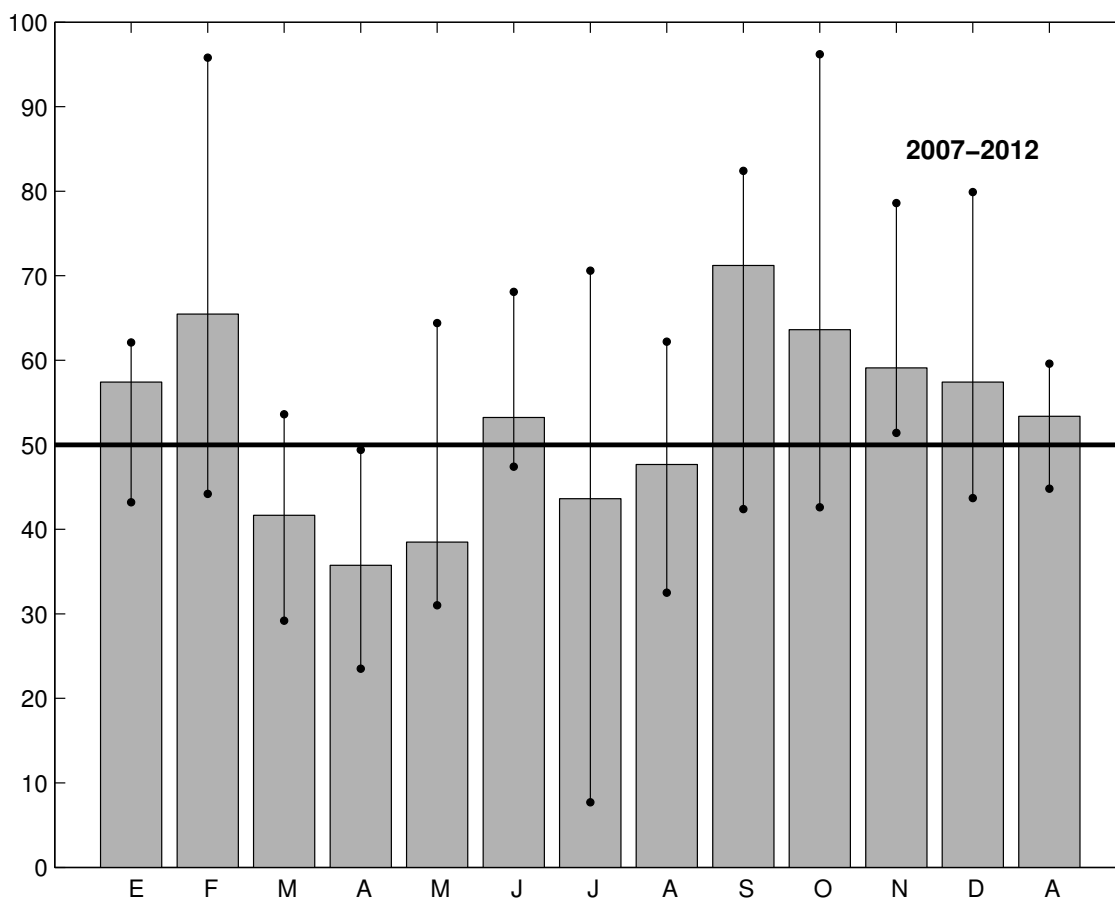


Figura 11: Promedios mensuales y promedio anual del porcentaje de ocurrencia de las corrientes a lo largo de la DP para el periodo 2007-2012. Las líneas verticales indican los valores máximos y mínimos alcanzados, considerando únicamente los meses con registros completos.

interanual. Por otra parte los meses de Noviembre y Diciembre son meses en que las corrientes muestran una importante variabilidad interanual. La frecuencia e intensidad de las corrientes hacia el SE durante el otoño-invierno es de gran importancia para la termodinámica de la zona, ya que agua de baja temperatura y baja salinidad es advectada desde la plataforma noroeste del GoM hacia el SAV, favoreciendo de esta forma la ocurrencia de periodos más largos de baja temperatura e inversiones de temperatura en la columna de agua [82]. También se asocia a la conectividad de poblaciones, el transporte de larvas y la dispersión de contaminantes [90, 61, 96].

La circulación en el SAVN también muestra una gran variabilidad durante los meses de verano. Tal es el caso del mes de Julio del 2009, en que el porcentaje de ocurrencia de las corrientes hacia el SE fue tan alto como en un 70.6%, mientras que en 2009 fue de sólo el 7.7%. Tanto los meses de oño-invierno dominados por eventos de nortes y corrientes

Tabla 1: Número de días mensuales y anuales con mediciones de corrientes y el porcentaje de ocurrencia en la dirección SE (de la componente a lo largo de la dirección de máxima varianza) durante 2007-2012. Únicamente la fracción muestreada se considera para los cálculos. Los promedios mensuales para todo el periodo se calcularon considerando todas las observaciones para cada mes (el número total de días con una dirección SE se dividió entre el número total de días con mediciones).

Dirección		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
2007	NDM	27	—	—	—	—	—	—	2	30	20	30	27	136
	SE	PO	70.0	—	—	—	—	—	68.2	69.9	82.1	67.2	41.4	65.4
2008	NDM	31	18	30	30	15	9	31	30	27	31	18	31	301
	SE	PO	62.1	58.3	50.3	34.7	17.9	20.5	43.9	41.1	78.6	96.2	26.3	62.9
2009	NDM	31	10	27	30	19	3	31	31	30	31	30	31	304
	SE	PO	51.6	30.7	35.1	24.4	12.8	0	7.7	62.2	82.4	42.6	78.6	79.9
2010	NDM	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	365
	SE	PO	58.0	95.8	53.6	49.4	45.8	59.3	56.8	48.3	79.6	58.3	58.2	56.1
2011	NDM	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	365
	SE	PO	43.2	44.2	29.2	23.5	31	47.4	39.1	52.7	42.4	66.4	59.8	58.5
2012	NDM	31	29	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	366
	SE	PO	61.2	73.1	39.5	46.7	64.4	68.1	70.6	32.5	75.1	42.7	51.4	43.7
2007-2012	NDM	182	113	150	150	127	102	155	156	177	175	168	182	1837
	SE	PO	57.4	65.5	41.7	35.7	38.5	53.2	43.6	47.7	71.2	63.6	59.1	57.4

NDM - Número de días con mediciones

PO - Porcentaje de ocurrencia

intensas, como los meses de verano caracterizado por vientos débiles, muestran una gran variabilidad de las corrientes. De acuerdo a los resultados obtenidos, el mes de Septiembre se puede considerar entonces como un periodo de transición de las condiciones observadas entre el verano y el otoño, encontrando de manera consistente corrientes con una dirección predominantemente hacia el SE (Tabla 1).

Cabe señalar que la duración de los eventos de intensificación de la corriente en dirección SE durante el otoño-invierno también fue diferente de un año a otro, como ocurrió durante los Eneiros de 2007 y 2012, en que los eventos tuvieron una mayor duración comparados con los observados en 2009 y 2010 (Fig. 8); siendo una consecuencia directa de la variabilidad del tiempo de duración de los eventos de “norte” en la zona (sección 4.2.1). La distancia acumulada, aunque es un indicador limitado, corrobora una importante variabilidad interanual ya que el desplazamiento fue de alrededor de 3,000 kilómetros en 2010 y

alrededor de 1,500 kilómetros en 2011 (Fig. 10).

4.1.3. Variabilidad intraestacional

Durante el periodo de muestreo para este estudio, se registró la ocurrencia de tres eventos meteorológicos durante el verano del 2010, los cuales generaron intensas corrientes en dirección SE que alcanzaron magnitudes hasta de 0.5 ms^{-1} . Estos eventos meteorológicos cambiaron el patrón de vientos en el SAV, particularmente a lo largo de la costa de Veracruz generando persistentes vientos del norte y causando cambios en la dirección e intensidad de las corrientes (Figs. 7 y 8). Para analizar estos episodios de viento, se examinaron las simulaciones numéricas del modelo de pronóstico meteorológico WRF [119], ya que los intensos vientos del norte se reproducen con mayor resolución temporal y espacial con las simulaciones históricas del WRF [119] que con el NARR [120]. Lo anterior probablemente debido a la mejor representación de las características topográficas de la Sierra Madre, cerca de la costa en el SAVN.

El primer evento está asociado a un ciclón tropical el cual se convirtió en el huracán Alex y tuvo una duración del 25 de Junio al 1 de Julio [124]. El día 25 de Junio se desarrollaron intensos vientos del norte como consecuencia de una circulación ciclónica en la atmósfera asociada a una tormenta, ubicada en 16°N , 84°O y se extendía desde el oeste del Caribe hacia el suroeste del GoM (Fig. 12a). Aunado a este sistema, una baja presión sobre el Golfo de Tehuantepec desarrolla un Tehuano [97] que refuerza el desarrollo de los vientos del norte a lo largo de las costas de Veracruz [100]. Este sistema atmosférico de baja presión se convirtió en una tormenta tropical para el 26 de Junio, alcanzando la Península de Yucatán y el GoM para el día 28. El 30 de Junio la tormenta se intensifica y se convierte en huracán, desplazándose rápidamente hacia el norte de Tamaulipas a donde toca tierra. A lo largo de la trayectoria del sistema atmosférico se observó la intensificación de las corrientes en el SAVN durante los días 25 y 26, antes de que el sistema alcanzara una categoría de huracán; la rápida respuesta de las corrientes a dicho forzamiento es consecuencia de la gran circulación ciclónica en la atmósfera que afecta desde el inicio el patrón de vientos al suroeste del GoM.

El segundo evento en el cual se registró una intensificación de las corrientes hacia el SE se observó del 7-13 de Julio del 2010, causado por un sistema de baja presión que atravesó la Península de Yucatán y se convirtió en la Depresión Tropical No. 2 (Fig. 12b). Este sistema atmosférico cruzó el GoM siguiendo una trayectoria de sureste-noroeste costa

fuera de la ciudad de Veracruz, generando vientos del norte a lo largo de la costa oeste del GoM, lo que provocó la intensificación de las corrientes hacia el SE en el SAVN durante varios días (Figs. 7 y 8).

Otro sistema de baja presión al oeste del Caribe y la Península de Yucatán asociado a una circulación ciclónica extendida en la atmósfera se observó el 17 de Julio del 2010. Simultáneamente una baja presión sobre el Golfo de Tehuantepec favoreció el desarrollo de vientos del norte sobre el SAVN (Fig. 12c). El estado atmosférico durante este evento fue similar al que se observó antes de que se desarrollara el huracán Alex, sin embargo este sistema no alcanzó categoría de tormenta tropical o huracán, pero fue lo suficientemente grande como para generar vientos del norte y corrientes en dirección SE en la zona durante varios días, a pesar de que fue más débil que los otros sistemas atmosféricos asociados a los dos eventos anteriores. En Junio de 2012, un sistema de baja presión sobre la Bahía de Campeche también causó corrientes en dirección SE con patrones similares a los descritos anteriormente.

Estos resultados, muestran que la variabilidad interanual, en cuanto a número y trayectoria de las ondas del este (sistemas atmosféricos que provienen de la zona tropical del Atlántico Este) y los ciclones tropicales influyen en gran medida a la circulación en el SAV durante la temporada de ciclones tropicales. Estos sistemas atmosféricos afectan directamente la circulación local durante varios días y generalmente ocurren uno después de otro, siguiendo trayectorias similares y causando un impacto considerable en la circulación, independientemente de su intensidad.

4.1.4. Corrientes oceánicas intensas y estructura vertical

Como referencia, las corrientes oceánicas intensas en el SAVN son consideradas eventos en donde las corrientes a lo largo de la DP tenían una magnitud igual o superior a 0.7 ms^{-1} . Ésto ocurre como resultado de los eventos de nortes con una duración de entre uno y cuatro días (Tabla II). En los seis años de observaciones, aunque con algunos periodos de tiempo sin datos, 17 de estos eventos ocurrieron con un promedio de tres por año, pero con una gran variabilidad interanual. Estos eventos ocurrieron durante el 0.94% del período de observaciones.

La estructura vertical de las corrientes a lo largo del DP para el período 2007-2012 se muestra en la figura 7. En ella se puede observar que durante la mayor parte del periodo de muestreo, las corrientes en la columna de agua mostraron un débil corte vertical,

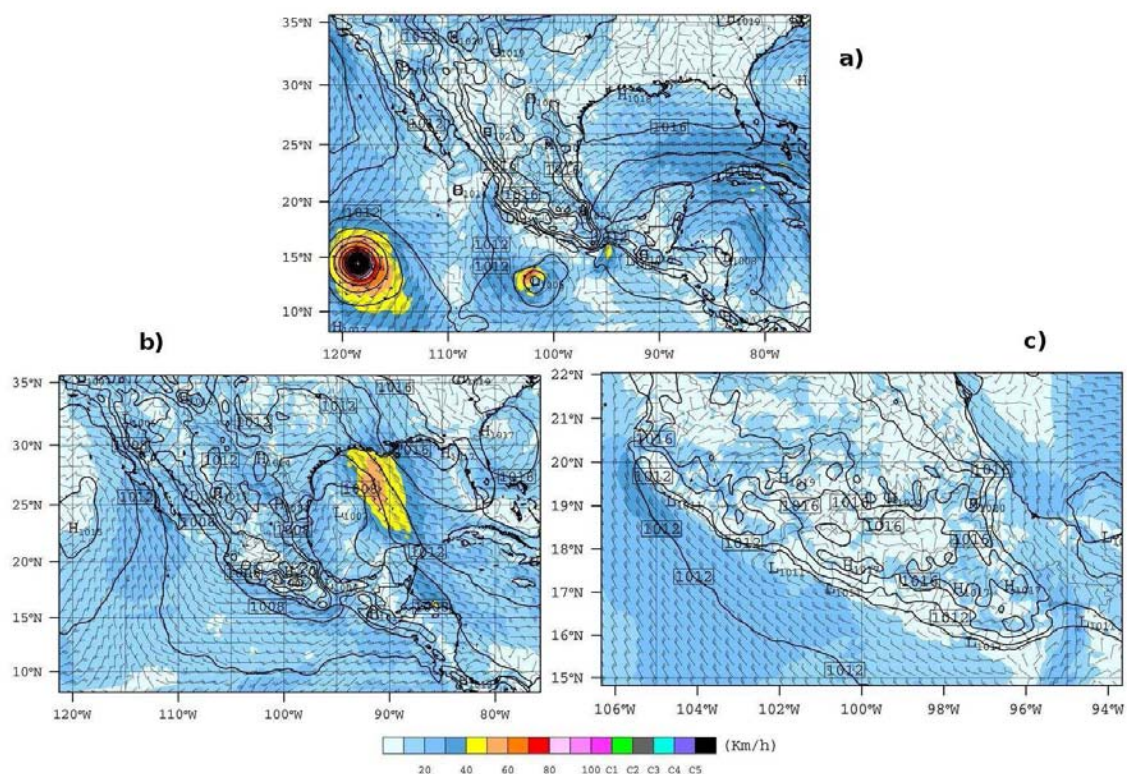


Figura 12: Salidas de la simulación de pronóstico del modelo WRF. Las barbas representan el viento a 10 m sobre la superficie (kmh^{-1}) y los contornos la presión sobre el nivel del mar (cada 2 hPa), la barra de colores indica la intensidad del viento (donde C1 - C5 indican categoría huracán). (a) Es el evento del 25 de Junio (11:00 hrs), (b) del 7 de Julio (15:00 hrs) y (c) del 18 de Julio (9:00 hrs), los tres del año 2010 y en hr local.

Tabla II: Periodos en donde la magnitud de las corrientes a lo largo de la dirección principal fue igual o mayor a 0.7 ms^{-1} .

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2007	15-17	SD	SD	SD	SD	SD	SD	—	—	9-10	—	16
2008	1-2 19	—	—	—	—	—	—	—	—	17-19	—	11
2009	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4-5
2010	8	23-24	—	—	—	—	—	—	16 25-28	—	4-5	1
2011	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	26-27	6-7
2012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21-22

SD - Sin Datos

manteniendo la misma dirección y similar magnitud desde la superficie hasta el fondo. Cabe señalar que cuando las corrientes se intensificaron presentaron la misma dirección en toda la columna de agua, sin embargo en general, éstas fueron más intensas en las capas superficiales.

Se identificaron 51 eventos, principalmente durante primavera-verano (Abril-Septiembre), cuando la corriente en superficie tenía una dirección NO y en el fondo una dirección SE. Algunos eventos aislados también ocurrieron en otros meses como Marzo y Octubre de 2009 y Enero de 2010 (Tabla III). Las corrientes oceánicas fueron débiles durante todos estos eventos y alcanzaron una duración hasta de 12 días, con una media de 3.5 días y una desviación estándar de 2.3 días. Estos eventos sucedieron, en algunos casos, cuando el esfuerzo del viento favorecía a las corrientes en dirección NO y la corriente sobre la plataforma iba en dirección opuesta. Un evento que duró del 1-12 de Mayo de 2012 se analizó detenidamente, ya que durante ese periodo de tiempo la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa presentaba una dirección NO así como una corriente a lo largo de la plataforma en dirección SE. Esta corriente puede deberse a la interacción de un remolino anticiclónico al norte de Veracruz, alrededor de 24°N a 26°N , y a un ciclón al Este de la Bahía de Campeche, el cual se puede observar en el producto de la altura del nivel del mar obtenido por Colorado Center for Astrodynamics Research [125]. Una simulación numérica con el modelo HYCOM se utilizó para analizar la influencia de estos remolinos en las corrientes sobre la plataforma frente a la ciudad de Veracruz (Fig. 13). La profundidad de las isopícnas aumentan junto al continente y una corriente a lo largo de la plataforma se desarrolla, en este caso con una dirección SE, lo que influye en las corrientes del SAVN y además coincide con las observaciones.

Por otra parte también se observaron periodos en los que las corrientes superficiales presentaron una dirección SE mientras que en el fondo una dirección NO. Estos eventos se observaron principalmente durante verano-otoño (Julio-Noviembre), registrando algunos eventos aislados durante otros meses (Marzo de 2010 y Mayo de 2012) (Tabla IV), cabe señalar que esta condición se observó principalmente cuando las corrientes eran débiles. Se identificaron así 31 eventos con estas características, con una duración promedio de 2.7 días y una desviación estándar de 1.6 días; el mayor evento tuvo una duración de 9 días. Durante estos eventos los vientos eran débiles, con la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa en dirección SE. En algunos casos, los eventos que ocurrieron después de un período con corrientes hacia el NO, sugieren que las capas superficiales del mar reponen más rápido al forzamiento del esfuerzo de viento local que genera este

Tabla III: Fechas en las cuales las corrientes a lo largo de la dirección principal en las capas superficiales tuvieron una dirección noroeste y en las capas del fondo una dirección sureste.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2007	—	SD	SD	SD	SD	SD	SD	—	—	—	—	—
2008	—	—	—	9-11	7-10	27-28	3-5 10-11 14-16 27-29	10-11 15-21 27-29	12-14	—	—	—
2009	—	—	10-13	2-3 15-18	5-7 26-27	—	1-4 24-25	1-3 6-8 14-17	—	5-9	—	—
2010	22-23	—	—	28-30	1-2 4-5 24-25 29-31	—	1-6	9-16	25-27	—	—	—
2011	—	—	—	10-11 16-17 20-27	15-17 21-27	21-24	19-23 25-29	5-11	—	—	—	—
2012	—	—	—	4-6	1-12 29-31	1-6 9-10	11-12 16-19 24-28	2-4 23-26	1-9	—	—	—

SD - Sin Datos

corte horizontal. En otros casos, los eventos ocurren a la mitad de un periodo con vientos favorables del SE, que probablemente sean causados por la presencia de ondas atrapadas a la costa, las cuales generan una surgencia costera que hace que las corrientes locales vayan en dirección opuesta a los débiles vientos locales.

4.2. Respuesta de las corrientes a distintos forzamientos

4.2.1. Viento

Se ha reportado que los vientos predominantes al oriente del GoM son vientos del este y noreste durante los meses de otoño-invierno y vientos del este y sureste durante primavera-verano [30, 48]. Durante otoño-invierno, los sistemas de alta presión que atraviesan el GoM causan un descenso de la temperatura del aire, un aumento en la presión atmosférica y fuertes vientos del norte [26, 97]. Estos frentes fríos chocan con las masas de aire caliente

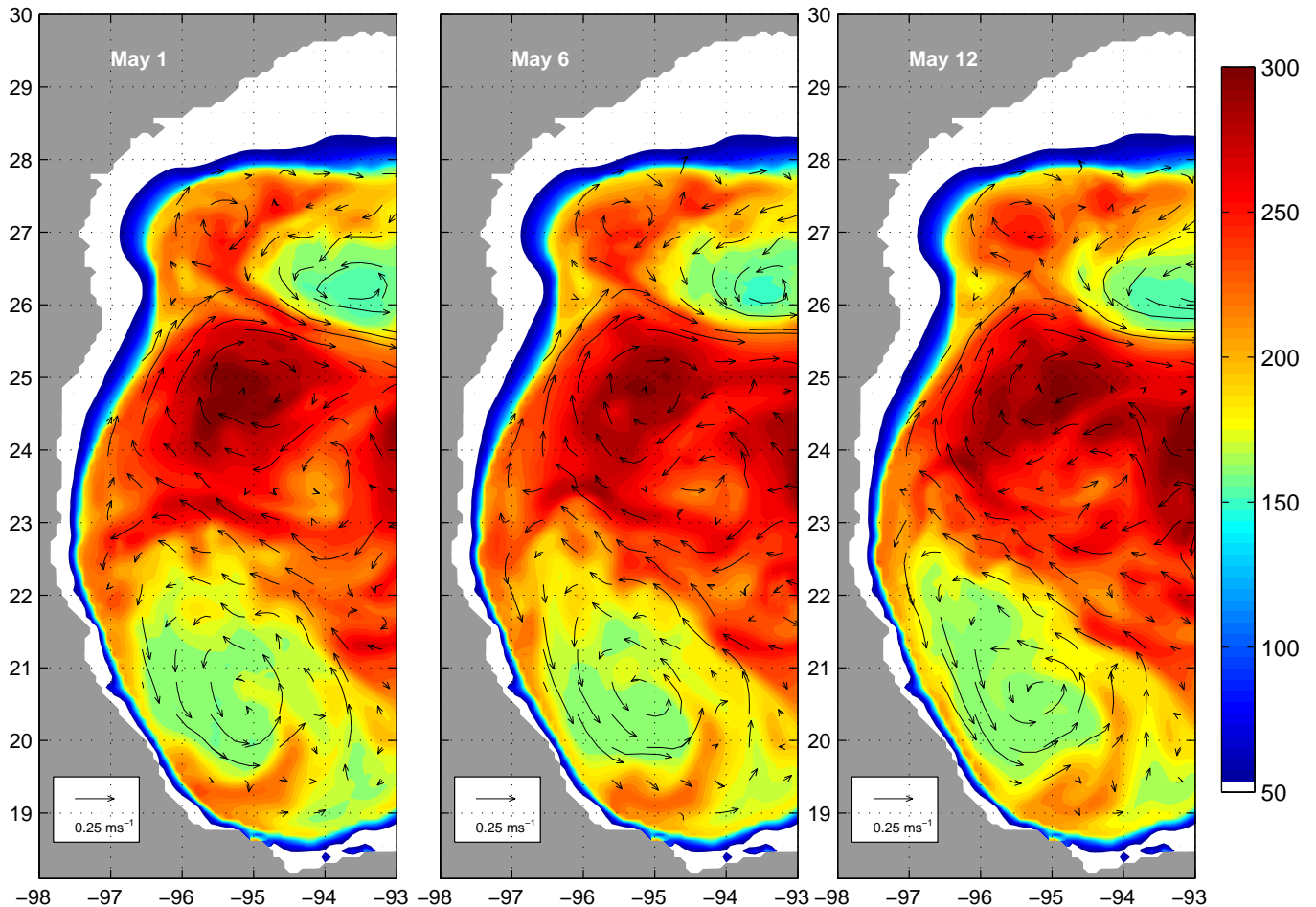


Figura 13: Corrientes y profundidad de las isopícnas en el nivel 23 ($\sim 50\text{m}$ de profundidad) de la simulación numérica con asimilación de datos del modelo HYCOM.

y húmedo generando nubes y lluvias intensas. Los vientos generados por estos sistemas, llamados “nortes”, que ocurren principalmente de Septiembre a Abril, pueden ser muy intensos y alcanzar magnitudes mayores a 12 ms^{-1} .

La respuesta de las corrientes y de las condiciones atmosféricas a los “nortes” o vientos del norte en el SAVN se puede observar, por ejemplo durante el mes de Marzo del 2010 (Fig. 14). La componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (CEVAC) aumenta considerablemente con la llegada de un “norte” y poco tiempo después la corriente se intensifica, alcanzando su máximo en cuestión de hrs y prevaleciendo más tiempo que el viento (Figs. 14a y 14b). Durante un evento de norte la humedad relativa y la temperatura del aire disminuyen (Figs. 14c y 14d) mientras que la presión atmosférica aumenta (Fig. 14e).

Hasta esta sección es evidente la contribución del viento en la dinámica del SAVN, por lo

Tabla IV: Fechas en las cuales las corrientes a lo largo de la dirección principal en las capas superficiales tuvieron una dirección sureste y en las capas del fondo una dirección noroeste.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
2007	—	SD	SD	SD	SD	SD	SD	—	7-12 15-18	3-4 25-27	15-16	—
2008	—	—	—	—	—	—	19-23	—	8-11	5-9 12-14 21-23	2-4	—
2009	—	—	—	—	—	—	9-13	—	21-23	25-26	—	—
2010	—	—	3-7	—	—	—	26-28	3-4	12-13	1-2 13-15	—	—
2011	—	—	—	—	—	—	11-12 16-18	21-22	22-23	4-5 23-24	—	—
2012	—	—	—	—	19-23	—	—	7-15	—	3-4 11-13	24-25	—

SD - Sin Datos

que se compararon (Fig. 15) y correlacionaron mensual y anualmente (Tabla v) las series de tiempo de la CEVAC (utilizando los datos del NARR del 2007-2012) y de las corrientes a lo largo de la costa en la DP. En las figuras 14 y 15 se observa que eventos intensos de viento causado por la entrada de los “nortes” en los meses de otoño-invierno están asociados a la intensificación de la corriente en dirección SE en el SAVN y que los valores de las correlaciones mensuales entre la CEVAC y las corrientes en la DP son altos y significativos, principalmente de Septiembre a Abril (Tabla v). Durante los meses de verano, cuando los vientos son relativamente débiles, los coeficientes de correlación disminuyen sin dejar de ser significativos en algunos meses (Apéndice B). De las estimaciones basadas en la correlación como función de un desfase en tiempo, se encontró que al océano le toma de 2.7 hasta 10 hrs en responder al forzamiento del viento en superficie en el SAVN. Por lo que se estimó el forzamiento remoto de la correlación entre las corrientes locales y la CEVAC sobre la plataforma frente a Tamaulipas y Veracruz (TAVE), desde la frontera México-EUA hasta el SAVN y sobre la plataforma frente a Texas y Louisiana (LATEX) (Tabla v).

Estas estimaciones se realizaron con el objetivo de encontrar una posible influencia en la dinámica del SAVN debido a ondas atrapadas a la costa. De este análisis se obtuvo que las correlaciones anuales entre la componente de las corrientes a lo largo de la costa y

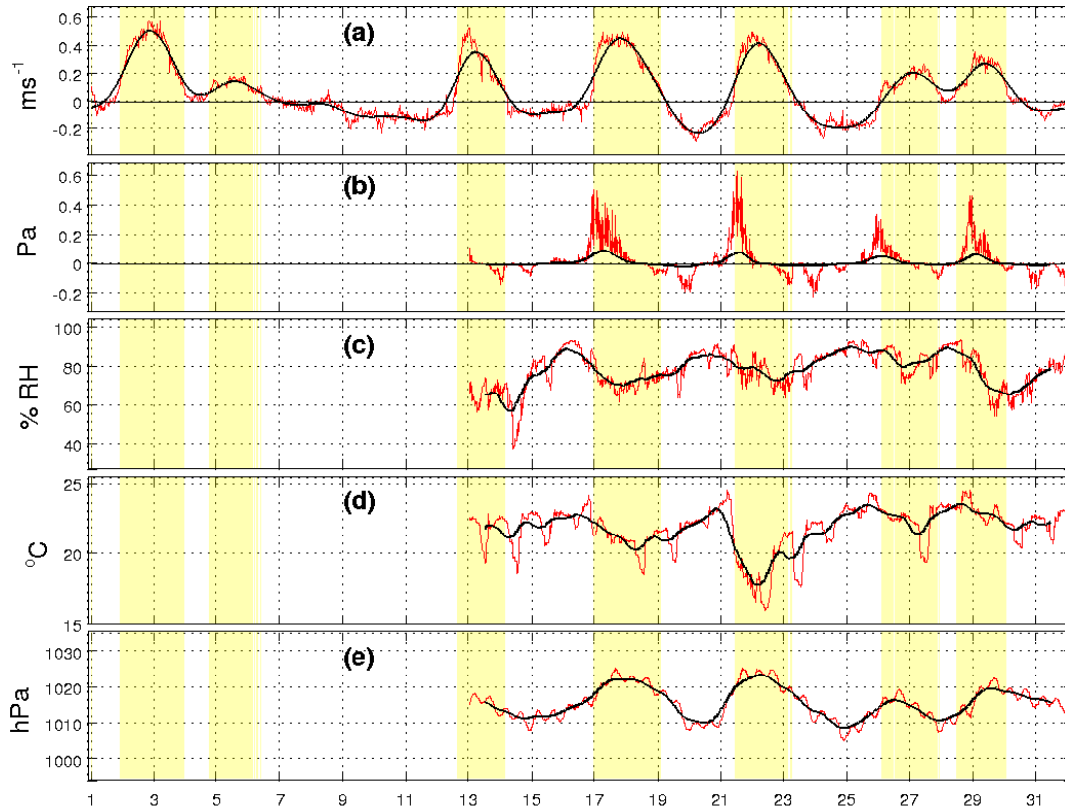


Figura 14: (a) Magnitud de la corriente promediada en la vertical a lo largo de la costa en la DP en el SAVN para el mes de Marzo de 2010 (ms^{-1}). (b-e) Variables meteorológicas medidas durante algunos días para el mismo mes en la ciudad de Veracruz; (b) la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (Pa), (c) humedad relativa (%), (d) temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) y (e) presión sobre el nivel del mar (hPa). El sombreado amarillo indica la ocurrencia de eventos de norte y la línea negra representa la serie de tiempo con un filtro paso-bajo de 1 cpd.

la CEVAC sobre la plataforma de TAVE son muy similares a aquellas que se obtuvieron considerando la CEVAC local, sin embargo los valores de correlación disminuyen cuando se considera la CEVAC sobre la plataforma de LATEX. Cuando estas correlaciones se calcularon para cada uno de los meses los resultados fueron diferentes, obteniendo correlaciones más altas para algunos casos considerando la CEVAC y en otras sobre la plataforma de TAVE, ésto muestra que el forzamiento remoto tiene una importante contribución en la dinámica del SAV. Por otra parte las correlaciones más bajas se encontraron para los meses de Mayo a Agosto, indicando que otros procesos como la influencia de giros (eddies, Fig. 13) [30] fuera de la plataforma tendrían que ser evaluados como forzamientos dominantes para el mismo periodo de tiempo. En general las correlaciones fueron significativas en la

mayoría de los casos, excepto en algunos meses de verano (Tabla v).

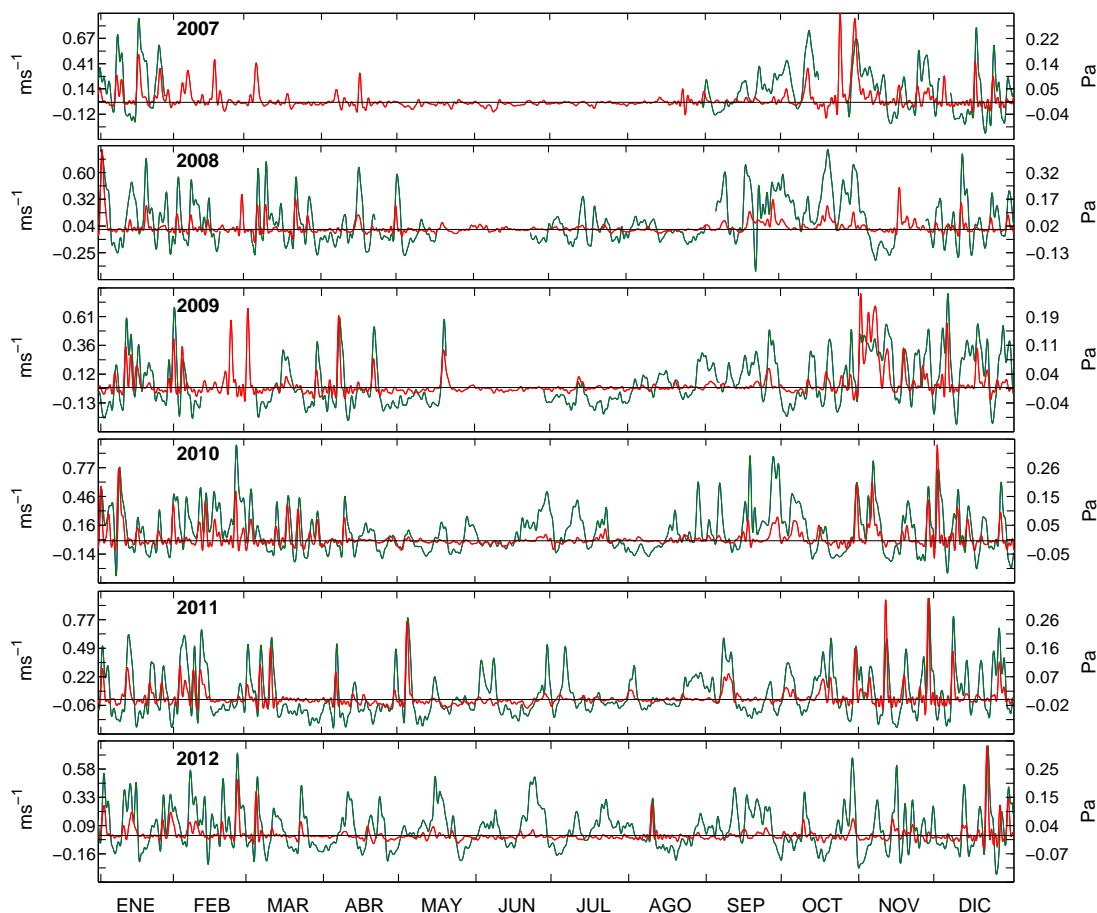


Figura 15: Series de tiempo de la corriente promediada en la vertical a lo largo de la costa en la DP (línea verde) y la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa del NARR (línea roja), ambas filtradas con un paso-bajo de 1 cpd. Los valores positivos (negativos) indican una dirección SE (NO).

4.2.2. Nivel del mar

Un proceso importante en las zonas costeras es la variación en el nivel del mar en dirección perpendicular a la línea de costa, sin embargo dicha variación es el efecto causado por:

Corrientes costeras. La componente barotrópica de una corriente costera está sujeta a un proceso de ajuste gravitacional en donde se balancean las fuerzas de la aceleración de Coriolis y el gradiente de presión, independientes del tiempo; a este proceso se le llama

Tabla V: Correlaciones mensuales y anuales entre la corriente a lo largo de la costa en la dirección principal y la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (CEVAC) en la isóbata de los 25 m en el SAVN, así como el promedio de la CEVAC a lo largo de la isóbata de los 25 m sobre la plataforma de Tamaulipas-Veracruz (TAVE) y Texas-Louisiana (LATEX). Únicamente se presentan los meses con más del 50% de mediciones (en la Tabla I se muestra la información del número de días con observaciones).

Año		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
2007	LATEX	0.71*	—	—	—	—	—	—	—	0.59*	0.74*	0.54*	0.33	0.61*
	TAVE	0.90*	—	—	—	—	—	—	—	0.36	0.78*	0.58*	0.79*	0.77*
	SAV	0.90*	—	—	—	—	—	—	—	0.46*	0.78*	0.69*	0.84*	0.74*
2008	LATEX	0.63*	0.13	0.13	0.07	-0.53	—	0.06	0.43*	0.12	0.69*	-0.21	0.17	0.22*
	TAVE	0.79*	0.63*	0.76*	0.77*	0.61*	—	0.26	0.27	0.71*	0.81*	0.70*	0.79*	0.67*
	SAV	0.73*	0.73*	0.85*	0.90*	0.56*	—	0.57*	0.36	0.76*	0.87*	0.61*	0.84*	0.71*
2009	LATEX	0.37	0.19	0.13	-0.18	0.84*	—	0.80*	—	0.36	0.45*	0.62*	0.53*	0.38*
	TAVE	0.88*	0.83*	0.80*	0.85*	0.86*	—	0.87*	—	0.57*	0.58*	0.87*	0.82*	0.77*
	SAV	0.88*	0.61	0.74*	0.82*	0.85*	—	0.45*	—	0.72*	0.43*	0.76*	0.73*	0.67*
2010	LATEX	0.55*	0.54*	0.04	0.24	-0.15	0.63*	0.25	0.19	0.71*	0.83*	0.56*	0.37	0.43*
	TAVE	0.90*	0.70*	0.80*	0.70*	0.40*	0.44*	0.01	0.47*	0.80*	0.79*	0.75*	0.77*	0.68*
	SAV	0.88*	0.74*	0.84*	0.75*	0.26	0.62*	0.42*	0.25	0.86*	0.83*	0.82*	0.65*	0.73*
2011	LATEX	0.54*	0.73*	0.26	0.53*	0.53*	0.53*	0.25	-0.02	0.25	0.09	0.32	0.39*	0.32*
	TAVE	0.86*	0.95*	0.81*	0.80*	0.86*	0.57*	0.14	0.20	0.77*	0.74*	0.81*	0.80*	0.77*
	SAV	0.87*	0.91*	0.75*	0.77*	0.87*	0.42*	0.34	0.50*	0.82*	0.82*	0.81*	0.82*	0.75*
2012	LATEX	0.12	0.69*	0.36	0.40*	0.37	0.77*	-0.43*	0.33	0.41*	0.57*	0.56*	0.42*	0.37*
	TAVE	0.77*	0.79*	0.81*	0.62*	0.50*	0.31	-0.38	0.46*	0.37	0.69*	0.66*	0.87*	0.61*
	SAV	0.82*	0.79*	0.70*	0.53*	0.57*	0.24	-0.25	0.54*	0.43*	0.71*	0.60*	0.83*	0.60*

* Correlación significativa con un 95% de confianza

balance geostrófico y está dado por:

$$u = -\frac{1}{\rho f} \frac{\delta P}{\delta x} \quad (59)$$

donde ρ es la densidad del agua, f es el parámetro de Coriolis y P es la presión que está dada por $P = \rho g \eta$. Consecuentemente, el océano y la atmósfera tienden a estar cerca de un equilibrio geostrófico, a partir de que el esfuerzo del viento paralelo a la costa actúa sobre la superficie del mar transfiriéndole momentum, del cual el transporte neto del agua es hacia la derecha del esfuerzo inducido en superficie, produciendo así un gradiente de presión perpendicular a la costa (acumulación o déficit de agua en la costa) que da lugar a un flujo a lo largo de las líneas de presión [25], generando así corrientes geostróficas [8, 39, 73]. La componente geostrófica de las corrientes en la zona sugiere que $u \sim \nabla \eta$, por lo que a partir de la ecuación (59),

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\delta \eta}{\delta x} \quad (60)$$

y η se puede definir como:

$$\eta_c = \eta_{c_m} - \bar{\eta}_c \quad (61)$$

$$\eta_m = \eta_{m_m} - \bar{\eta}_m \quad (62)$$

donde η_{c_m} y η_{m_m} es la elevación del nivel del mar medida por el corrientímetro (c) y el mareógrafo (m), $\bar{\eta}_c$ y $\bar{\eta}_m$ es el promedio temporal del nivel del mar de cada una de las series y η_c y η_m es la elevación del nivel del mar medida menos el promedio respectivamente. De ambas series se obtuvo $\eta = \eta_m - \eta_c$ y se correlacionó con los datos de corrientes en la DP para cada año. En la Tabla VI se observa que la correlación anual de η con las corrientes en la DP es baja, sin embargo para el 2010 resulta ser significativa. Por otra parte se calcularon las correlaciones mensuales y se encontró que en general sí existe una correlación significativa de Septiembre a Mayo para los seis años, lo que sugiere que la intensificación de la corriente paralela a la costa hacia el SE genera un cambio del nivel de mar asociado a los eventos atmosféricos que ocurren durante el mismo periodo de tiempo; también se puede observar una variabilidad interanual entre las correlaciones en algunos meses, siendo el mes de Abril significativo del 2008-2012. Cuando la intensidad de la corriente en el SAV disminuye, entonces la correlación entre η y la corriente en la DP es baja excepto durante Junio del 2010 y 2012, meses en los cuales se presenta una dinámica intraestacional que no se observa en los otros años (sección 4.1.3). En particular para los

meses de Septiembre a Noviembre se considera un periodo de transición, donde la columna de agua se homogeneiza y pierde la estratificación de los meses anteriores asociado a la llegada de los nortes. Durante este periodo de transición, se observa la mayor variabilidad de η a lo largo del año, como se muestra en la figura 16.

Tabla VI: Correlaciones mensuales y anuales entre la corriente a lo largo de la costa en la DP y η en el SAVN. Los guiones corresponden a periodos en que no hay datos de corriente o de nivel del mar. Únicamente se presentan los meses con más del 50 % de mediciones (Tabla I).

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
2007	—	—	—	—	—	—	—	—	0.68*	0.52*	0.69*	0.75*	0.32*
2008	0.73*	0.57*	0.71*	0.49*	-0.26	—	-0.03	0.76*	0.03	0.41*	-0.44	0.15	0.04
2009	0.51*	—	0.49*	0.65*	0.50*	—	0.14	0.11	0.11	—	-0.23	0.15	-0.01
2010	-0.24	0.44*	0.52*	0.68*	0.19	0.69*	-0.03	0.68*	0.51*	-0.29	0.72*	—	0.15*
2011	-0.07	0.30	-0.45*	0.46*	0.88*	—	—	—	—	0.52*	0.67*	0.74*	0.11
2012	0.61*	0.47*	0.62*	0.76*	-0.51*	0.30	-0.06	0.38	0.53*	0.75*	0.54*	0.32	0.04

* Correlación significativa con un 95 % de confianza

Al filtrar los datos de las corrientes en la DP y de η con un filtro paso-bajo de 1 cpd se observa que la mayor variación del nivel del mar a lo largo del año se encuentra dentro del periodo de transición, de Septiembre a Noviembre, con anomalías positivas de η de 0.45, 0.36, 0.28, 0.36, 0.41 y 0.33 m del 2007 hasta el 2012 respectivamente, encontrando los máximos de η durante este mismo periodo de tiempo (2.1m en Octubre, 1.92m en Septiembre, 1.82m en Octubre, 1.89m en Septiembre, 1.94m en Noviembre y 1.93m en Octubre, respectivamente). Como ya se mencionó anteriormente durante estos tres meses se registra la llegada de los sistemas atmosféricos que generan vientos del norte y en respuesta a este forzamiento, el agua se apila a lo largo de la costa y da lugar a un cambio en el nivel del mar contribuyendo a la formación de una corriente costera que se intensifica hacia el SE, en algunos casos hasta por más de 10 días. Por otra parte las anomalías negativas se encuentran alrededor de -0.22 m en promedio para todo el periodo de mediciones, encontrando los mínimos de η entre los meses de Diciembre para el 2007 y Enero y Febrero para el resto de los años (Fig. 16). También se encontró que a lo largo del año η presenta la mayor parte del tiempo alturas negativas, es decir, por debajo de la media, con 68.83, 223.70, 187.79, 172.08, 120.16 y 203.29 días del 2007 al 2012.

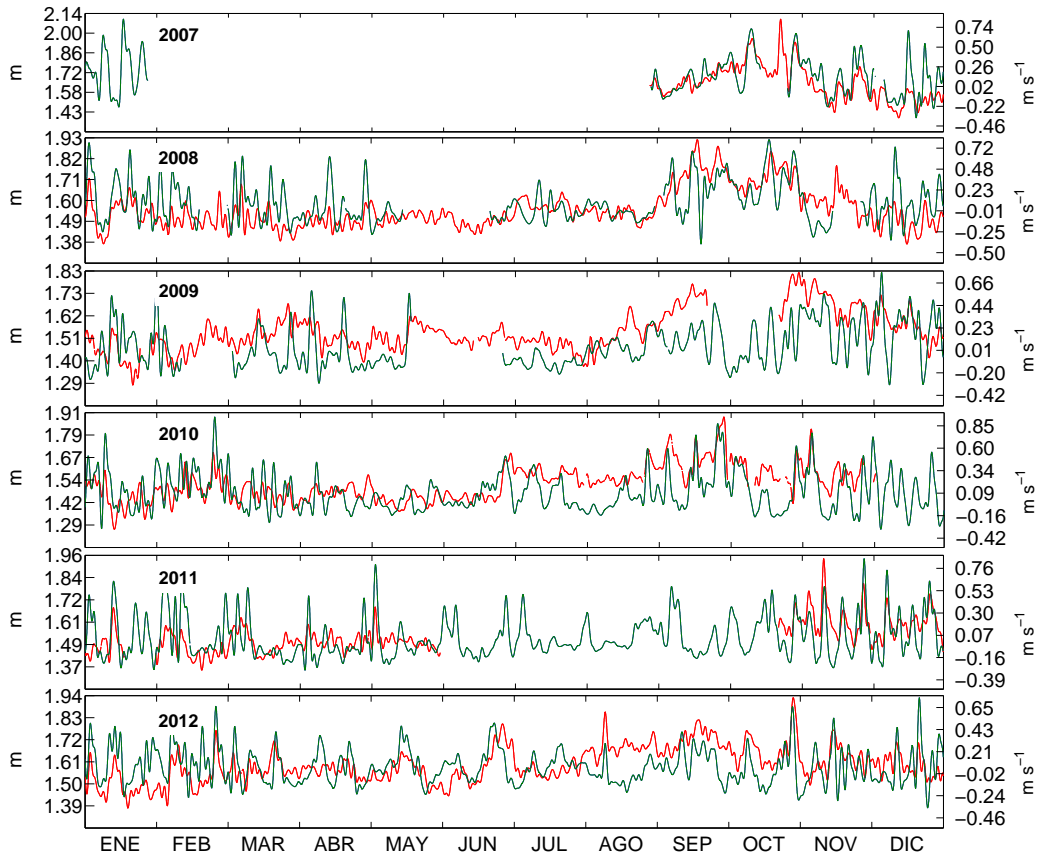


Figura 16: La línea verde es la serie de tiempo de las corrientes integradas en la vertical a lo largo de la dirección principal en ms^{-1} y la línea roja datos del nivel del mar en m, medido en Veracruz (Fig. 2), ambos filtrados con un paso-bajo de 1 cpd del 2007 al 2012.

Altura dinámica. Las bajas correlaciones encontradas en función de η indican que hay otros procesos que están modificando el nivel del mar además de las corrientes. Considerando que la altura dinámica de una superficie de presión en relación a otra, ésta se puede asociar con la temperatura, es decir, se obtienen y comparan las densidades de ambas columnas de agua integradas en la vertical sobre cada punto de referencia, donde cada uno de éstos puntos se encuentra sobre la misma línea de presión. Si ρ_1 es diferente de ρ_2 (donde ρ_1 y ρ_2 , son las densidades promediadas en la vertical para los dos puntos de referencia, entonces z_1 y z_2 (altura de la columna de agua sobre los puntos de referencia) son diferentes. Con esta diferencia de altura de la columna de agua sobre una profundidad de referencia se obtiene la pendiente de la superficie del mar; la cual es proporcional al gradiente de presión [39, 64, 92, 98]. Lo anterior se puede expresar como :

$$p_z = \int_0^z \rho_z g dz \quad (63)$$

Por lo general la densidad del océano no se mide *in situ*, sin embargo ésta se calcula a partir de mediciones de temperatura, conductividad y presión utilizando la ecuación de estado en el océano, $\rho = \rho(T, S, p)$, donde T es la temperatura, S la salinidad (35 ups) y p la presión en un punto.

Utilizando los datos de temperatura medidos por el corrientímetro y los datos del AVHRR (Fig. 17) se observa un cambio significativo de la temperatura durante el mes de Septiembre del 2008 al 2010, donde la temperatura superficial (fondo) alcanza más de 30°C (29°C), lo anterior sugiere que la columna de agua es homogénea y se expande dando lugar a un cambio en el nivel del mar en z_2 , lo que genera un gradiente de presión respecto a z_1 . Esto indica que las pequeñas variaciones en el nivel del mar podrían estar asociadas también a una leve expansión termal. La importancia que tienen estas pequeñas variaciones de temperatura [82] es que afectan directamente la profundidad que alcanza la radiación incidente en la columna de agua y asociado a esto la zonación y distribución del ecosistema arrecifal que se desarrolla y crece a mayor profundidad, independientemente del proceso físico que lo genere.

4.2.3. Estructura de la temperatura

De la temperatura medida por el corrientímetro en el fondo (~ 30 m de profundidad) y la serie de datos de satélite (AVHRR) de la temperatura superficial del mar (Fig. 17) se observa una estructura vertical homogénea durante los meses de Septiembre a Abril del 2008 al 2012, con una diferencia de la temperatura mas baja $< 1^{\circ}\text{C}$ y $\sim 1^{\circ}\text{C}$ en la temperatura más elevada entre superficie y fondo; mientras que para los meses de Mayo a Agosto se encontró que la temperatura en el fondo es menor que en superficie, asociado a la variabilidad intraestacional que se observó en la dinámica de la zona (sección 4.1.2) [82]. En general la temperatura no excede los 31°C en ninguno de los casos, lo que indica que los periodos con temperaturas mayores a este valor son muy cortos; en la Tabla VII se observa que la variabilidad de la temperatura es mayor en superficie, encontrando que la diferencia entre la temperatura mínima y máxima promedio en superficie del 2007-2012 es de 9.02°C , mientras que en el fondo es de 8.6°C para todo el periodo de mediciones. Sin embargo, en el fondo la mayor parte del tiempo se registran valores por debajo de la temperatura promedio, mientras que en superficie prácticamente la mitad del año las temperaturas se encuentran por arriba de la media. Lo anterior sugiere un balance térmico en la columna de agua que hace que la temperatura del agua en el SAVN no exceda el

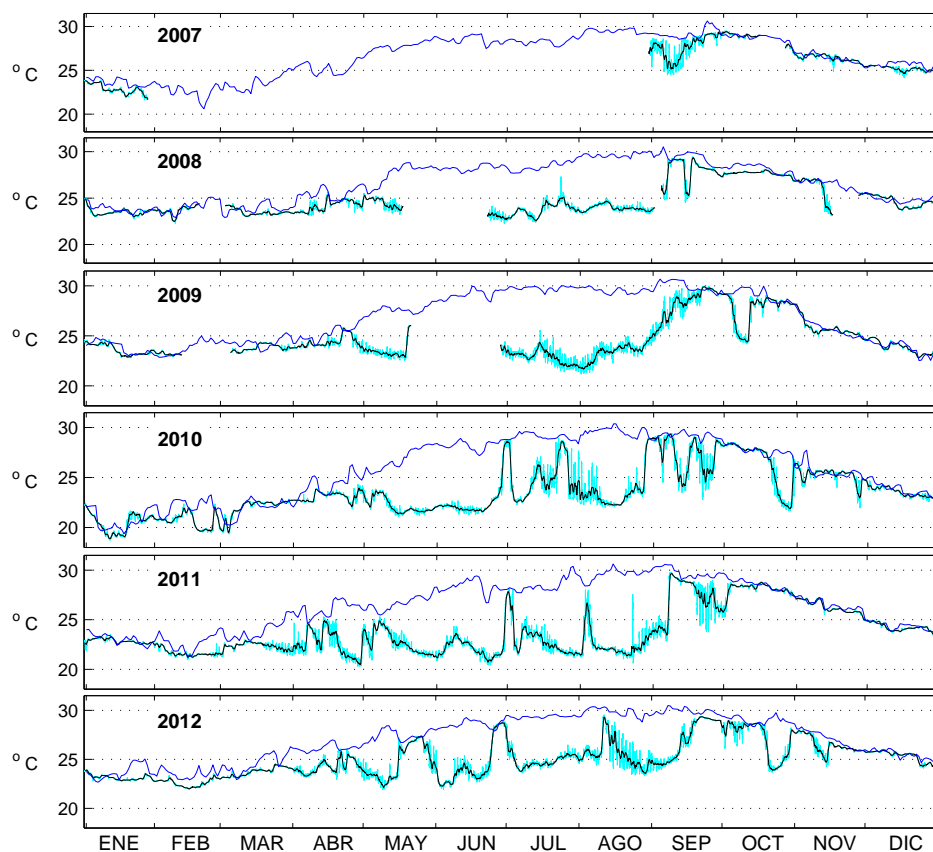


Figura 17: Temperatura del agua a ~ 30 m de profundidad con un filtro de medias móviles de 24 hrs medida con el corrientómetro (línea negra) y la temperatura en superficie (línea azul) con los datos del AVHRR del 2007 al 2012.

límite termal del sistema y por lo tanto que el estrés por temperatura de los organismos provocado por los cambios de temperatura disminuya.

La diferencia de temperatura que se observa de Mayo a Agosto en la figura 17 está asociada a la CEVAC, ya que deriva un transporte superficial fuera de la costa, por conservación de masa y continuidad este flujo es compensado por una corriente subsuperficial que proviene de la plataforma, dando lugar a un movimiento vertical del agua cerca de la costa, a este proceso se le conoce como *surgencia costera* [4, 8] (sección 4.2.2), por lo que la disminución en la temperatura del fondo se puede asociar a la intrusión de masas de agua fría que provienen de la plataforma externa o del talud y que dan lugar a una surgencia durante los meses de verano [14, 72, 116, 117, 82]. La surgencia en la zona se ve influenciada por la escala de tiempo asociada a los eventos atmosféricos que ocurren de forma estacional, además de la dinámica en general de las corrientes y a la geografía de la zona, lo que hace que la variación de temperatura en éste punto descienda o aumente al-

Tabla VII: Caracterización de la temperatura promedio en el SAVN en superficie y fondo en °C. El número de días en la tabla indica los días con una temperatura por arriba (abajo) de la media.

Profundidad	Año	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Superficie	media	26.60	26.67	26.81	25.77	26.50	27.07
	mínima	20.61	22.91	22.06	19.37	21.29	22.67
	no. de días	173	175	178	180	172	174
	máxima	30.63	30.53	30.67	30.37	30.62	30.48
	no. de días	192	191	187	185	193	192
Fondo	media	26.07	24.77	24.65	23.51	23.78	24.94
	mínima	21.62	22.27	21.16	18.72	20.31	21.94
	no. de días	65.64	198.93	203.93	224.77	221.08	208.60
	máxima	29.50	29.45	29.98	29.45	29.80	29.52
	no. de días	69.62	101.45	100	140.16	143.81	157.39

gunos grados centígrados en un periodo corto de tiempo (cuestión de horas o días), donde la variación diurna oscila alrededor de 1.5°C [82]. De acuerdo a la termodinámica que caracteriza al SAVN, ésta sugiere que para casi todo el año, excepto en los meses de verano, la columna de agua se encuentra homogénea, en este caso hasta los 30 m de profundidad, lo que genera una condición barotrópica casi todo el periodo de observaciones. Debido a la relajación de los vientos y por lo tanto a la ausencia de los eventos de “norte” (sección 4.2.1) durante los meses de verano la columna de agua se estratifica bajo las condiciones de la surgencia subsuperficial.

4.2.4. Corrientes de marea y frecuencia diurna

También se calcularon las componentes de marea, utilizando la presión y las corrientes medidas por el corrientímetro. Se encontró que las contribuciones más importantes a las componentes de marea del nivel del mar son las componentes diurnas K_1 y O_1 , mientras que la componente semidiurna M_2 en la zona presenta alrededor de la mitad de la amplitud de K_1 y O_1 (Tabla VIII). La contribución de la marea a las corrientes de acuerdo a este estudio es de $\sim 1 \text{ cms}^{-1}$, siendo de uno a dos órdenes de magnitud más pequeña que la de las

corrientes observadas. Sin embargo las características de la marea en la zona se identifican como una mezcla de las componentes diurnas y semidiurnas. Utilizando el número N [92, 93], donde $N = O_1 + K_1/S_2 + M_2$ como función de las principales componentes de marea, se encontró que las mareas se consideran predominantemente diurnas donde $N > 3$.

Por otra parte se hizo un análisis armónico a las corrientes medidas, lo que mostró además de una gran cantidad de energía en las frecuencias sub-mareales (2-10 días), un pico en la frecuencia diurna (1 cpd) (Fig. 18), independientemente de que la energía de la corriente en esta dirección sea muy pequeña. Basándonos en este resultado, se ajustó una elipse a la componente diurna de las corrientes del 2007-2012, con la cual puede describirse el movimiento horizontal del agua a lo largo del día. Las elipses se obtuvieron con los promedios horarios menos el valor promedio de todo el año; éstas muestran una rotación anticiclónica con un semi-eje mayor de 0.030, 0.012, 0.024, 0.013, 0.012 y 0.022 ms^{-1} y un ángulo promedio medido en sentido anti-horario respecto al Este de 14.88° , 31.75° , 11.26° , 49.35° , 37.74° y 34.93° . Estas variaciones se pueden observar en la figura 19, cabe señalar que los valores que se obtuvieron para el 2007 únicamente describen la variabilidad horizontal de las corrientes de Septiembre a Diciembre, y como ya se mencionó anteriormente (sección 4.1.1), la dinámica oceánica para estos meses es muy intensa. Las máximas amplitudes de las elipses para los cinco años se observaron a las 00:00 y 12:00 hrs (GMT). Al ser ésta una señal elíptica, la componente diurna se puede caracterizar por su excentricidad

$$e = \sqrt{1 - \left(\frac{b}{a}\right)^2} \quad (64)$$

las cuales fueron de 1.00, 0.92, 0.98, 0.89, 0.93 y 0.94 del 2008 al 2012, por lo que mientras más cercanas a uno se asocian a un cambio rápido en la dirección de las corrientes.

4.2.5. Modelo para las corrientes en el SAV Norte

La alta correlación entre las corrientes medidas a lo largo de la DP y la CEVAC local y remota sugieren el planteamiento de un modelo teórico para las corrientes en el SAV Norte considerando el esfuerzo del viento con un desfase respecto a las corrientes. En este trabajo se propone un modelo de regresión lineal múltiple, de acuerdo a Dzwonkowski y Park (2010) [33], el cual considera el esfuerzo del viento a lo largo de la costa local, sobre la plataforma de TAVE y LATEX, los desfases, que son los obtenidos de las correlaciones (sección 4.2.1) y las medias móviles del esfuerzo del viento a lo largo de la costa con una ventana de 36 hrs. La ecuación que describe el modelo es la siguiente:

Tabla VIII: Constituyentes diurnos y semidiurnos de la marea para el nivel del mar (NM) y las corrientes (CO) en la DP (cms^{-1}).

Constituyentes	Periodo (hrs)	2007		2008		2009		2010		2011		2012	
		NM	CO	NM	CO	NM	CO	NM	CO	NM	CO	NM	CO
<i>Diurnos</i>													
K_1	23.93	16.11	1.45	17.11	0.24	16.51	0.42	16.16	0.56	15.33	0.25	14.80	1.01
O_1	25.82	17.96	0.41	17.47	0.68	17.26	0.18	16.12	0.19	15.53	0.48	14.71	0.26
P_1	24.07	4.33	1.08	4.78	1.22	4.66	0.42	4.31	0.39	5.27	0.23	5.00	0.63
<i>Semidiurnos</i>													
M_2	12.42	8.59	0.35	8.59	0.12	8.49	0.18	8.55	0.03	8.81	0.05	8.81	0.10
S_2	12.00	2.15	0.77	2.10	0.30	2.13	0.26	2.28	0.27	2.11	0.21	2.24	0.18
N_2	12.66	2.35	0.25	2.19	0.06	2.04	0.13	2.12	0.06	2.24	0.11	2.14	0.02

$$C = a_0 + \frac{a_1}{\Delta T} \int_{t_1}^{t_2} \frac{\tau_{SAV}}{\rho H} dt + \frac{a_2}{\Delta T} \int_{t_3}^{t_4} \frac{\tau_{TAVE}}{\rho H} dt + \frac{a_3}{\Delta T} \int_{t_5}^{t_6} \frac{\tau_{LATEX}}{\rho H} dt \quad (65)$$

donde a_n representa los coeficientes que se obtuvieron por el método de mínimos cuadrados, a_0 considera los procesos que no están incluidos en el modelo pero que tienen una importante contribución a la corriente promedio, por lo que esta variable tiene distintas unidades que los otros coeficientes; τ_{SAV} , τ_{TAVE} y τ_{LATEX} son el esfuerzo del viento en las tres zonas a lo largo de la costa del GoM, $t_i (i = 1, \dots, 6)$ son los límites de las medias móviles en las series de tiempo, ρ es la densidad promedio y H la profundidad.

Los coeficientes se calcularon para los datos del año 2012 y posteriormente se aplicaron a las series de datos del 2007-2012. Con las nuevas series de tiempo de corrientes modeladas, se obtuvieron las correlaciones anuales entre la serie observada y la serie numérica, encontrando valores de 0.85, 0.75, 0.82, 0.81, 0.80 y 0.73 del 2007-2012 respectivamente, con un promedio de 0.79, lo que significa que en general el modelo teórico reproduce satisfactoriamente las corrientes durante los eventos más significativos dentro de la dinámica de la zona. Las corrientes modeladas reproducen los eventos más fuertes en otoño-invierno con una intensidad muy similar a la de los datos observados, en la mayoría de los casos, así como las corrientes hacia el NO entre cada uno de los eventos de norte; sin embargo los eventos que ocurren en verano son subestimados por el modelo (Fig. 20).

Cabe señalar que este modelo simple no considera la contribución del gradiente de presión a lo largo de la costa y tampoco la influencia de los remolinos fuera de la plataforma, lo cual podría ser importante para el desarrollo e intensificación de los eventos, principalmente en los meses de verano, sin embargo a pesar de que el modelo se desarrolla a partir del esfuerzo del viento a lo largo de la costa, reproduce la mayor parte de la variabilidad de las corrientes observadas en el SAV Norte, principalmente la asociada a los nortes.

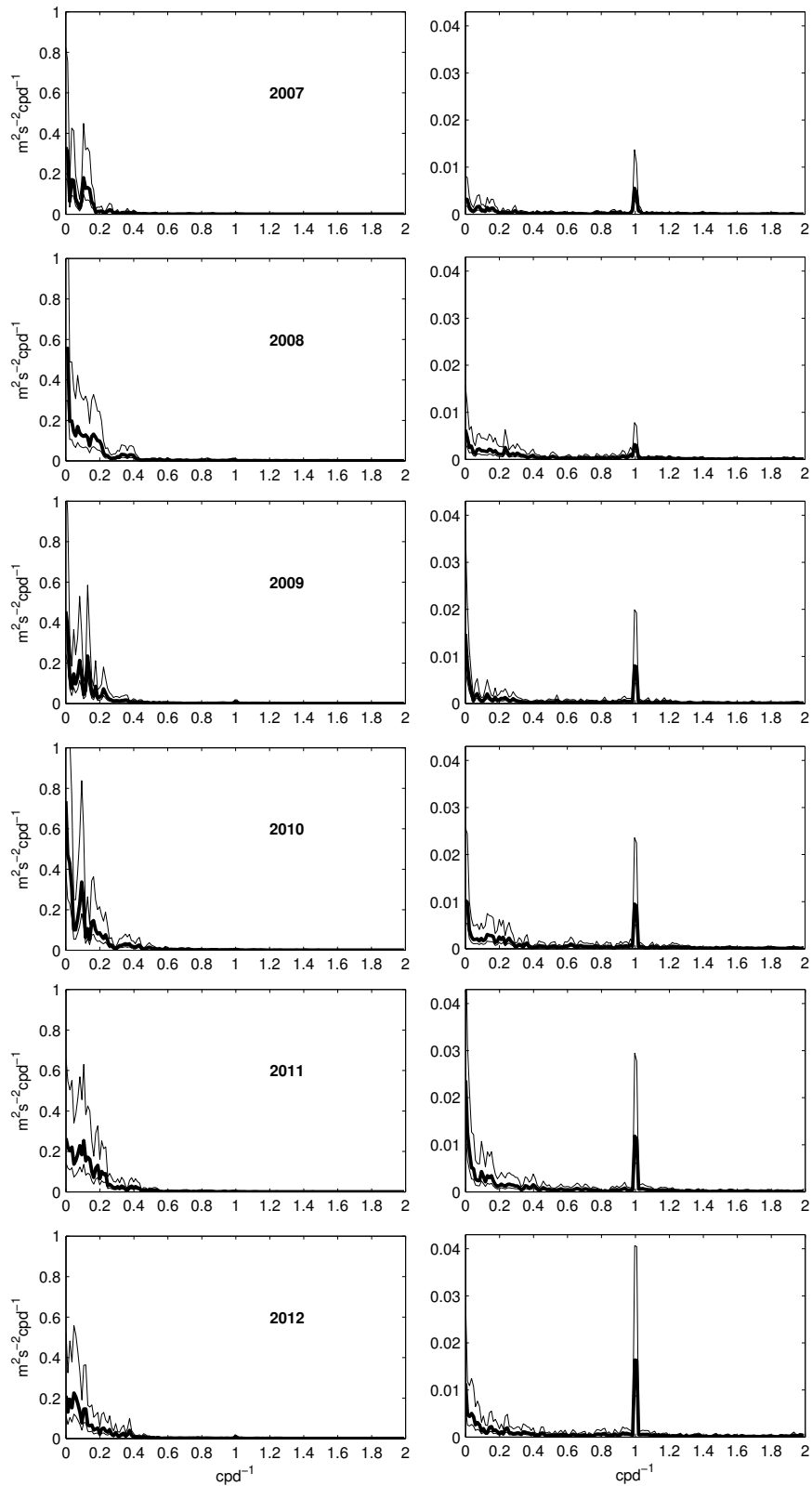


Figura 18: Densidad de la potencia espectral de las corrientes a lo largo de la costa en la DP (columna izquierda) y en la DS (columna derecha) del 2007 al 2012. Las líneas delgadas representan los límites de confianza en un 95%. Cabe señalar que la escala de cada dirección es diferente.

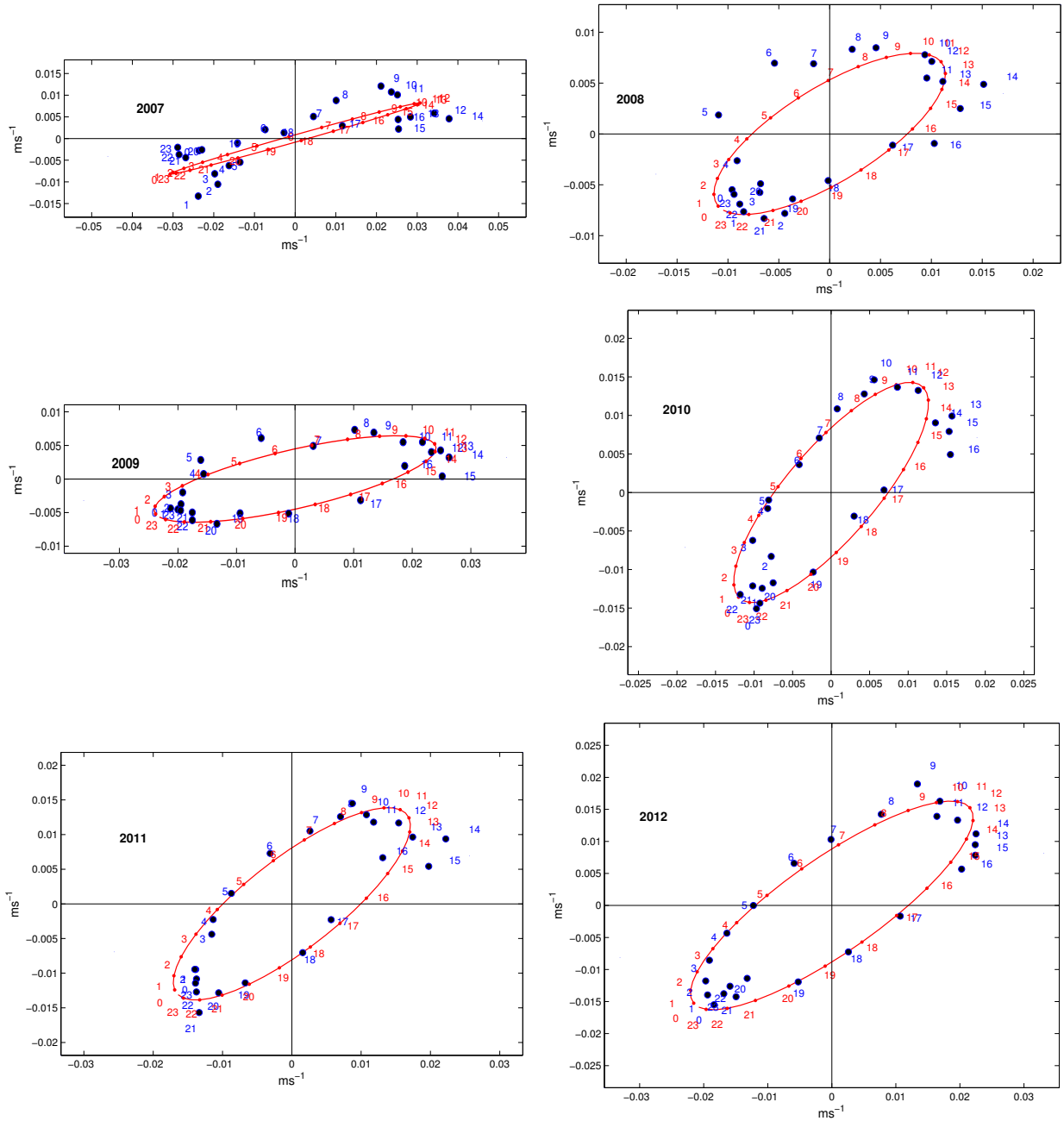


Figura 19: Los círculos negros son los datos horarios promediados y los círculos rojos indican la elipse ajustada para cada año.

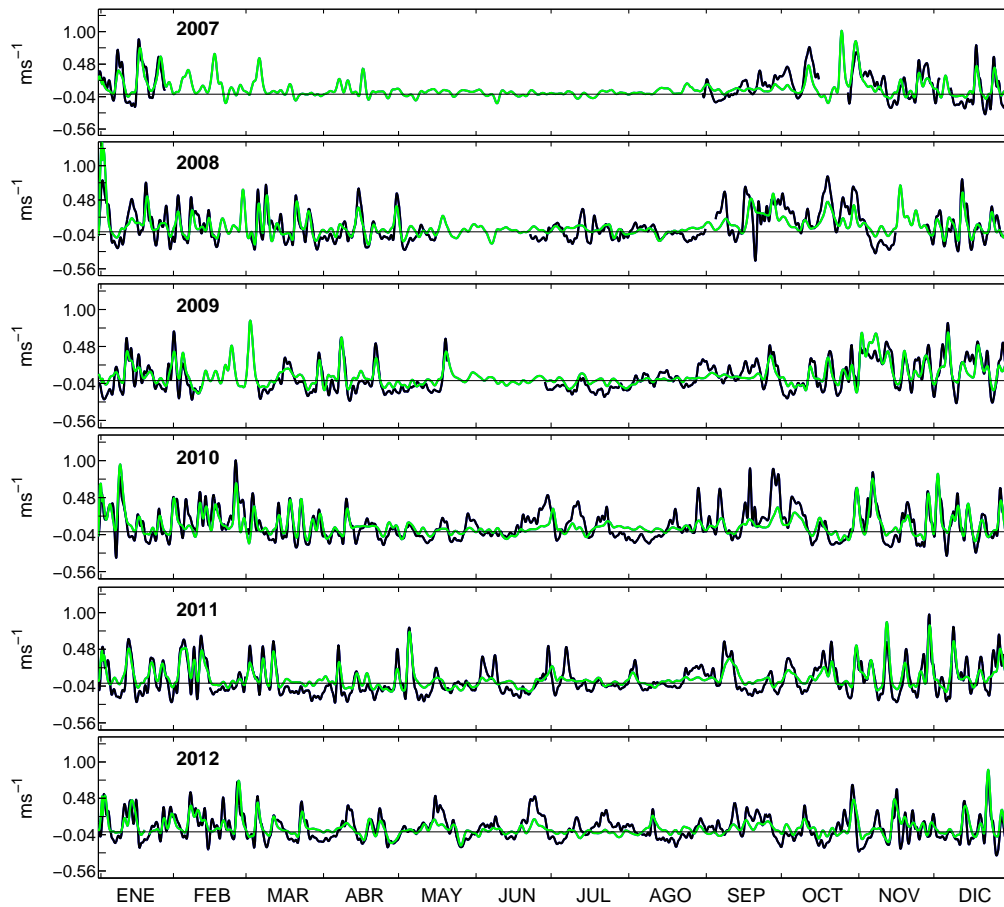


Figura 20: Series de tiempo de la corriente promediada en la vertical a lo largo de la dirección principal (línea negra) comparada con las corrientes obtenidas del modelo teórico (línea verde) del 2007-2012.

4.3. Eventos climáticos que afectan el SAV Norte

De acuerdo a los resultados obtenidos por Allende-Arandía et al. [2] la dinámica de la zona se correlaciona más de 0.70 con las fluctuaciones atmosféricas. Para poder establecer un futuro escenario del SAV Norte ante eventos de cambio climático a continuación se hace un análisis decadal desde 1991 hasta el 2000 con datos de viento del NARR y de los modelos globales MIROC3.2 y ECHAM/MPI-OM.

4.3.1. Caracterización de los vientos

Los diagramas de dispersión de 1991-2000 de las componentes N-S y E-O del viento a 10 m sobre la superficie en el punto de malla más cercano al área de estudio, muestran una media de los vientos del NE en las tres bases de datos. Sin embargo, tanto los datos del MIROC3.2 como los del ECHAM/MPI-OM (Fig. 21b y 21c) no muestran una clara orientación de los vientos por efectos orográficos, es decir, los datos del NARR (Fig. 21a) evidencian la presencia de la Sierra Madre Oriental, dándole un cambio de dirección al viento y amplificando la señal a lo largo de la componente N-S cerca de la costa. Es evidente que el hecho de ser modelos globales de baja resolución espacial influye directamente en un análisis de datos a una escala menor, sin embargo la dirección preferencial de los vientos se conserva.

Utilizando los datos del NARR entonces se calculó el porcentaje de ocurrencia climatológico de la dirección del viento para cada uno de los meses del año. En la figura 22 se observa que la mayor parte del año, entre el 50% y 60% del tiempo el viento proviene del NE, siendo predominante la componente del N sobre la del S para todos los meses (Fig. 22a) y una marcada estacionalidad para la componente del viento del E (Fig. 22b). Lo anterior sugiere que la componente E-O del viento tiene una influencia directa sobre la dinámica y termodinámica de la zona. Esto coincide con lo reportado en estudios de mesoescala en la parte sur del GoM donde los vientos que prevalecen presentan una tendencia hacia el O, sin embargo la dirección de los vientos dentro del GoM responden de forma estacional a la posición de los sistemas de alta presión. Durante verano estos sistemas se mueven desde el NE hacia el interior del Golfo, generando así vientos del SE [116, 30]; mientras que durante otoño-primavera numerosos frentes fríos interrumpen el patrón de vientos generando vientos del N. En general el sistema de vientos en la región del GoM tiene una dirección hacia el E-SE en otoño-primavera y hacia el E-NE en primavera-invierno, dominado por las fluctuaciones estacionales de los sistemas atmosféricos que introducen

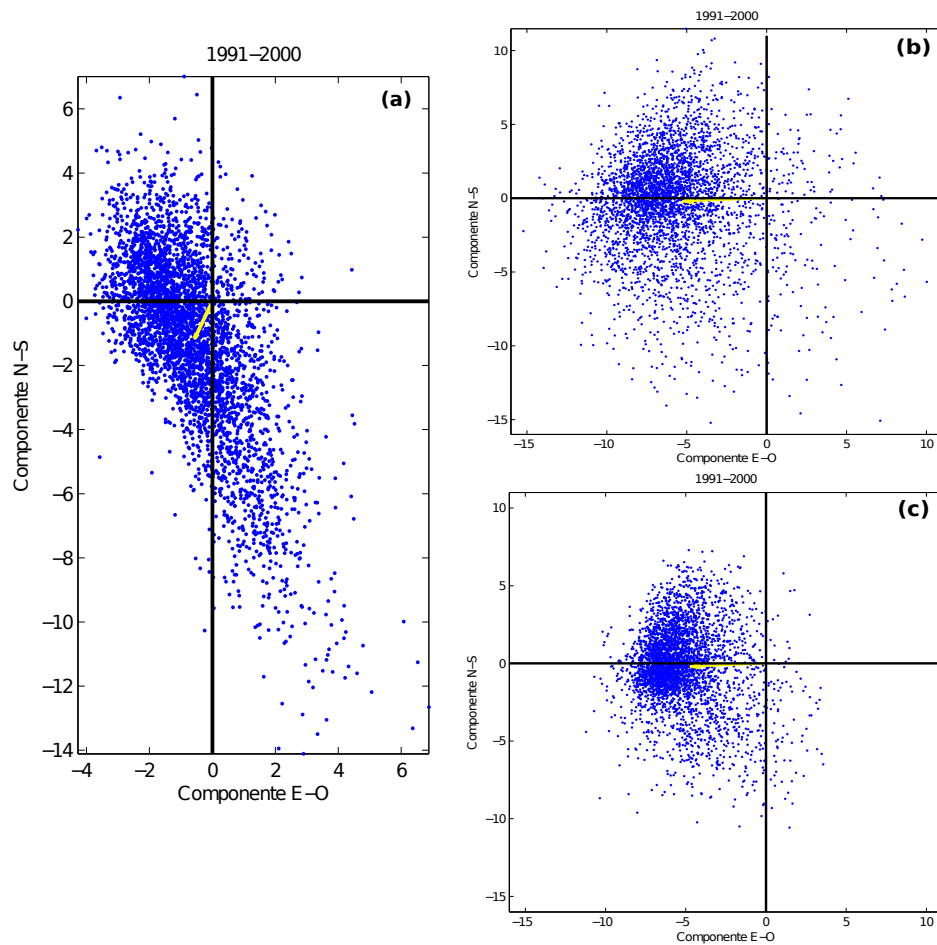


Figura 21: Diagrama de dispersión. Representa la variabilidad del viento N-S, E-O (puntos azules) en relación a la velocidad promedio (flecha amarilla) de 1991-2000. (a) NARR, (b) ECHAM/MPI-OM y (c) MIROC3.2.

una variabilidad de otoño a invierno debido a las incursiones frontales o “nortes” y de primavera a verano por tormentas tropicales las cuales incluyen a los huracanes [48].

4.3.2. Interacción océano-atmósfera

De manera estacional, los vientos presentan una fuerte variabilidad cambiando el signo de la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa en extremas condiciones, por lo que los vientos dominantes del SE y los eventos de norte en la zona inducen las corrientes costeras. En particular se ha identificado una inversión de la corriente frente a las costas de Veracruz que va hacia el NE de Mayo a Agosto (agua fría, con un máximo en Julio) y en dirección SW de Septiembre a Abril, debida principalmente a la componente del

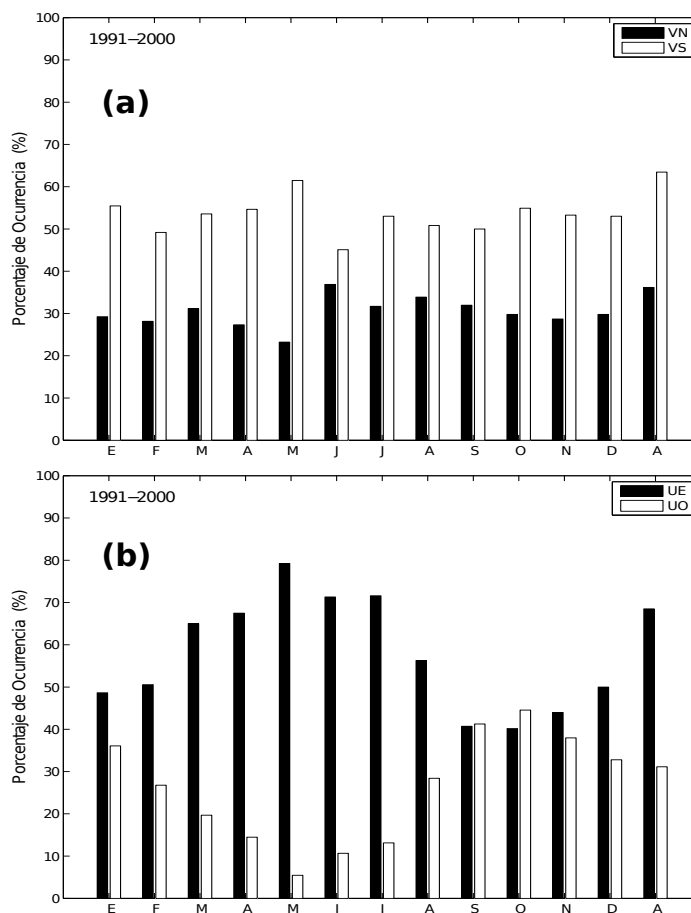


Figura 22: Porcentaje de ocurrencia de las componentes del viento en el SAV, en los datos del NARR, para el periodo de 1991-2000. En (a) se observa la componente del viento N (barras negras) – S (barras blancas) y en (b) la componente E (barras negras) – O (barras blancas).

esfuerzo del viento a lo largo de la costa [116, 117, 30, 2]; misma que se observa en la figura 23. Dicha estacionalidad se conserva obteniendo la climatología de la DP (componente de máxima varianza) para el periodo de 1991-2000 con datos del NCOM. La importancia del viento sobre la circulación en los arrecifes coralinos ha sido muy estudiada, sin embargo se ha demostrado que el efecto del viento es importante en áreas someras sujetas a eventos intensos de viento caracterizado por un cambio repentino en su magnitud y dirección [114], es decir que el comportamiento de la circulación bajo condiciones atmosféricas variables define la descripción de los procesos físicos en un sistema arrecifal [23].

La persistencia y aumento en la frecuencia de esta variabilidad atmosférica favorece la mezcla de las masas de agua estratificadas, estableciendo un ciclo estacional bien definido con periodos de la columna de agua bien estratificados de Mayo a Agosto y periodos homogéneos de Septiembre a Marzo; asociados a eventos de surgencia y hundimientos,

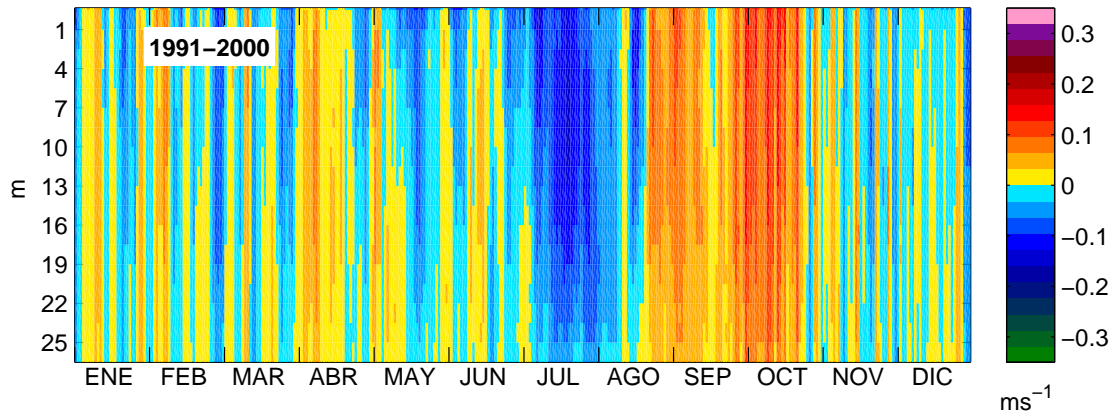


Figura 23: Climatología de la DP de la corriente para el periodo 1991-2000 con datos del NCOM. Los valores positivos (negativos) indican una dirección SE (NO) de la corriente.

respectivamente [116, 117, 82]. La estacionalidad de este sistema puede hacer que la temperatura del agua descienda varios $^{\circ}\text{C}$ en cuestión de horas. Mateos-Jasso et al. (2012) [82] reportan que el 79% del tiempo la temperatura superficial es $\geq 29^{\circ}\text{C}$ para los meses más calientes (de Julio a Octubre) en la zona, sin embargo más del 35% del tiempo el agua alcanza temperaturas superficiales mayores a 30°C , con un rango de variación diurna de $\sim 0.8\text{-}1.5^{\circ}\text{C}$, con temperaturas mínimas $\sim 22^{\circ}\text{C}$ en superficie y fondo para los meses de invierno y en el fondo durante los meses de verano.

Utilizando los datos del modelo NCOM se identificó la ocurrencia de la temperatura mayor de 29°C (Fig. 24). Dentro del periodo de estudio se encontró que de Junio a Octubre (Septiembre) la temperatura supera por 0.75°C (0.30°C) durante 110 (12) días en superficie (fondo) la temperatura máxima promedio; asociado a la pérdida de la estratificación por la entrada de los “nortes” a la zona que hacen que la columna de agua sea homogénea (sección 4.2.3). Si se analiza el contenido de calor integrado en la columna de agua, se observa un máximo en el mes de Octubre (Fig. 25a), parte del calor que después será liberado a la atmósfera durante los meses subsecuentes. Es evidente que el calor es acumulado en las capas superficiales de la columna de agua ($< 10\text{ m}$), sin embargo los eventos atmosféricos asociados, hacen que existan pequeñas variaciones que generan máximos en los meses de transición (Agosto-Octubre) donde el flujo de calor hacia la atmósfera es importante (Fig. 25b). Localmente se observan temperaturas promedio del aire cerca de la superficie de 26.6°C , máxima (mínima) en los meses de Julio-Agosto (Enero-Febrero) alcanzando los 30.1°C (21.8°C), lo que coincide con lo descrito anteriormente y lo reportado en la

literatura.

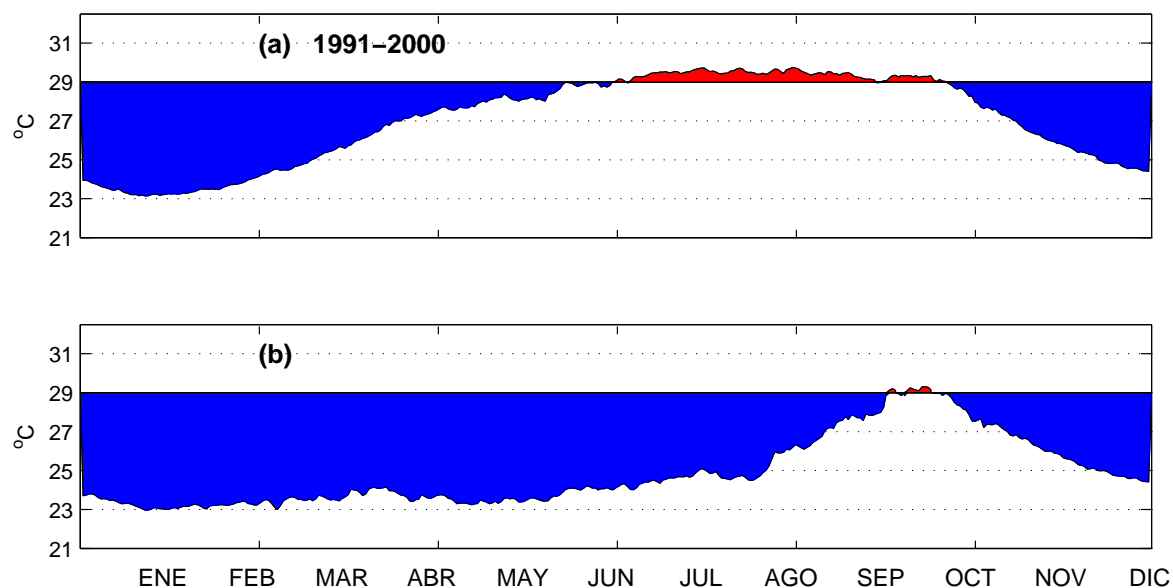


Figura 24: Climatología 1991-2000 de la temperatura máxima promedio en (a) superficie y (b) fondo. El área roja (azul) indica el periodo de tiempo en que la temperatura del agua es mayor (menor) a 29°C.

4.4. Impacto ecológico asociado a un cambio climático

4.4.1. Límite termal de los ecosistemas arrecifales

En interacción el océano y la atmósfera pueden llegar a afectar la productividad, la dinámica poblacional, la abundancia y distribución de un ecosistema completo [78, 66]. La mayor parte de las especies tienen asociado un rango térmico, de humedad y de radiación, relacionado con su fenología y fisiología y como consecuencia del aumento de la temperatura y la variación en el reparto de las precipitaciones asociadas al cambio climático, numerosas especies han modificado su hábitat aumentando o disminuyendo su rango de distribución [78]. Existe cierto consenso acerca de que los efectos biológicos del cambio climático relacionados con la dinámica poblacional y la estructura de las comunidades, serán más afectadas en latitudes altas, donde las poblaciones de especies adaptadas a aguas más calientes desplazarían a las nativas [27].

La mayoría de las proyecciones climáticas revelan que estas tendencias se incrementarán rápidamente en los siguientes 50 años [50]; se espera un calentamiento de 0.1°C por

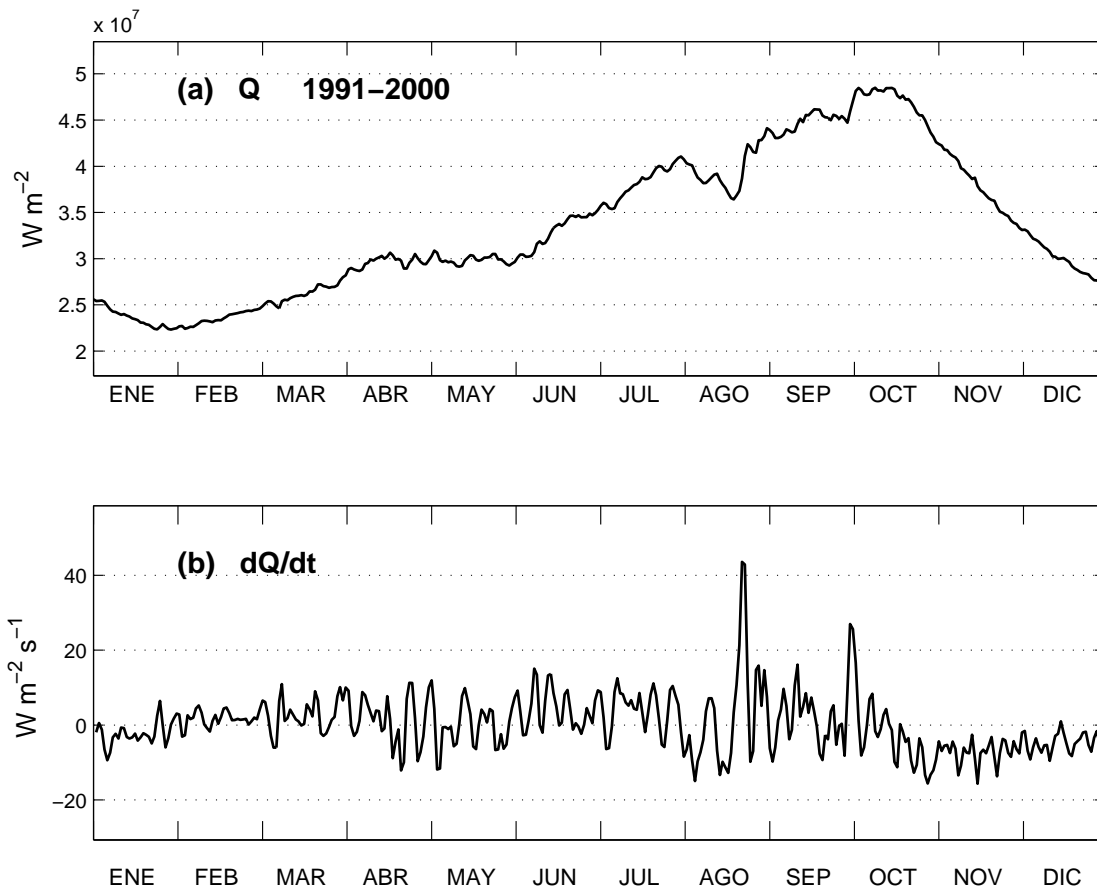


Figura 25: (a) Climatología 1991-2000 del contenido de calor (Q) integrado en la columna de agua y (b) el cambio de Q a lo largo del tiempo de la simulación con el NCOM.

década a pesar de la lenta respuesta del océano. Sin embargo, el promedio global de la temperatura se incrementa entre 0.15 y 0.3°C por década desde 1990 hasta el 2005 [55]; dicho calentamiento del sistema se ha detectado en cambios en la temperatura superficial del océano y en la temperatura superficial del aire [89] en conjunto con la elevación del nivel de mar. Lo anterior se observa con datos del NARR al calcular para el periodo de estudio la diferencia de temperatura promedio del aire cerca de la superficie del mar con la máxima temperatura superficial del mar, siendo de $\sim 3.5^\circ\text{C}$; lo que sugiere un flujo de calor constante del mar hacia la atmósfera y hacia zonas más profundas, además de una gran cantidad de calor acumulado al paso del tiempo durante los meses más cálidos hasta llegar los meses de transición (Fig. 25a).

El desarrollo y crecimiento de este tipo de ecosistemas coincide con temperaturas del agua entre 18 y 30°C [107]. Durante periodos de calentamiento se han observado impactos sustanciales en la estructura de las comunidades de los arrecifes coralinos; a pesar de

los altos rangos de temperatura en que se desarrollan, los arrecifes en general han estado expuestos a condiciones de estrés, principalmente estrés térmico, es decir, cuando las temperaturas del agua exceden la temperatura promedio de los meses más cálidos en más de 1°C por varias semanas. Lo anterior se traduce en que probablemente se exceda la tolerancia fisiológica de los organismos y de lugar a una alteración del ecosistema no sólo a nivel local sino también a gran escala. Lo anterior se puede cuestionar si se toma en cuenta que la variación estacional de la temperatura en aguas tropicales es de 2°C [65]. En el caso particular del SAV, como se mencionó anteriormente, en un análisis climatológico con datos del modelo NCOM, la temperatura no se eleva más de 1°C con respecto al nivel crítico (29°C), durante los meses más cálidos, de Agosto a Octubre, alcanzando una diferencia máxima de 0.75°C en superficie. Considerando que las temperaturas más altas se observan en superficie, cabe señalar que la diferencia de la temperatura máxima (mínima) a lo largo de la década de estudio es de 0.027°C (0.32°C), lo que indica que las temperaturas máximas presentan un aumento muy por debajo de la temperatura máxima promedio, sin embargo la temperatura mínima promedio ha disminuido en los meses de Abril-Mayo. Probablemente lo anterior se debe principalmente a la entrada de agua fría que proviene de la plataforma durante estos meses, indicando una pérdida de calor hacia el fondo. Por otra parte en el fondo la máxima temperatura disminuye en 0.32°C y las mínimas descienden aún más en 1.49°C ; lo que favorece al enfriamiento de la columna de agua por efectos del cambio climático.

4.4.2. Escenarios de cambio climático

Los escenarios futuros para México apuntan hacia un aumento del riesgo climático, dado que las proyecciones para las temperaturas han resultado ser similares o superiores a las presentadas durante eventos extremos en el pasado [21], lo que hace indispensable identificar los posibles impactos y la vulnerabilidad de los sistemas para plantear las estrategias necesarias de adaptación y mitigación ante dichos escenarios.

A diferencia de lo que publica el IPCC en relación a las proyecciones futuras de este tipo de ecosistemas, la zona del SAV presenta cambios atmosféricos regionales, los cuales son espacialmente heterogéneos, donde el cambio climático es más importante en el contexto de las respuestas ecológicas [38]. Es entonces de gran importancia entender como es que cada uno de los organismos percibe las variaciones ambientales que dan lugar a un impacto en el ecosistema y cómo es que estas señales se transmiten en una respuesta que se pueda

observar. Generalmente los regimenes climáticos afectan la distribución de las especies en específico su fisiología en cuanto a su tolerancia a la temperatura y precipitación [113].

Dado que la dinámica de los arrecifes en el SAV está determinada por el forzamiento atmosférico, de acuerdo a lo que ya se mostró en la sección 4.2.1, se analizaron datos de dos de los modelos que considera el IPCC para reportar posibles escenarios futuros por efectos del cambio climático. Se comparó entonces la dirección de los vientos en una proyección a la década de 2091-2100 con datos de los modelos MIROC3.2 y ECHAM/MPI-OM. De acuerdo a los resultados obtenidos, se observan diferencias entre una década y otra en cuanto al número de días, es decir, en una proyección futura, el número de días con vientos del SO aumentará (Tabla IX) y por lo tanto se tendrá un menor número de días con eventos de norte en la zona, al disminuir los días de ocurrencia del viento del NE (Fig. 26), principalmente del N (Fig. 26a); haciendo que la columna de agua permanezca estratificada la mayor parte del año. Al calcular el porcentaje de ocurrencia de la diferencia anual entre ambas décadas, [1991-2000]-[2091-2100], para ambos modelos, también se encontró que habrá mayor ocurrencia del viento del SO (valores positivos) y menor ocurrencia de viento del NE (valores negativos) (Fig. 27), lo que es consistente con el número de días. Si los datos indican que el viento del SO ocurre con mayor frecuencia, entonces se podría pensar que ambas décadas son diferentes, sin embargo, éstas no son significativamente diferentes al rechazarse H_0 en una prueba de distribución *t-Student* con un intervalo de confianza de 90 % y 95 % y un número de muestra de 7292 días. $H_0 : 1991-2000 \neq 2091-2100$.

Tabla IX: Número de días de la dirección preferencial de cada una de las componentes del viento. Las direcciones indican de donde viene el viento.

Modelo	MIROC3.2				ECHAM/MPI-OM			
Década	E	O	N	S	E	O	N	S
1991-2000	3562	84	1931	1715	3453	193	1735	1911
2091-2100	3583	61	2297	1347	3476	168	1858	1786

Los extremos climáticos relacionados a oscilaciones naturales y establecidas con tendencias a largo plazo, son también importantes en el cambio de la variabilidad en un futuro; por lo que la existencia de las diferentes respuestas de los sistemas biológicos a un presunto cambio climático inducido por factores como los cambios en los patrones de temperatura probablemente estén determinados por la variabilidad, intensidad y magnitud

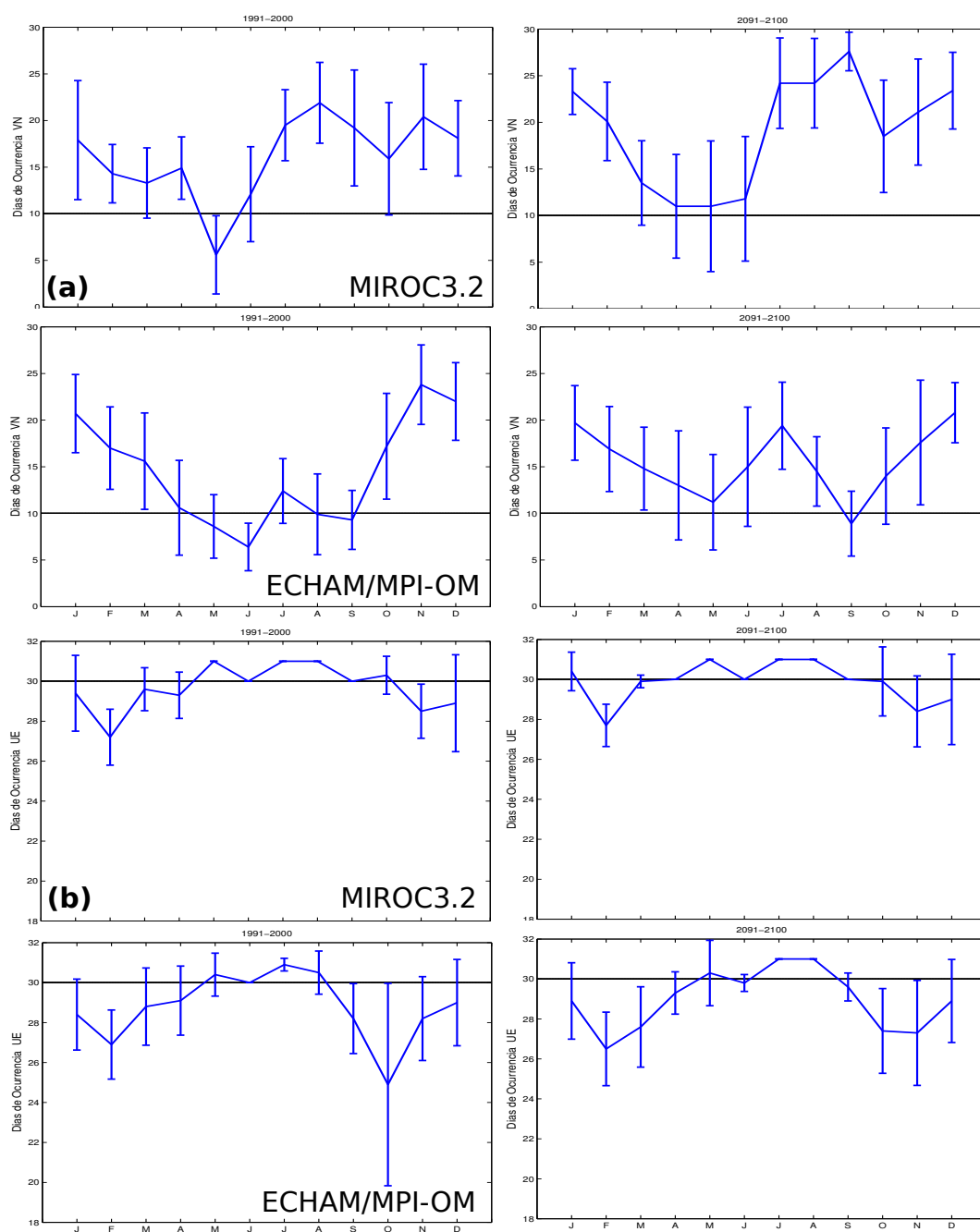


Figura 26: Promedios mensuales de viento del N (a) y del E (b) para las décadas de 1991-2000 y de 2091-2100, las barras indican el intervalo de confianza mensual para ambos modelos.

espacio-temporal de éstos así como la capacidad de adaptación de los sistemas biológicos [56].

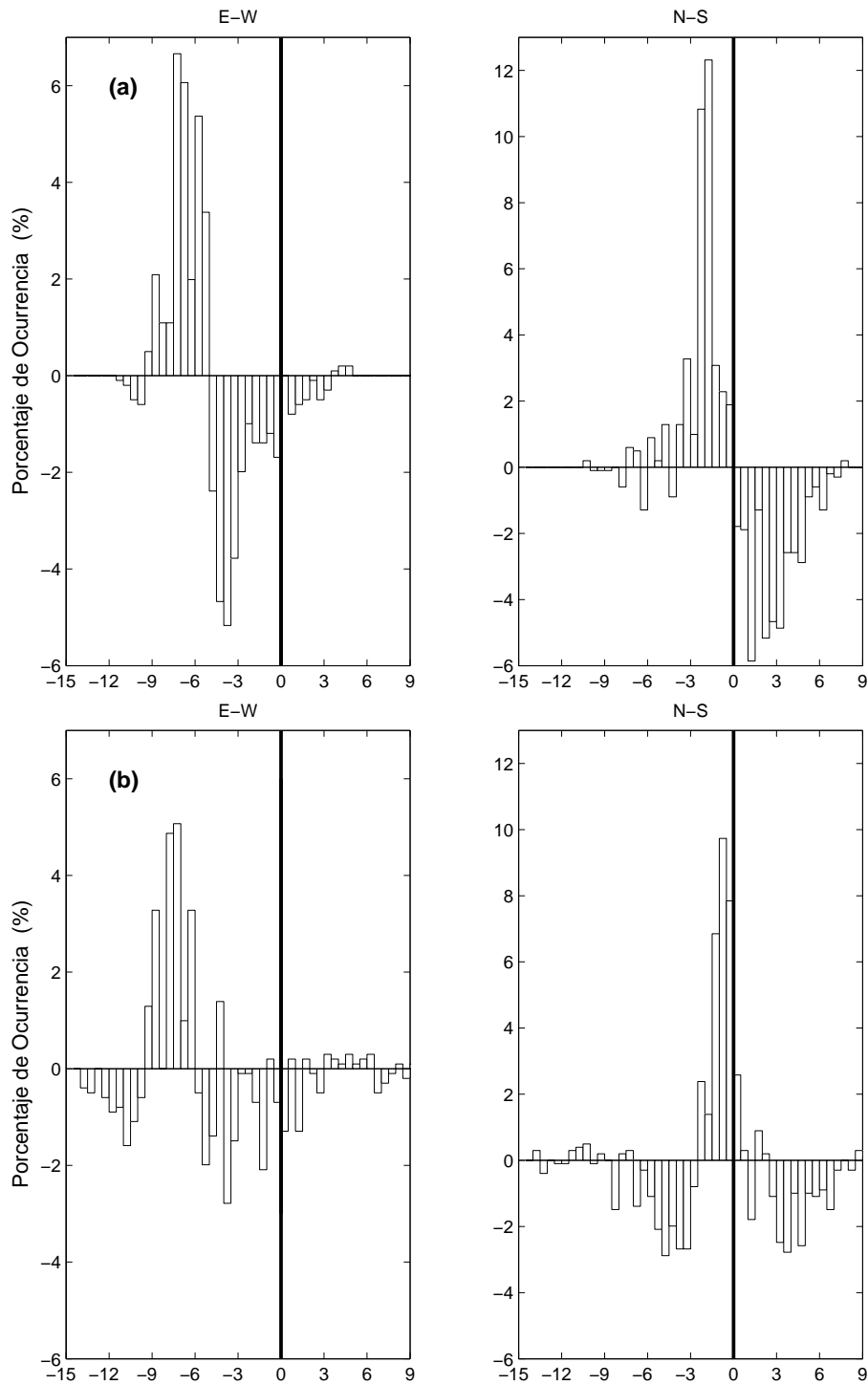


Figura 27: Diferencia anual del porcentaje de ocurrencia de las componentes del viento [1991-2000]-[2091-2100] de los modelos del IPCC, (a) MIROC3.2 y (b) ECHAM/MPI-OM.

5. CONCLUSIONES

Lo observado :

Este trabajo describe y analiza las corrientes en el SAV Norte, su variabilidad en diferentes escalas de tiempo y los mecanismos de forzamiento, utilizando seis años de mediciones. Los resultados muestran que la circulación en la zona está determinada, principalmente, por la influencia del viento y que la contribución de los giros de la Bahía de Campeche. La contribución de la marea es muy baja. Lo anterior se muestra al desarrollar un modelo simple basado en el esfuerzo del viento a lo largo de la costa, el cual reproduce la mayor parte de la variabilidad de las corrientes observadas.

La circulación en el SAVN tiene una gran contribución energética en la escala de tiempo asociada a los eventos atmosféricos con una duración de 2-10 días, que hacen que la corriente cambie de intensidad y dirección con esa frecuencia.

Las corrientes más intensas que ocurren en la zona caracterizadas por una duración de 2-4 días, se observan principalmente de Septiembre a Marzo. Estos eventos de intensificación de la corriente tienen una dirección SE, alcanzando magnitudes mayores a 0.5 ms^{-1} y en algunos casos hasta más de 1 ms^{-1} ; son generadas por los “nortes” que entran al GoM durante los meses de otoño-invierno. Por otra parte, las corrientes en dirección NO ocurren con mayor frecuencia entre los meses de Abril a Agosto, en promedio siendo más débiles que las anteriores, con magnitudes menores de 0.40 ms^{-1} la mayor parte del tiempo.

Los promedios anuales muestran que entre el 45% y 60% del tiempo las corrientes en el SAVN tiene una dirección SE, sin embargo se observa una importante variabilidad interanual, la cual es evidente cuando se analizan los promedios mensuales.

Durante la época de tormentas tropicales, ondas del este y ciclones tropicales que se generan en la atmósfera y atraviesan el sur del GoM, dan lugar a vientos del norte que llegan al SAV e inducen corrientes relativamente intensas con una duración mayor que las que se observan durante otoño-invierno en dirección SE.

Las corrientes en el SAVN son debidas principalmente al forzamiento del viento y la contribución por mareas es muy pequeña, sin embargo hay una contribución significativa de los giros de mesoescala que ocurren dentro del GoM en las corrientes observadas sobre la plataforma, principalmente cuando los vientos se debilitan.

En cuanto a la termodinámica en el SAV es necesario conocer la dinámica atmosférica para determinar la estructura vertical de la temperatura, sin embargo existe una estacio-

nalidad bien definida donde la columna de agua se encuentra homogénea y se estratifica en los mismos periodos de tiempo en que la corriente tiene una dirección SE y NO respectivamente.

Las proyecciones :

Existe una gran duda a cerca de los escenarios que se han planteado hasta hoy debido a la incertidumbre que hay en cuanto a las emisiones, la variabilidad natural del sistema y a las asociadas a los modelos climáticos globales, incluyendo los modelos del IPCC. Existen algunas diferencias entre cada uno de los modelos utilizados en este estudio en cuanto a las proyecciones de cambio climático, de acuerdo a los análisis que se realizaron para los periodos [1991-2000] y [2091-2100], éstos no son significativamente diferentes uno del otro con un intervalo de confianza del 95 %. Sin embargo en el modelo MIROC3.2 por su mayor resolución espacial es posible apreciar con mejor detalle la variabilidad temporal de los datos de viento utilizados para la descripción climática del SAV.

A pesar de no ser concluyente, de acuerdo a los resultados obtenidos para una proyección a futuro se puede esperar que de acuerdo al patrón de viento de 2091-2100 la zona tendrá mayor número de días con viento del SE, lo que significa un aumento en los eventos de estratificación y por lo tanto veranos más largos y débiles. Si la columna de agua se encuentra estratificada, entonces los periodos de tiempo en que la columna de agua se encuentra homogénea serán más cortos ya que el número de días de viento del NE disminuye. Esto último significa que considerando la influencia del viento, existe un menor riesgo de tener altas temperaturas superficiales para que los meses más cálidos no excedan el límite termal del ecosistema.

Lo anterior depende en gran medida de la dinámica atmosférica, sin embargo estadísticamente no existe diferencia significativa entre la década de 1991-2000 y 2091-2100; por lo tanto el deterioro del SAV, de acuerdo los resultados de este estudio, no se puede asociar al cambio climático. Posiblemente se debe a la influencia antropogénica principalmente y a otras variables fisico-químicas relacionadas a las actividades que se desarrollan en la zona costera adyacente al SAV.

Apéndice

A. Apéndice I : Rosas de corrientes

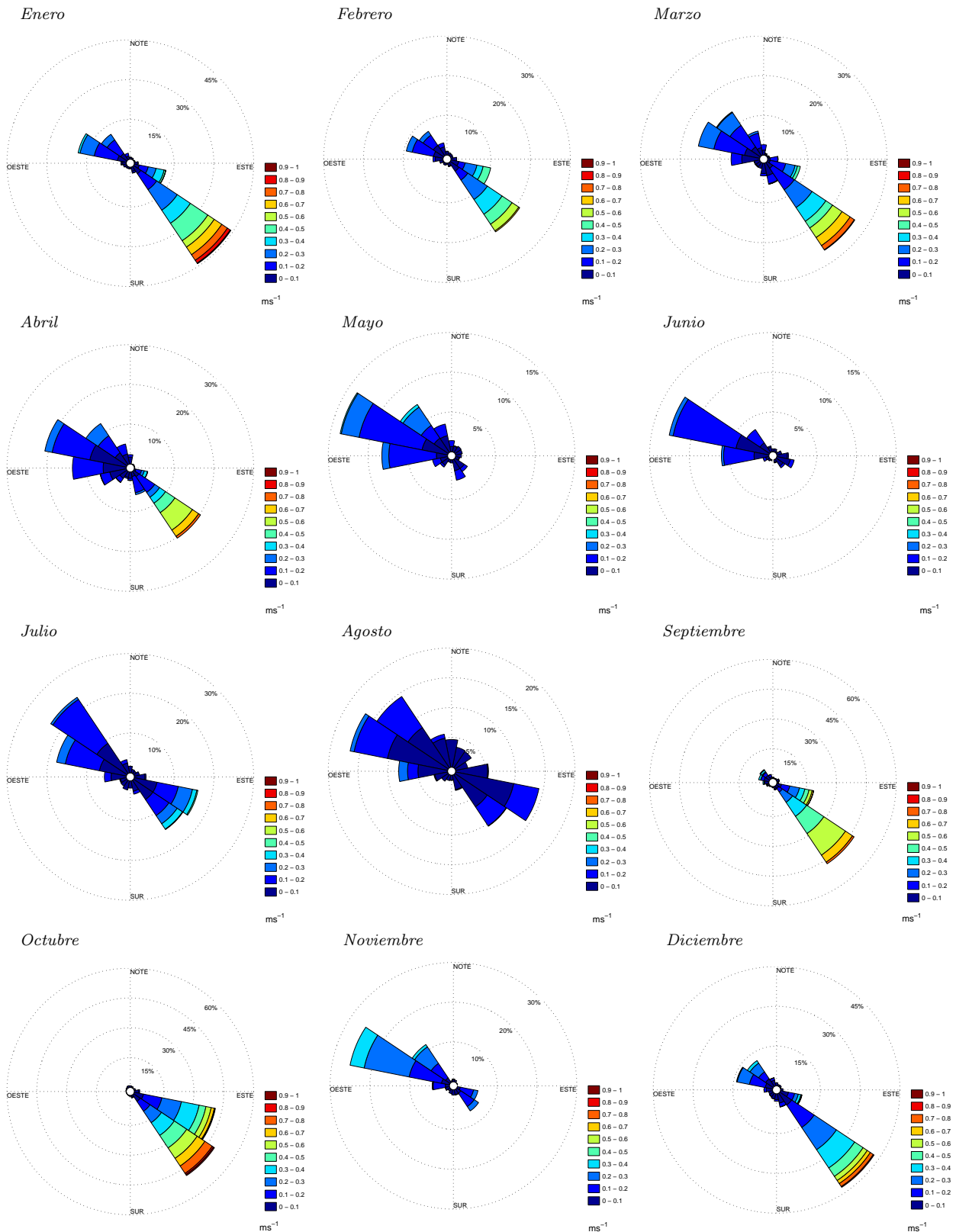


Figura 28: Rosas mensuales de corrientes para el 2008. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

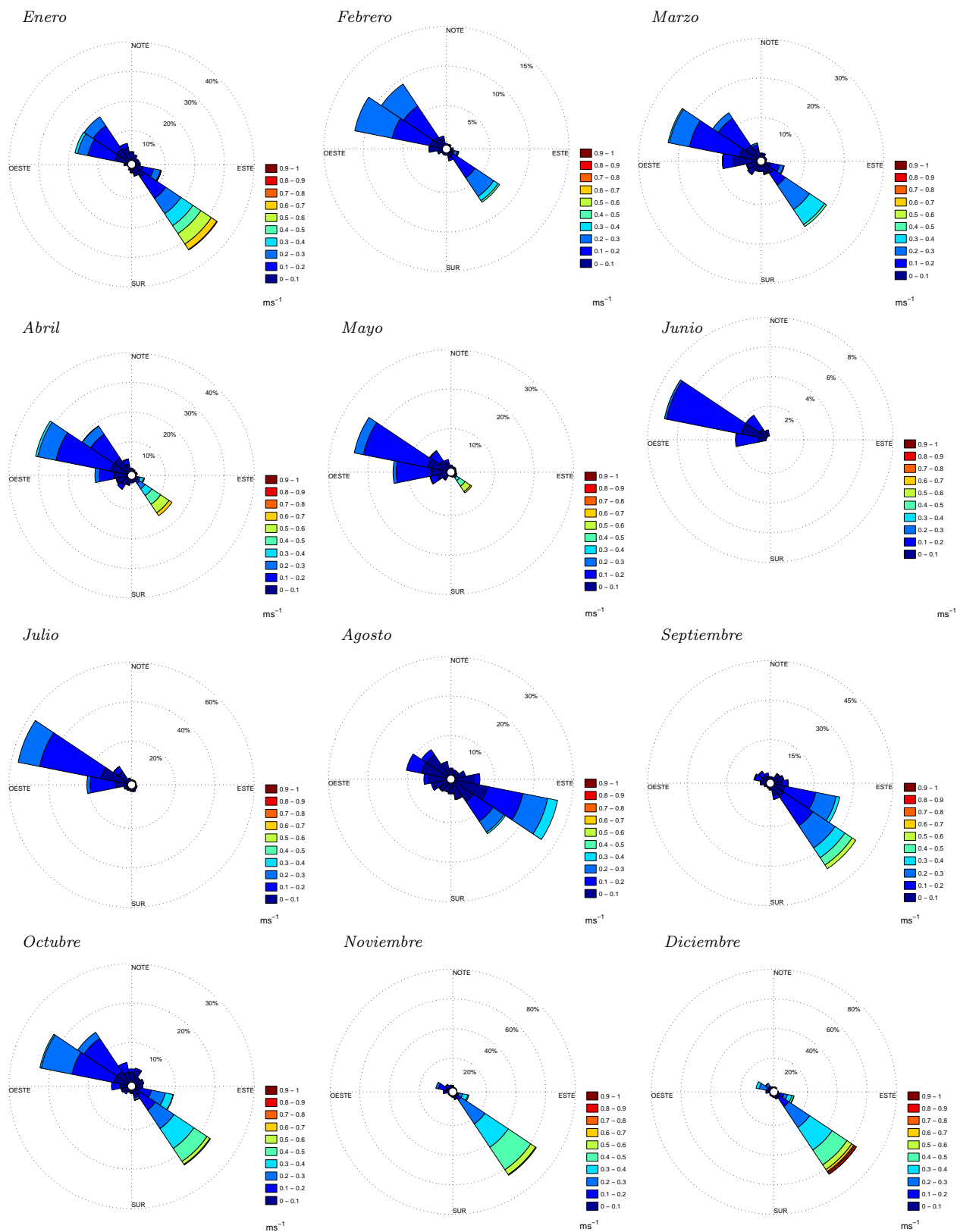


Figura 29: Rosas mensuales de corrientes para el 2009. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

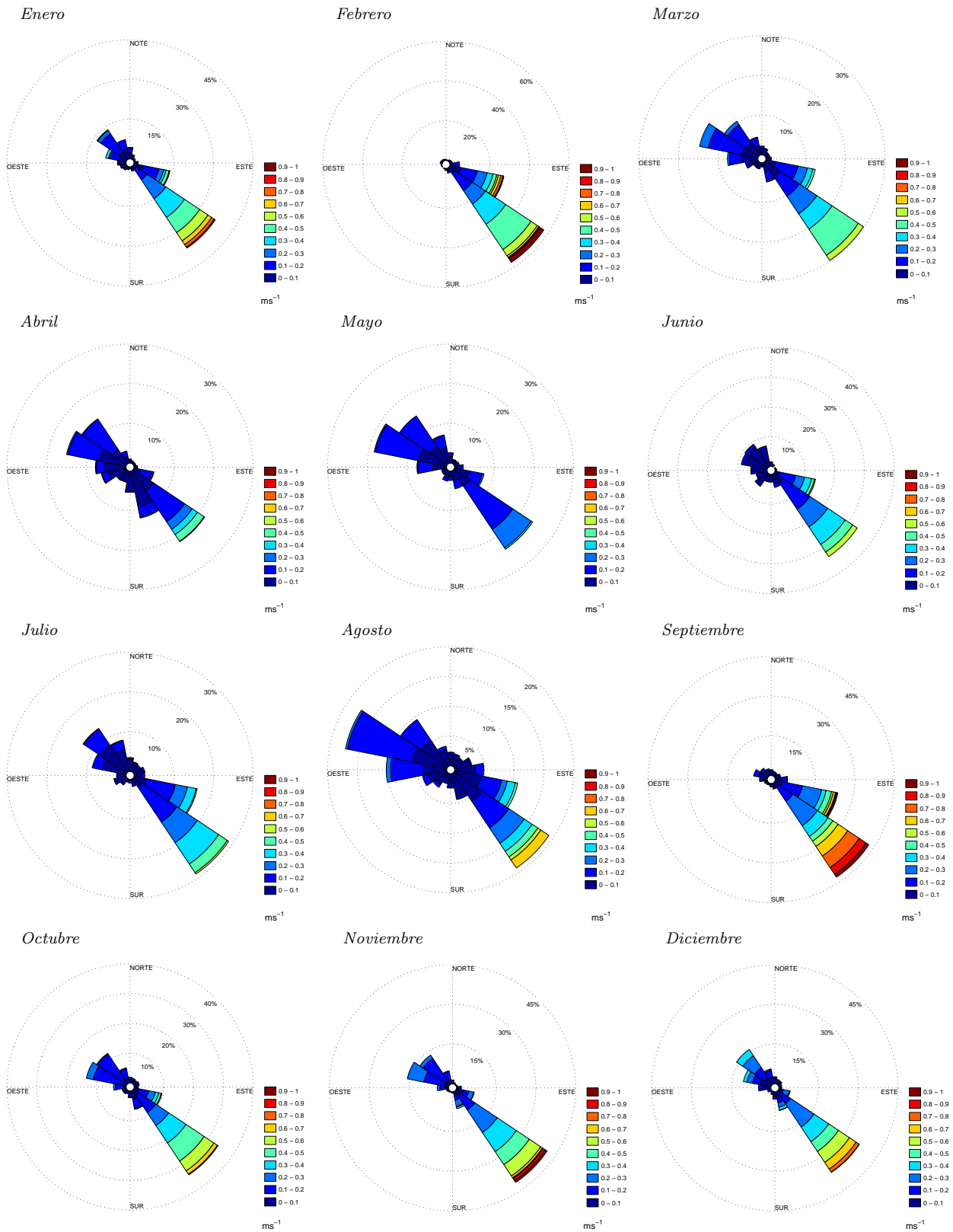


Figura 30: Rosas mensuales de corrientes para el 2010. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

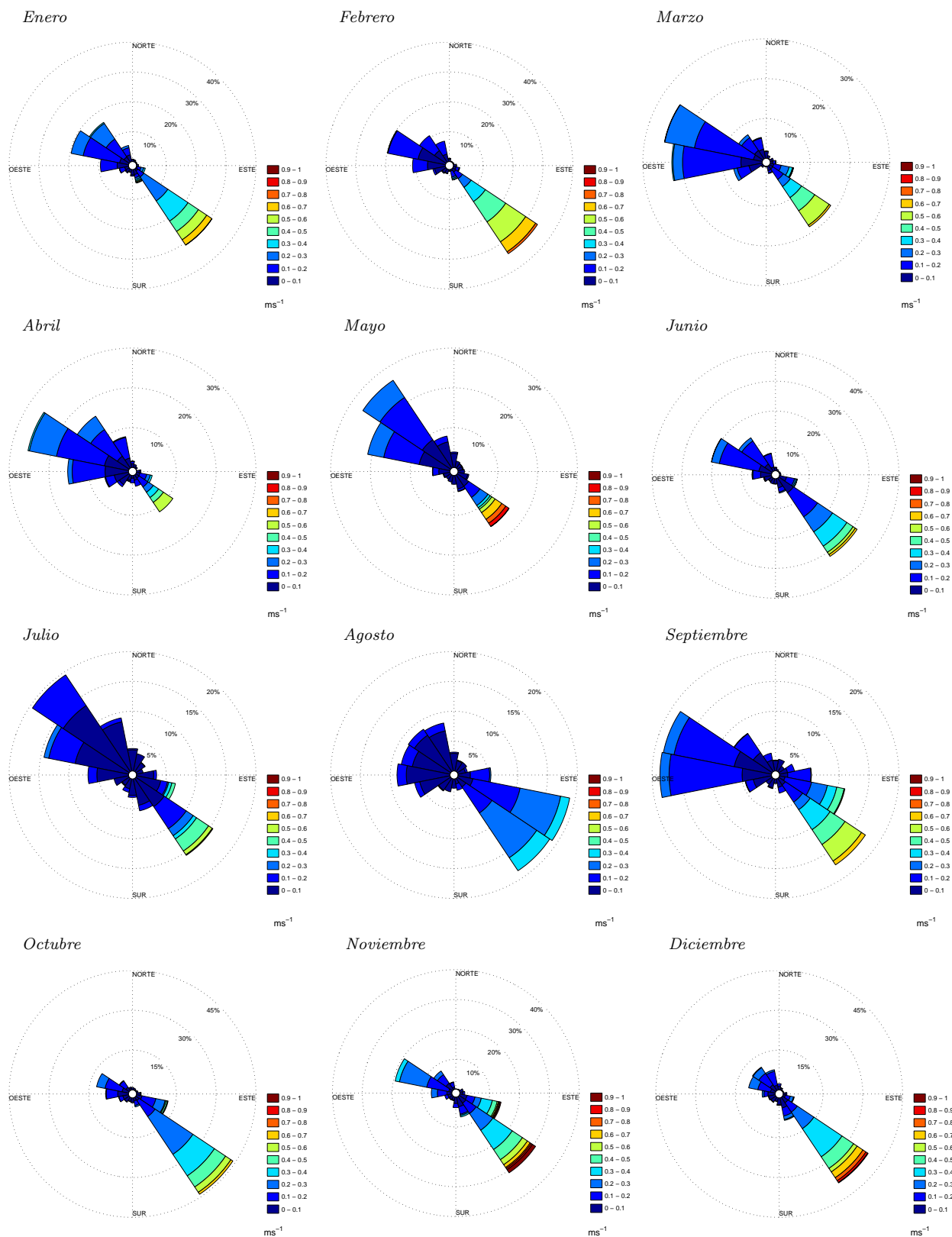


Figura 31: Rosas mensuales de corrientes para el 2011. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

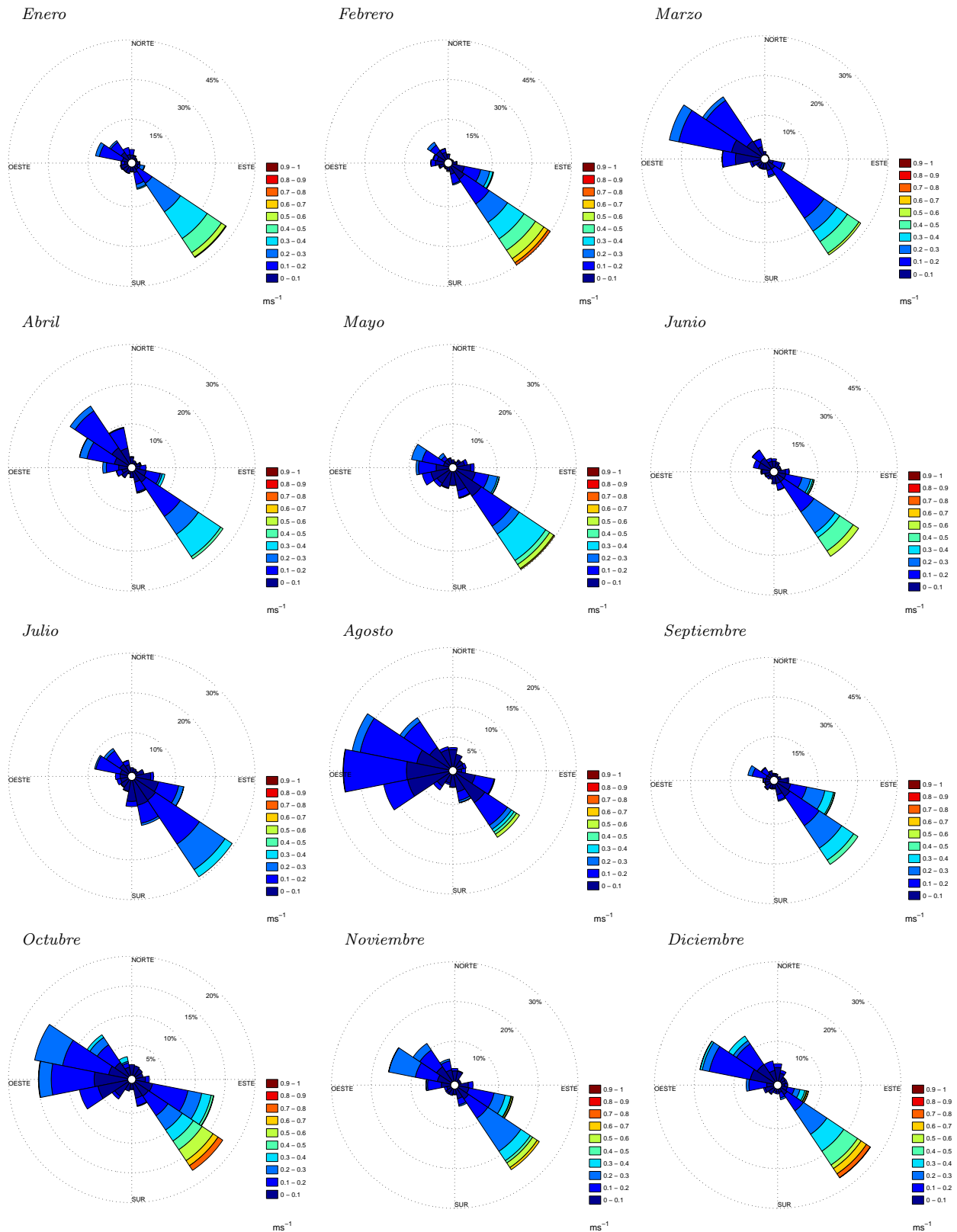


Figura 32: Rosas mensuales de corrientes para el 2012. La orientación de los conos indica la dirección de la corriente, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje de las corrientes en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

B. Apéndice II : Rosas de viento

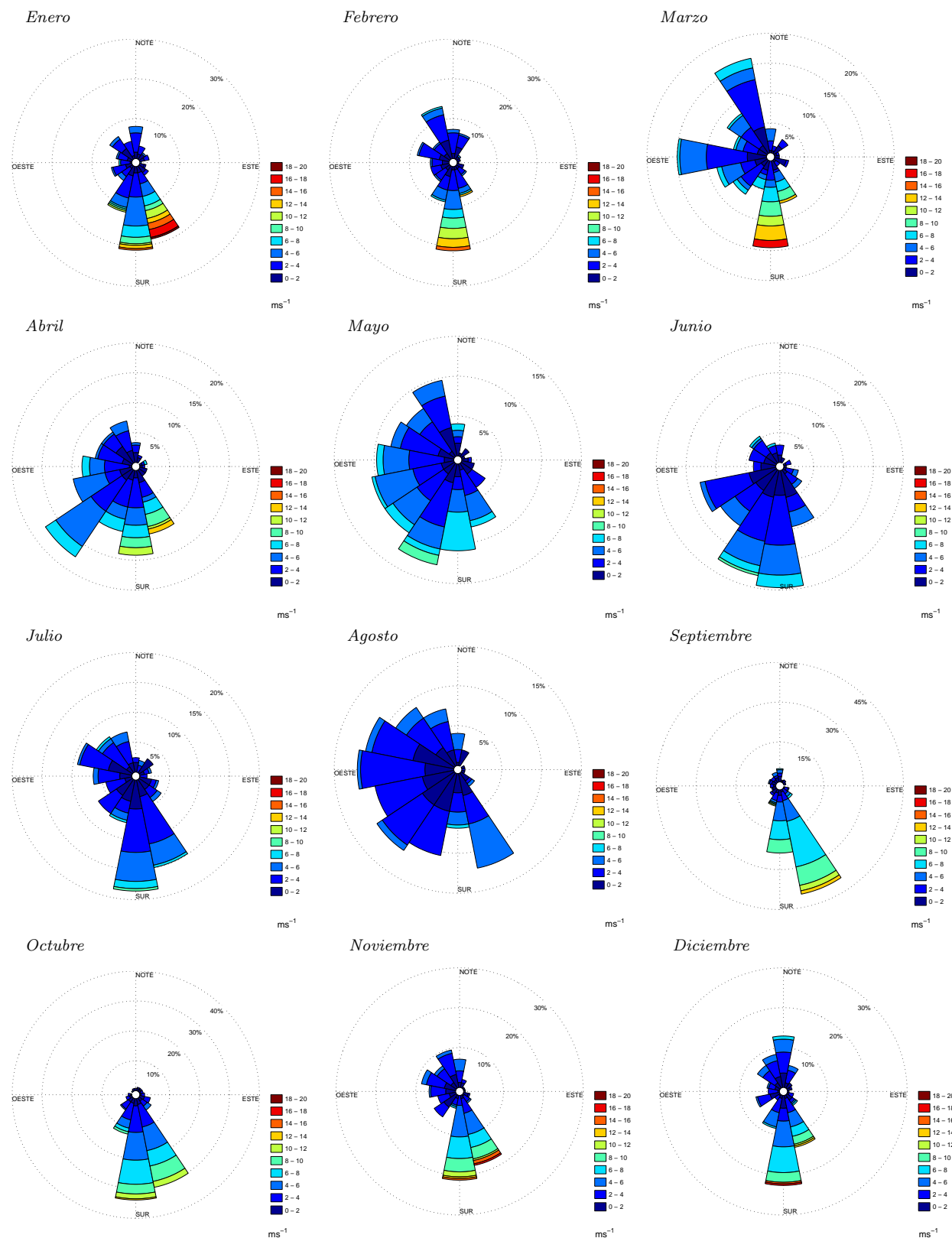


Figura 33: Rosas mensuales de viento para el 2008 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

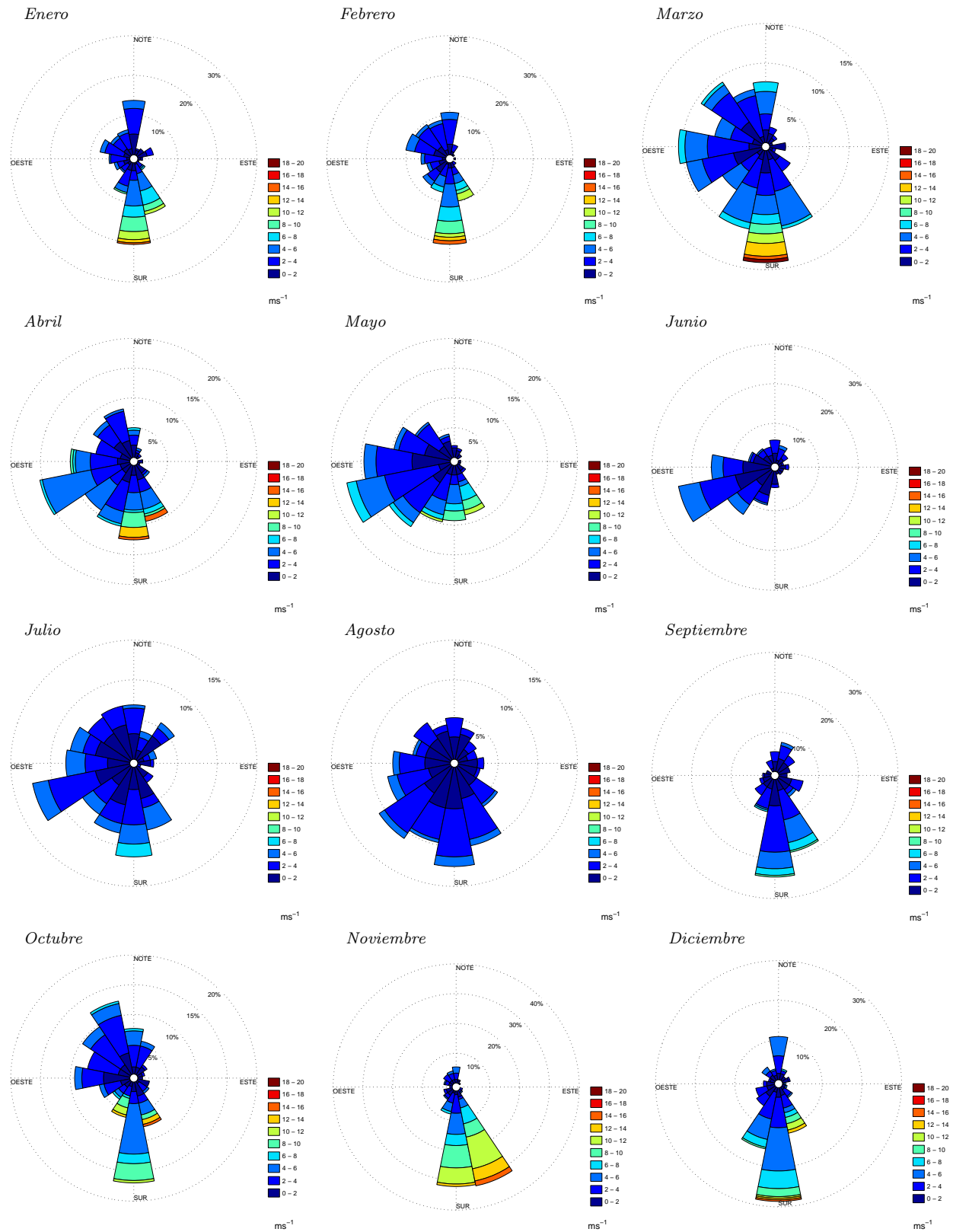


Figura 34: Rosas mensuales de viento para el 2009 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

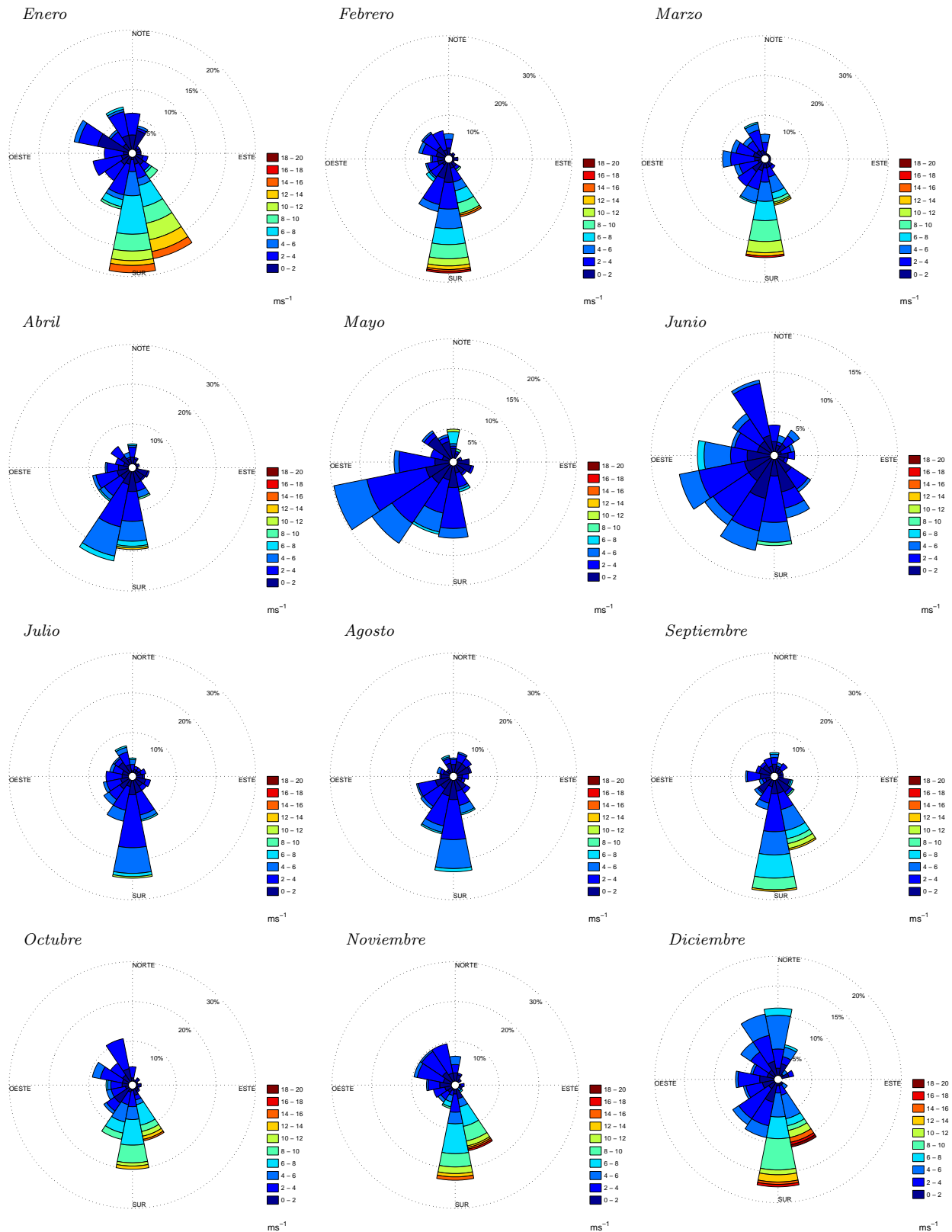


Figura 35: Rosas mensuales de viento para el 2010 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

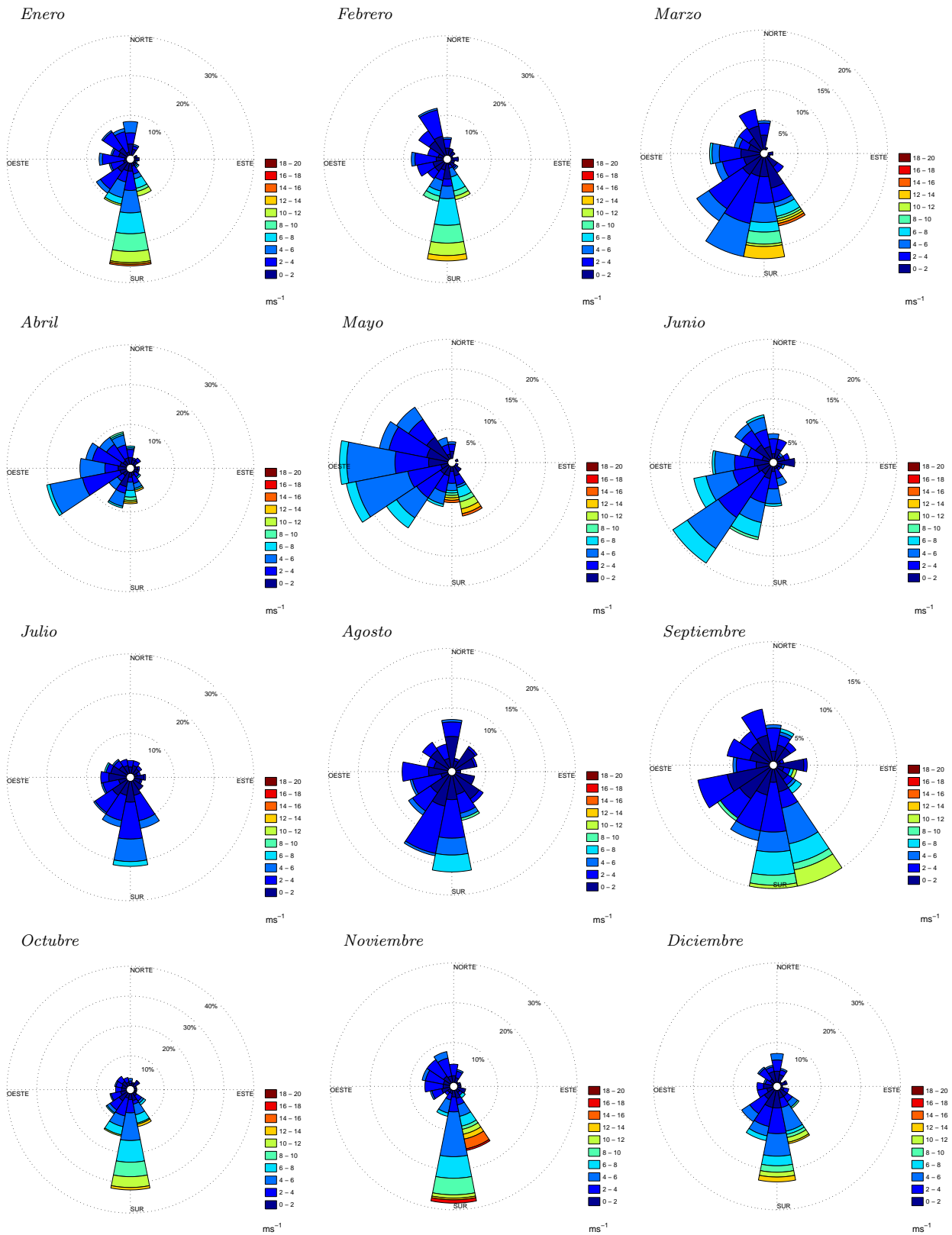


Figura 36: Rosas mensuales de viento para el 2011 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

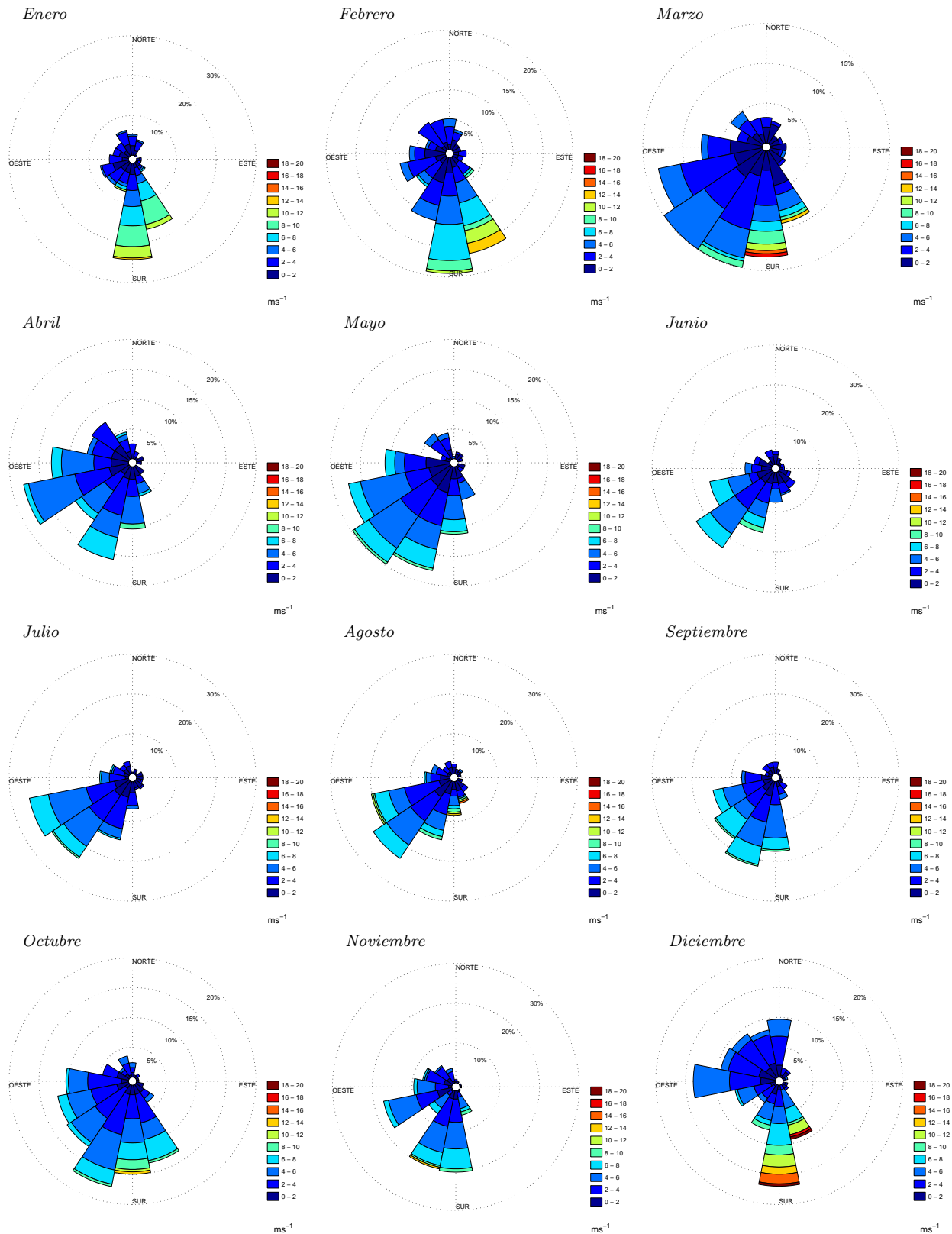


Figura 37: Rosas mensuales de viento para el 2012 según el NARR. La orientación de los conos indica la dirección del viento, la dimensión de cada una de las clasificaciones indican el porcentaje del viento en esa dirección y el color indica su magnitud en ms^{-1} .

Referencias

- [1] Alexander M. and J. Scott. 2002. "The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic". *Geophysical Research Letters*. **29**(14).
- [2] Allende-Arandía M.E., J. Zavala-Hidalgo, R. Romero-Centeno, A. Mateos-Jasso, J.M. Vargas-Hernández, and L. Zamudio. 2015. "Analysis of Ocean Current Observations in the Northern Veracruz Coral Reef System, Mexico: 2007–12". *Journal of Coastal Research*. In-Press.
- [3] Atwood D.K., J.C. Sylvester, J.E. Corredor, J.M. Morell, A. Mendez, W.J. Nodal, B.E. Huss and C. Foltz. 1998. "Sea surface temperature anomalies for the Caribbean, Gulf of Mexico, Florida reef tract and the Bahamas considered in light of the 1987 regional coral bleaching event". *Proc. Assoc. Mar. Lab. Caribbean* 27-47 pp.
- [4] Allen J.S. 1980. "Models of Wind-Driven Currents on the Continental Shelf". *Ann. Rev. Fluid Mech.* **12**:389-433.
- [5] Benchley P. 1999. "Galápagos: Paradise in Peril". *National Geographic*. **4**:2-31.
- [6] Bergkamp G. and B. Orlando. 1999. "Wetlands and Climate Change. Exploring collaboration between the Convention on Wetlands (Ramsar, Iran, 1971) and the UN Framework Convention on Climate Change". IUCN.
- [7] Brigham, E.O. 1988. "The Fast Fourier Transform and its Applications". Prentice Hall, Inc. U.S.A. 448 pp.
- [8] Brink, K.H. 1998. "Wind-Driven Currents over the Continental Shelf". *The Sea*. **10**:3-20.
- [9] Brown B.E. and L.S. Howard. 1985. "Assessing the effects of 'stress' on reef corals". *Advances in Marine Biology*. **22**:1-63.
- [10] Brown B.E. and J.C. Ogden. 1993. "Coral bleaching". *Scientific American*. **268**:64-70.
- [11] Brown B.E. 1997. "Coral bleaching: causes and consequences". *Coral Reefs*. **16**:S129-S138.
- [12] Buchheim J.. 1998. "Coral Reef Bleaching". *Odyssey Expeditions-Marine Biology Learning Center Publications*.

- [13] Buchsbaum V.P. and L. Muscatine. 1971. "Role of symbiotic algae (zooxanthellae) in coral calcification". *Biol. Bull.* **141**:350-363.
- [14] Carricart-Ganivet, J.P. 2004. "Sea surface temperature and the growth of the West Atlantic reef-building coral *Montastrea annularis*". *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology.* **302**:249-260.
- [15] Carricart-Ganivet J.P. and M. Merino. 2001. "Growth responses of the reef-building coral *Montastraea annularis* along a gradient of continental influence in the Southern Gulf of Mexico". *Bulletin of Marine Science.* **68**(1):133-146.
- [16] Carricart-Ganivet J.P. 2004. "Sea surface temperature and the growth of the West Atlantic reef-building coral *Montastrea annularis*". *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology.* **302**:249-260.
- [17] Carrillo L., G. Horta-Puga and J.P. Carricart-Ganivet. 2007. "Coral Reefs of the Southern Gulf of Mexico". edited by Tunnell J.W., E.A. Chávez and K. Withers. Chapter 4. Texas A&M University. Texas. 22 pp.
- [18] Carté B.K. 1996. "Biomedical Potential of Marine Natural Products". *Bioscience.* **46**(4):271-286.
- [19] Conand C., M. Lame, I-P. Quod, F. Conand and J. Turquet. 2000. "Bleaching in a Western Indian Ocean island, La Reunion: a multi-scale approach". Proceedings of the 9th International Coral Reef Symposium. Bali, Indonesia. **2**:1155-1159.
- [20] Coles S.L., P.L. Jokiel and C.R. Lewis. 1976. "Thermal tolerance in tropical versus subtropical Pacific reef corals". *Pacific Science* **30**(2):159-166.
- [21] Conde, A. C.. 2003. "Cambio y variabilidad climáticos. Dos estudios de caso en México". Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra. UNAM. 300 pp.
- [22] Cook B.C. and S.K. Davy. 2001. "Are free amino acids responsible for the "host factor" effects on symbiotic zooxanthellae in extracts of host tissue?". *Hydrobiologia.* **461**:71-78.
- [23] Coronado C., J. Candela, R. Iglesias-Prieto, J. Sheinbaum, M. López and F.J. Ocampo-Torres. 2007. "On the Circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon". *Coral Reefs.* **26**:149-163.

- [24] Cummings, J.A. 2005. "Operational multivariate ocean data assimilation". *Quart. J. Royal Met. Soc.*, Part C. **131**(613):3583-3604.
- [25] Cushman-Roisin B. 1994. "Introduction to Geophysical Fluid Dynamics". Prentice-Hall Inc. USA. 320 pp.
- [26] DiMego G.J., L.F. Bosart and G.W. Endersen. 1976. "An Examination of the Frequency and Mean Conditions Surrounding Frontal Incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea". *Monthly Weather Review*. **104**:709-718.
- [27] Dokken D.J., R.T. Watson, M.C. Zinyowera y R.H. Moss. 1997. "Impactos regionales del cambio climático: evaluación de la vulnerabilidad". Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. IPCC. 17 pp.
- [28] Doubilet D. 1999. "Galápagos Underwater". *National Geographic*. **4**:32-41.
- [29] Dubinsky Z. and N. Stambler. 1996. "Eutrophication, marine pollution and coral reefs". *Global Change Biology*. **2**:511-526.
- [30] Dubranna J., P. Pérez-Brunius, M. López and J. Candela. 2011. "Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico". *J. Geophys. Res.*. **116**:C08009. doi:10.1029/2011JC007007.
- [31] Duchon C.E. 1979. "Lanczos Filtering in One and Two Dimensions". *Journal of Applied Meteorology*. **18**:1016-1022.
- [32] Dunne R.O. and B.E. Brown. 1996. "Penetration of solar UVB radiation in shallow tropical waters and its potential biological effects on coral reefs; results from the central Indian Ocean and Andaman Sea". *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **144**:109-118.
- [33] Dzwonkowski B. and K. Park. 2010. "Influence of wind stress and discharge on the mean and seasonal currents on the Alabama shelf of the northeastern Gulf of Mexico". *J. Geophys. Res.* **115**:C12052. doi:10.1029/2010JC006449.
- [34] Elliott B.A. 1982. "Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico". *J. Phys. Oceanogr.* **12**:1292-1309.
- [35] Emery W.J. and R.E. Thompson. 2001. "Data Analysis Method in Physical Oceanography". Elsevier Science, Netherlands.

- [36] Fitt W.K., B.E. Brown, M.E. Warner and R.P. Dunne. 2001. "Coral bleaching: interpretation of thermal tolerance limits and thermal thresholds in tropical corals". *Coral Reefs*. **20**:51-65.
- [37] Fleischmann E.M. 1989. "The measurement and penetration of ultraviolet radiation into tropical marine water". *Limnol. Oceanogr.* **34**(8):1623-1629.
- [38] Gian-Reto W., E. Post, P. Convey, A. Menzel, C. Parmesan, T.J.C. Beebee, J.M. Fromentin, O. Hoegh-Guldberg and F. Bairlein. 2002. "Ecological responses to recent climate change". *Nature*. **416**:389-395.
- [39] Gill, A.E. 1982. "Atmosphere-Ocean Dynamics". Academic Press, Inc. U.S.A. 662 pp.
- [40] Gleason D.F. and G.M. Wellington. 1993. "Ultraviolet radiation and coral bleaching". *Nature*. **365**:836-838.
- [41] Glynn P.W. 1984. "Widespread coral mortality and the 1982/83 El Niño warming event". *Environmental conservation*. **11**:133-146.
- [42] Glynn P.W., J. Cortes, H.M. Guzman and R.H. Richmond. 1988. "El Niño (1982-83) associated coral mortality and relationship to sea surface temperature deviations in the Tropical Eastern Pacific". Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium. Australia. **3**:237-243.
- [43] Glynn P.W. 1991. "Coral reef bleaching in the 1980's and possible connections with global warming". *Trends in Ecology and Evolution*. **6**:175-179.
- [44] Glynn P.W. and L. D'Crox. 1990. "Experimental evidence for high temperature stress as the cause of El Niño-coincident coral mortality". *Coral Reefs*. **8**:181-191.
- [45] Glynn P.W., R. Imai, K. Sakai, Y. Nakano and K. Yamazato. 1992. "Experimental Responses of Okinawan (Ryukyu Islands, Japan) Reef Corals to High Sea Temperature and UV Radiation". Proceedings of the 7th International Coral Reef Symposium. Guam. **1**:27-37.
- [46] Goreau T.J. 1994. "Coral Reefs, Sewage, and Water Quality Standards". Caribbean Water and Wastewater Association Conference. Kingston, Jamaica.
- [47] Goreau T.J. and R.L. Hayes. 1994. "Coral Bleaching and Ocean Hot Spots". *Ambio*. **23**:176-180.

- [48] Gutiérrez de Velasco, G. and C.D. Winant. 1996. "Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico". *J. Geophys. Res.* **101**(C8):18127-18140.
- [49] Hernández Téllez J. and J.S. Rivero. 1996. "Masas de agua en la costa de la ciudad de Veracruz, Ver. (MACCV), enero 1995 a febrero 1996". Reporte Técnico, D.G.O.M. Secretaría de Marina, México. 39 pp.
- [50] Hoegh-Guldberg, O. 1999. "Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs". *Journal of Marine and Freshwater Research.* **50**:839-866.
- [51] Hoegh-Guldberg, O. and G.J. Smith. 1989. "The effect of sudden changes in temperature, light and salinity on the population density and export of zooxanthellae from the reef corals *Stylophora pistillata* Esper and *Seriatopora hystrix* Dana". *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **129**:279-303.
- [52] Hoegh-Guldberg O., R. Berkelmans and J. Oliver. 1997. "Coral bleaching: implications for the Great Barrier Reef Marine Park". *CRC Coral Reef Research.* **1**:1-21.
- [53] Hoegh-Guldberg O. and B. Salvat. 1995. "Periodic mass-bleaching and elevated sea temperatures: bleaching of outer reef slope communities in Moorea, French Polynesia". *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **121**:181-190.
- [54] Iglesias-Prieto R., J.L. Matta, W.A. Robins and R.K. Trench. 1992. "Photosynthetic response to elevated temperature in the symbiotic dinoflagellate *Symbiodinium microadriaticum* in culture". *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* **89**:10302-10305.
- [55] IPCC, "Climate Change 2007: The Physical Science Basis". Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [56] IPCC, "Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability". Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [57] IPCC, "Climate Change 2007: Impacts, Adaptation, and Vulnerability". Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [58] IPCC, "Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of WG I, II and III". Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [59] IPCC, "Special Report Emissions Scenarios". 2000. Summary for Policymakers. A Special Report of IPCC WG III.

- [60] IPCC, “Cambio Climático 1997: Impactos regionales del cambio climático: evaluación de la vulnerabilidad”. Informe especial del Panel Intergubernamental del Cambio Climático.
- [61] James, I. D. 2002. “Modelling pollution dispersion, the ecosystem and water quality in coastal waters: a review”. *Environ. Modell. Softw.* **17**:363-385.
- [62] Jokiel P.J. and York H. 1982. “Solar ultraviolet photobiology of the reef coral *Pocillopora damicornis* and symbiotic *Zooxanthellae*”. *Bulletin of Marine Science.* **32**:301-315.
- [63] Jones R.J., O. Hoegh-Guldberg, A.W.D. Larkum and U. Schreiber. 1998. “Temperature-induced bleaching of corals begins with impairment of the CO₂ fixation mechanism in zooxanthellae”. *Plant, Cell and Environment.* **21**:1219-1230.
- [64] Karp-Boss Lee, E. Boss, H. Weller, J. Loftin and J. Albright. 2009. “Enseñanza Práctica de Conceptos de Oceanografía Física”. 2009. Institut de Ciències del Mar (CSIC). Barcelona. 54 pp.
- [65] Kayanne H., H. Hata, S. Kudo, H. Yamano, A. Watanabe, Y. Ikeda, K. Nozaki, K. Kato, A. Negishi, and H. Saito. 2005. “Seasonal and bleaching-induced changes in coral reef metabolism and CO₂ flux”. *Global Biogeochemical Cycles.* **19**.
- [66] Keller D.K., D.F. Gleason, E. McLeod, C.M. Woodley, S. Airamé, B.D. Causey, A.M. Friedlander, R. Grober-Dunsmore, J.E. Johnson, S.L. Miller, R.S. Steneck. 2009. “Climate Change, Coral Reef Ecosystems, and Management Options for Marine Protected Areas”. *Environmental Management.* **44**:1069-1088.
- [67] Kennedy J.B. y A.M. Neville. 1982. “Estadística para Ciencias e Ingeniería”. Harla Harper & Row Latinoamericana. 2^a Ed.
- [68] Krutak P.R. 1997. “Petrography and Provenance of Siliclastic Sediments, Veracruz-Anton Lizardo Reefs, Mexico”. *Petrography and Provenance of Siliclastic Sediments in Mexico.* **19**(3):231-243.
- [69] Kuffner I.B. 2002. “Effects of ultraviolet radiation and water motion on the reef coral, *Porites compressa* Dana: a transplantation experiment”. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **270**:147-169.

- [70] Lara M., C. Padilla, C. García and J.J. Espejel. 1992. “Coral Reef of Veracruz Mexico I. Zonation and Community”. Proceedings of the 7th International Coral Reef Symposium, Guam. **1**:535-544.
- [71] Lentz S.J. 2008. “Observations and a Model of the Mean Circulation over the Middle Atlantic Bight Continental Shelf”. *Journal of Physical Oceanography*. **38**:1203-1221. doi:10.1175/2007JPO3768.1.
- [72] Lentz S.J. 1994. “Current Dynamics over the Northern California Inner Shelf”. *Journal of Physical Oceanography*. **24**:2461-1478.
- [73] Lentz S.J. and Wiant C.D. 1986. “Subinertial Currents on the Southern California Shelf”. *Journal of Physical Oceanography*. **16**:1737-1750.
- [74] Lesser M.P. and J.M. Shick. 1989. “Effects of irradiance and ultraviolet radiation on photoadaptation in zooxanthellae of *Aiptasia pallida*: primary production, photoinhibition, and enzymic defenses against oxygen toxicity”. *Marine Biology*. **102**:243-255.
- [75] Lesser M.P., V.M. Weis, M.R. Patterson and P.L. Jokiel. 1994. “Effects of morphology and water motion on carbon delivery and productivity in the reef coral, *Pocillopora damicornis* (Linnaeus): Diffusion barriers, inorganic carbon limitation, and biochemical plasticity”. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **178**:153-179.
- [76] Lesser M.P. 1997. “Oxidative stress causes coral bleaching during exposure to elevated temperatures”. *Coral Reefs*. **16**:187-192.
- [77] López V.M. 2009. “Análisis del evento meteorológico del 2007 relacionado con la inundación de Tabasco”. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 117 pp.
- [78] Lorente I., D. Gamó, J.L. Gómez, R. Santos, L. Flores, A. Camacho, L. Galindo and J. Navarro. 2004. “Los efectos biológicos del cambio climático”. *Ecosistemas* **13**(102):103-110.
- [79] Maloney E.D. and D.L. Hartmann. 2000. “Modulation of Hurricane Activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation”. *Science*. **287**:2002-2004.

- [80] Marshall J., Y. Kushnir, D. Battisti, P. Chang, A. Czaja, R. Dickson, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan and M. Visbeck. 2001. "North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms". *Int. J. Climatol.* **21**:1863-1898.
- [81] Martínez-López, B and J. Zavala-Hidalgo. 2009. "Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico". *Journal of Marine Systems.* **77**:1-20.
- [82] Mateos-Jasso A., J. Zavala-Hidalgo, R. Romero-Centeno, M.E. Allende-Arandía. 2012. "Variability of the termohaline structure in the northern Veracruz Coral Reef System, Mexico". *Continental Shelf Research.* **50-51**:30-40.
- [83] McPhaden M.J., S.E. Zebiak and M.H. Glantz. 2006. "ENSO as an Integrating Concept in Earth Science". *Science.* **314**:1740-1745.
- [84] Muller, E.B., S.A.L.M. Kooijman, P.J. Edmunds, F.J. Doyle and R.M. Nisbet. 2009. "Dynamic energy budgets in syntrophic symbiotic relationships between heterotrophic hosts and photoautotrophic symbionts". *Journal of Theoretical Biology.* **259**:44-57.
- [85] Muscatine L., L.R. McCloskey and R.E. Marian. 1981. "Estimating the daily contribution of carbon from zooxanthellae to coral animal respiration". *Limnol. Oceanogr.* **26**(4):601-611.
- [86] Norbe P. and J. Shukla. 1996. "Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America". *Journal of Climate.* **9**:2464-1479.
- [87] Ocean World. "Coral Reef Destruction and Conservation".
- [88] Oey L. Y., T. Ezer and H. C. Lee. 2005. "Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges". *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models. Geophysical Monograph Series 161. AGU.* 31-56 pp.
- [89] Palma, B.E., C.A. Cecilia, M.C. R. Elena, C.R. Gabriela. "Escenarios Climáticos". *Programa Veracruzano ante el Cambio Climático.* 27 pp.

- [90] Pineda J., J. A. Hare and S. Sponaugle. 2007. "Larval transport and dispersal in the coastal ocean and consequences for population connectivity". *Oceanography*, **20**(3):22-39.
- [91] Pittock A.B. 1999. "Corals Reefs and Environmental Change: Adaptation to What?". *Amer. Zool.* **39**:10-29.
- [92] Pond S. and Pickard G.L. 1983. "Introductory Dynamical Oceanography". Pergamon Press. Great Britain. 329 pp.
- [93] Pugh, D.T. 1996. "Tides, surges, and mean sea-level". J. Wiley. New York. 472 pp.
- [94] Rowan R., N. Knowlton, A. Baker and J. Jara. 1997. "Landscape ecology of algal symbionts creates variation in episodes of coral bleaching". *Nature*. **388**:265-269.
- [95] Salas-Pérez, J.J. and A. Granados-Barba. 2008. "Oceanographic characterization of the Veracruz Reef System". *Atmósfera*. **21**(3):281-301.
- [96] Sanvicente-Añorve L., J. Zavala-Hidalgo, M. E. Allende-Arandía and M. Hermoso-Salazar. 2014. "Connectivity patterns among coral reef systems in the southern Gulf of Mexico". *Mar. Ecol. Prog. Ser.* doi: 10.3354/meps10631. **498**:27-41.
- [97] Schultz D.M., W.E. Bracken, L.F. Bosart, G.J. Hakim, M.A. Bedrick, M.J. Dickinson and K.R. Tyle. 1997. "The 1993 Superstorm Cold Surge: Frontal Structure, Gap Flow, and Tropical Impact". *Monthly Weather Review*. **125**:5-39.
- [98] Stewart R.H. 2008. "Introduction To Physical Oceanography". Texas A. and M. University. 345 pp.
- [99] Shick J.M., M.P. Lesser and P.L. Jokiel. 1996. "Effects of ultraviolet radiation on corals and other coral reef organisms". *Global Change Biology*. **2**:527-545.
- [100] Steenburgh W. J., D. M. Schultz and B. A. Colle. 1998. "The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico". *Mon. Weather Rev.* **126**:2673-2691.
- [101] Sturges, W. 1993. "The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico". *J. Geophys. Res.* **98**(C10):18,053-18,068.

- [102] Teleki K.A. and T. Spencer. 2002. "Large-scale ocean-atmosphere dynamics of the Indian Ocean and coral bleaching". Proceedings of the 9th International Coral Reef Symposium, Bali, Indonesia. **2**:1149-1153.
- [103] Tsonis A.A. and J.M. Elsner. 1989. "Testing the global warming hypothesis". *Geophysical Research Letters*. **16**:795-797.
- [104] Tunnell J.W. 1992. "Natural Versus Human Impacts to Southern Gulf of Mexico Coral Reef Sources". Proceedings of the 7th International Coral Reef Symposium, Guam. **1**:300-306.
- [105] Vázquez de la Cerda A. 1983. "Corrientes marinas en las cercanías al Puerto de Veracruz". Reporte Técnico, D.G.O.M. Secretaría de Marina, México. 20 pp.
- [106] Venegas, S.A. 2001. "Statistical Methods for Signal Detection in Climate". DCESS. Report # 2. 96 pp.
- [107] Veron, J.E.N. 1986. "Corals of Australia and the Indo-Pacific". University of Hawaii Press. Singapore. 644 pp.
- [108] Walther G.R., P. Eric, P. Convey, A. Menzel, C. Parmesan, T.J.C. Beebee, J.M. Fromentin, O. Hoegh-Guldberg and F. Bairlein. 2002. "Ecological responses to recent climate change". *Nature*. **416**:389-395.
- [109] Ware, J.R., D.G. Fautin and R.W. Buddemeier. 1996. "Patterns of coral bleaching: modelling the adaptive bleaching hypothesis". *Ecological Modelling*. **84**:199-214.
- [110] Weatherly, G., N. Wienders and R. Harkema. 2003. "Temperature inversions in the open Gulf of Mexico". *J. Geophys. Res.*. **108**(C6):3177.
- [111] Wilkinson C.R. and R.W. Buddemeier. 1994. "Global Climate Change and Coral Reefs: IMplications for People and Reefs". Report of the UNEP-IOC-ASPEI-IUCN Global Task Team on the Implications of Climate Change on Coral Reefs. IUCN, Gland, Switzerland. 124 pp.
- [112] Woodley J., P. Chornesky, J.Clifford, L.Jackson, N. Kaufman, J. Knowlton, J. Pearson, M. Portes, K. Rooney, V. Rylaarsdam, C. Tunnicliffe, J. Wahle, A. Wuff, A. Curtis, M. Dallmeyer, B. Jupp, M. Koehl, J. Neigel and E. Sides. 1981. "Hurricane Allen's Impact on Jamaica Coral Reefs". *Science*. **214**(4522):749-754.

- [113] Woodward F.I. 1992. "Global climate Change: the ecological consequences". Academic Press. London. 337 pp.
- [114] Yamano H. 2000. "Sensitivity of reef flats and reef islands to sea-level change". Proceedings of the 9th International Coral Reef Symposium. Bali, Indonesia. **2**:1193-1198.
- [115] Zavala-Hidalgo J., A. Parés-Sierra and J. Ochoa. 2002. "Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico". *Atmósfera*. **15**:81-104.
- [116] Zavala-Hidalgo J., S.L. Morey and J.J. O'Brien. 2003. "Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high resolution numerical model". *J. Geophys. Res.* **108**(C12):3389.
- [117] Zavala-Hidalgo J., A. Gallegos-García, B. Martínez-López, S.L. Morey and J.J. O'Brien. 2006. "Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico". *Ocean Dynamics*. **56**:333-338.

Referencias electrónicas

- [118] “Advanced Very High Resolution Radiometer”
<http://www.nodc.noaa.gov/SatelliteData/pathfinder4km/available.html>
Fecha de consulta: Agosto de 2009.
- [119] “Universidad Nacional Autónoma de México”
<http://www.atmosfera.unam.mx/>
Fecha de consulta: Agosto de 2010.
- [120] “North American Regional Reanalysis”
<http://dss.ucar.edu/pub/narr/>
Fecha de consulta: Agosto del 2009.
Fecha de consulta: Octubre de 2012.
- [121] “Universidad Nacional Autónoma de México”
<http://www.mareografico.unam.mx/>
Fecha de consulta: Agosto de 2009.
- [122] “World Climate Research Programme’s en el Coupled Model Intercomparison Project del Multi-Model Dataset Archive at the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison”
<ftp-esg.ucllnl.org>
Fecha de consulta: Octubre de 2011.
- [123] “Data Availability Summary as of 27 February 2008”
http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/data_status_tables.htm
Fecha de consulta: Octubre de 2011.
- [124] “NASA Hurricanes/Tropical Cyclones ”
www.nasa.gov/mission_pages/hurricanes/archives/2010/h2010_Alex.html
www.nasa.gov/mission_pages/hurricanes/archives/2010/h2010_02.html
Fecha de consulta: Octubre de 2010.
- [125] “Colorado Center for Astrodynamics Research”
http://eddy.colorado.edu/ccar/ssh/nrt_gom_grid_viewer
Fecha de consulta: Junio de 2014.