



**Centro de Investigación y de Estudios Avanzados
del Instituto Politécnico Nacional
Unidad Mérida**

Departamento de Recursos del Mar

**Variabilidad de los vientos locales y sinópticos en la
Península de Yucatán y percepciones sobre su influencia en
la dispersión atmosférica de dioxinas y furanos**

Tesis que presenta:

Miguel Ángel Cahuich López

Para obtener el grado de:

Doctor en Ciencias

En la especialidad de:

Ciencias Marinas

Directores de la Tesis:

Dr. Ismael de Jesús Mariño Tapia

Dr. Gerardo Gold Bouchot

RESUMEN

La variabilidad de los vientos locales (altas frecuencias o AF) y sinópticos (bajas frecuencias o BF) en la Península de Yucatán (PY), y su potencial influencia sobre el transporte y dispersión atmosférica de importantes contaminantes para la región (dioxinas y furanos, o PCDD/F), es investigada. Análisis espectrales a observaciones de viento a lo largo de la PY durante un año (sep. 2012-sep. 2013) con fase neutra de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), muestran una marcada asimetría espacial atribuible parcialmente a la influencia de los vientos alisios, ya que la banda diurna se vuelve más importante hacia el oeste predominando sobre las BF, sin embargo, hacia el este se invierte esta relación. Los patrones espaciotemporales de los sistemas de viento que contribuyen con esta variación regional fueron determinados a través de un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales Complejas (CEOF) sobre 10 años (2007-2017) de simulaciones de viento en superficie provenientes del modelo NAM. El CEOF se realizó por separado para dos periodos con el fin de ayudar a la interpretación espacial (octubre-marzo y abril-septiembre). También se aplicó un filtro Fourier de paso-alto/paso-bajo a las series de tiempo obtenidas del CEOF para comprender el balance entre las AF y BF. En la temporada octubre-marzo dos tipos de influencias de frentes fríos dominan, cuyas estructuras se asocian con la orientación del evento de norte cuando los frentes se desplazan por la región (primer modo, N-NE; segundo modo, NW). Los vientos del norte más intensos se presentan sobre la plataforma NNW y los más débiles sobre las regiones centro-este de la masa continental de la PY debido al aumento de la fricción. Estos sistemas modulan y reducen en gran medida a las AF. Por otra parte, la influencia de los sistemas tropicales en esta temporada es visible (tercer modo). En la temporada con mayor dominio de clima tropical (abril-septiembre) las AF se amplifican y domina una circulación de brisa marina que se extiende sobre la plataforma occidental en contra de los alisios que enmascaran las brisas sobre la plataforma oriental (primer modo). Las brisas terrestres ejercen una menor influencia que también es más marcada al oeste (tercer modo). El comportamiento estacional de estos vientos locales presenta cierta variación interanual en respuesta a la actividad de frentes fríos y sistemas tropicales (representada por el segundo modo). La variabilidad del viento conduce a que los PCDD/F queden fácilmente atrapados en diferentes regímenes de flujo. Experimentos numéricos con el modelo HYSPLIT-SV sugieren que estos contaminantes liberados desde el centro urbano más importante (Mérida) tienen un transporte más efectivo hacia un receptor ecológicamente vulnerable en la costa occidental (Ría Celestún), cuando la amplitud de las brisas marinas y la influencia de los alisios se reduce hacia el final de la temporada abril-septiembre, ya que esto conduce a que la pluma tenga una dirección más continua hacia el receptor y se diluya menos.

ABSTRACT

The variability of local (high frequencies or HF) and synoptic (low frequencies or LF) winds in the Yucatan Peninsula (YP), and its potential influence on the atmospheric transport and dispersion of important pollutants for the region (dioxins and furans, or PCDD/F), is investigated. Spectral analyzes to wind observations throughout the YP during a year (September 2012-September 2013) with neutral phase of El Niño-Southern Oscillation (ENSO), show a marked spatial asymmetry partially attributable to the influence of trade winds, since the diurnal band becomes more important towards the west prevailing over the LF, however, this relationship is reversed eastward. The spatiotemporal patterns of the wind systems that contribute to this regional variation were determined through a Complex Empirical Orthogonal Function (CEOF) analysis applied over 10 years (2007-2017) of surface wind simulations from the NAM model. The CEOF was carried out separately for two periods in order to aid spatial interpretation (October-March and April-September). A Fourier-based high-pass/low-pass filter was also applied to the time series obtained from the CEOF to understand the balance between HF and LF. In the October-March season two types of cold front influences dominate, whose structures are associated with the orientation of the northerly event when the fronts move through the region (first mode, N-NE; second mode, NW). The strongest northerly winds occur over the NNW shelf and the weakest over the central-eastern regions of the YP mainland due to increased friction. These systems greatly modulate and reduce HF. On the other hand, the influence of tropical systems in this season is visible (third mode). In the season with the greatest dominance of tropical weather (April-September), the HF are amplified and dominates a sea breeze circulation that extends over the western shelf against the trade winds that mask the local circulation over the eastern shelf (first mode). Land breezes exert a lesser influence which is also more pronounced towards the west (third mode). The seasonal behavior of these local winds presents some interannual variation in response to the activity of cold fronts and tropical systems (represented by the second mode). Wind variability cause that PCDD/F easily got caught in different flow regimes. Numerical experiments with the HYSPLIT-SV model suggest that these pollutants released from the most important urban center of YP (Mérida) have a more effective atmospheric transport toward an ecologically vulnerable receptor located on the west coast (Ría Celestún), when the amplitude of the sea breezes and the influence of the trade winds is reduced towards the end of the April-September season, since this leads to the plume having a more continuous direction towards the receptor and being less diluted.

AGRADECIMIENTOS

Mi más profundo agradecimiento es para mí director de tesis doctoral, Profesor Ismael Mariño Tapia, por su guía, enseñanzas y apoyo para poder llevar a cabo mi investigación. Gracias por su confianza, preocupación, paciencia, humanismo y por todos los recursos que puso a mi disposición para realizar el trabajo. Su influencia no solo ha contribuido a mi formación profesional y personal, sino que ha sido un gran soporte para progresar en esta etapa de mi vida y me ha mostrado como debe ser un científico. Siempre tendrá mi admiración, cariño y respeto.

A mi director de tesis externo, Profesor Gerardo Gold Bouchot, le externo mi más sincero agradecimiento por su orientación, asistencia y por respaldar mi candidatura para ingresar al programa de Doctorado en Ciencias Marinas del CINVESTAV-Mérida, refrendando su confianza al dirigir previamente mi tesis de Maestría. También quiero agradecerle por su generosidad al facilitar mi estancia académica financiándola parcialmente.

Quiero expresar mi agradecimiento a los miembros del Comité Sinodal: al Profesor Alejandro Souza Gómez, por su generosidad para compartir sus conocimientos en los análisis de Funciones Empíricas Ortogonales y por sus comentarios técnicos y sugerencias para desarrollar la investigación; a los Profesores Jorge Euán Ávila, David Valdés Lozano y Roger González Herrera, por revisar, retroalimentar y dictaminar el trabajo de investigación realizado. A todos les agradezco por apoyar la defensa de esta disertación.

Estimo y agradezco al Profesor Mark Cohen, por su apoyo y generosidad que ha tenido para con mi formación académica. Gracias por proporcionarme y mostrarme como implementar el modelo HYSPLIT-SV y por darme acceso remoto al servidor "Mercury" para tener recursos computacionales adicionales. Me he beneficiado enormemente de sus enseñanzas, consejos y ayuda. Siempre lo apreciaré y tendré presente.

También agradezco a toda la comunidad del CINVESTAV-Mérida: a mis colegas del Laboratorio de Procesos Costeros y Oceanografía Física, por su compañía y apoyo, especialmente a Gabriel Ruiz Martínez, Rubén Raygosa, Lorena Guerrero Moreno, Emilio

Heyser Ojeda, Cesar Acevedo Ramírez, Arlett Rosado Torres, Tihui Núñez Fernández, Marcela Santana Guzmán, Luz Arredondo Godínez, Diana Berriel Bueno, Claudia Polanco Arias, Daniel Miret Villaseñor, Gabriel Gallegos Diez y José Pintado Patiño; al personal administrativo del Departamento de Recursos del Mar, María Baqueiro Cabañas, Soledad Teudosio Díaz y Mireya Montero Pacheco; a los investigadores Profesora Silvia Salas y Profesor Israel Medina Gómez; y a mis queridos amigos Otilio Avedaño, Juan Mendoza, Salvador Romero y Jesús Miguel.

Gracias Profesora Beatriz Cárdenas, por compartir el Inventario de Liberaciones de Dioxinas y Furanos - México 2004 (Revisión 2012) que sirvió de base para calcular los flujos de emisión utilizados en este trabajo.

Reconozco el apoyo de las instituciones del Estado Mexicano para formar jóvenes investigadores en beneficio del país. En mi particular caso: al CINVESTAV por proveerme las instalaciones y facilidades para desarrollar la investigación; al CONACYT por la beca otorgada para financiar parcialmente mis estudios doctorales; y a la CONAGUA y SEMAR por facilitarme las observaciones de meteorología.

Agradezco al Laboratorio de Recursos del Aire de la NOAA por todo el apoyo y facilidades proporcionadas.

Finalmente, gracias, María Concepción Torres Díaz, mamá, papá, hermanas, Ricardo Alva, Luis Muñoz, Jorge López e Iván López. Sin su amor, ánimo y comprensión, no hubiera sido posible esta disertación.

DEDICATORIA

A mi patria, México.

DIVULGACIÓN

Hasta el momento los resultados de esta investigación han sido divulgados en los siguientes:

Publicaciones

- Cahuich-López, M.A., Mariño-Tapia, I., Souza, A.J., Gold-Bouchot, G., Cohen, M., & Valdés-Lozano, D. (2020). Spatial and temporal variability of sea breezes and synoptic influences over the surface wind field of the Yucatán Peninsula. *Atmósfera*, 33(2), 123-142. DOI. 10.20937/ATM.52713.

Congresos y simposios

- Celebración del día mundial del medio ambiente “sin contaminación del aire”. Tema de la conferencia: Los Contaminantes Orgánicos Persistentes: contaminación transfronteriza a través del viento. Facultad de Química de la Universidad Autónoma de Yucatán, Mérida, Yucatán, 17 de junio de 2019.
- Seminario del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Tema del seminario: Patrones espaciotemporales dominantes de brisas marinas y procesos sinópticos sobre la Península de Yucatán. LIPC, Sisal, Yucatán, 1 de abril de 2019.
- Cahuich-López, M.A., Mariño-Tapia, I., Souza, A.J., Gold-Bouchot, G., Cohen M. (2018). Modes of variability of the surface wind field of the Yucatan peninsula. Presentación modalidad ponencia en el 7th Young Coastal Scientists and Engineers Conference – Americas (YCSEC-A) 2018, Sisal, Yucatán, México.
- Cahuich-López, M.A., Mariño-Tapia, I., Gold-Bouchot, G., Cohen M. (2017). Variabilidad de los vientos en la Península de Yucatán: Identificación de patrones

temporales y espaciales en el campo superficial. Presentación modalidad ponencia en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 2017, Puerto Vallarta, Jalisco, México.

- Cahuich-López, M.A., Mariño-Tapia, I., Gold-Bouchot, G. (2016). Variabilidad de los vientos en la Península de Yucatán: Contribuciones relativas de patrones sinópticos y locales (brisas marinas). Presentación modalidad ponencia en el XXV Congreso Mexicano de Meteorología – X Congreso Internacional de Meteorología, Organización Mexicana de Meteorólogos, AC., Puerto Vallarta, Jalisco, México.

CONTENIDO

	Página
RESUMEN.....	II
ABSTRACT	III
AGRADECIMIENTOS	IV
DEDICATORIA	VI
DIVULGACIÓN.....	VII
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN Y SUS IMPLICACIONES PARA LA DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA DE LOS CONTAMINANTES ORGÁNICOS PERSISTENTES	1
1.2 MOTIVACIÓN	3
1.3 PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN	5
1.4 HIPÓTESIS.....	5
1.5 OBJETIVOS.....	6
1.6 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS	7
2 ESTADO DEL ARTE Y MARCO CONCEPTUAL.....	9
2.1 PRINCIPIOS BÁSICOS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA.....	9
2.1.1 <i>La capa límite atmosférica.....</i>	9
2.1.2 <i>Las escalas temporales y espaciales de la circulación atmosférica.....</i>	13
2.1.3 <i>El sistema brisa de mar – brisa de tierra</i>	16
2.2 MAYORES CONTROLES DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....	21
2.2.1 <i>Controles semi-permanentes.....</i>	21
2.2.2 <i>Perturbaciones sinópticas.....</i>	23
2.2.3 <i>El sistema de brisas</i>	27
2.2.4 <i>Teleconexiones</i>	30
2.3 LOS SISTEMAS DE BRISAS EN OTRAS REGIONES DENTRO DEL CINTURÓN DE LOS VIENTOS ALISIOS	32
2.4 IMPORTANCIA AMBIENTAL DE LOS PCDD/F PARA LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....	35
2.5 TRANSPORTE Y DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA DE PCDD/F	39
2.5.1 <i>Generalidades</i>	39
2.5.2 <i>Partición vapor-partícula en la atmósfera</i>	41

2.5.3	<i>Advección y dispersión atmosféricas</i>	43
2.5.4	<i>Depositación y degradación atmosféricas</i>	46
3	METODOLOGÍA	48
3.1	EVALUACIÓN DE LAS CONTRIBUCIONES RELATIVAS DE LAS OSCILACIONES DIURNAS Y SINÓPTICAS A PARTIR DE OBSERVACIONES DE VIENTO	49
3.1.1	<i>La red de estaciones meteorológicas seleccionadas</i>	49
3.1.2	<i>Análisis espectral</i>	51
3.1.3	<i>Análisis co-espectral</i>	51
3.2	EVALUACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS SEMI-PERMANENTES EN EL CAMPO DE VIENTOS	52
3.2.1	<i>Obtención y evaluación de las salidas del modelo meteorológico NAM</i>	52
3.2.2	<i>Análisis CEOF</i>	53
3.2.2.1	Filtrado de paso alto/paso bajo aplicado a las series de tiempo	55
3.2.2.2	Estimación de los cambios de amplitud y fase	56
3.3	CONFIGURACIÓN DEL MODELO DE DISPERSIÓN	57
4	RESULTADOS	62
4.1	OBSERVACIONES DE BRISAS MARINAS Y PROCESOS SINÓPTICOS EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN	62
4.1.1	<i>Oscilaciones dominantes</i>	62
4.1.2	<i>La relación océano – continente</i>	66
4.1.2.1	Co-variabilidad de baja frecuencia	66
4.1.2.2	Co-variabilidad de alta frecuencia.....	66
4.2	PATRONES ESPACIOTEMPORALES DE VARIABILIDAD EN EL CAMPO DE VIENTOS.....	69
4.2.1	<i>Desempeño del modelo NAM</i>	69
4.2.2	<i>Comportamiento espacial de vientos promedio en la península de Yucatán</i>	71
4.2.3	<i>Análisis de la variabilidad de la temporada de frentes fríos (octubre a marzo)</i>	74
4.2.3.1	Influencia de los vientos del norte asociados con los frentes fríos (LF de los modos 1 y 2).....	76
4.2.3.2	Brisas terrestres y marinas durante la temporada de frentes fríos (HF de los modos 1 y 2)	80
4.2.3.3	Influencia de sistemas tropicales y altas presiones (LF del modo 3)	83
4.2.4	<i>Análisis para la temporada con mayor influencia tropical (abril a septiembre)</i>	84
4.2.4.1	Frentes fríos y sistemas tropicales (LF de los modos 2 y 1).....	86

4.2.4.2	Brisas marinas y terrestres acentuadas sobre la plataforma occidental (HF de los modos 1 y 3)	89
4.2.4.3	Circulación de brisa marina a lo largo de la península (HF del modo 2) ..	93
4.3	EXPERIMENTOS DE TRANSPORTE Y DISPERSIÓN DE PCDD/F	94
4.3.1	<i>Dispersión de una liberación continua bajo la influencia de frentes fríos.....</i>	96
4.3.2	<i>Dispersión de una liberación continua bajo la influencia de brisas marinas y terrestres.</i>	101
4.3.3	<i>Dispersión de una liberación continua bajo la influencia de sistemas tropicales.....</i>	108
5	DISCUSIÓN.....	110
6	CONCLUSIONES	119
7	BIBLIOGRAFÍA	122
Apéndice A.	Glosario de términos	142
Apéndice B.	Ecuaciones que resuelve el modelo de dispersión.....	145
Apéndice C.	Resultados de las pruebas de sensibilidad con el modelo HYSPLIT-SV .	161
Apéndice D.	Comparación de las aportaciones simuladas de Mérida con las observaciones de PCDD/F	179

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla 2-1. Fórmula, nombre químico y FET de los 17 congéneres de PCDD/F más tóxicos	36
Tabla 2-2. Fracción de PCDD/F adsorbida sobre partículas atmosféricas.....	43
Tabla 3-1. Sitios seleccionados para análisis espectral y co-espectral.....	50
Tabla 4-1. Resultados del análisis co-espectral en la banda de la frecuencia diurna para los sitios seleccionados.....	68
Tabla 4-2. Coeficientes de correlación de Pearson para los pronósticos de viento en superficie del modelo NAM en sitios de la PY.....	70
Tabla 4-3. Principales modos de variabilidad de Oct-Mar. En la primera columna, se especifica el comportamiento predominante con las letras HF o LF.....	75

Tabla 4-4. Principales modos de variabilidad de Abr-Sep. En la primera columna, se especifica el comportamiento predominante con las letras HF o LF.	85
Tabla 4-5. Resumen de los experimentos de transporte y dispersión de TCDF y OCDD.	95
Tabla 5-1. Principales modos de variabilidad del campo de vientos de la PY y procesos secundarios..	110

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 2-1. División de la atmósfera inferior (sin escala).	9
Figura 2-2. Longitud de rugosidad z_o de diferentes tipos de superficies.	11
Figura 2-3. Dimensiones espaciales y temporales de algunos sistemas atmosféricos.	14
Figura 2-4. Espectro de potencia de la magnitud del viento para el sitio de Caribou, Maine	15
Figura 2-5. Sistema de la brisa marina	17
Figura 2-6. Espectro de la magnitud del viento de un sitio localizado en un cabo (panel superior), una península (medio) y una planicie costera (inferior) en Japón de 1979 a 1983.	19
Figura 2-7. Convección profunda a lo largo de la isla de Cuba el 1 de mayo de 2012, asociada con la convergencia de las brisas del mar del norte y del sur.	21
Figura 2-8. Número promedio de días con presión a nivel del mar ≥ 1020 mb en la primera mitad de julio y enero	22
Figura 2-9. Modelo de una onda tropical en el Mar Caribe.	24
Figura 2-10. Número de pasos frontales por mes para el periodo 1965-1972	26
Figura 2-11. Media de los vientos marinos de la mañana menos vientos marinos de la tarde derivada del escaterómetro del satélite QuikSCAT.	28
Figura 2-12. Magnitudes (arriba) y direcciones del viento horarias-promedio (abajo) en la PY. Los sitios son agrupados de acuerdo con la dirección predominante del viento: panel derecho sitios con dirección de tierra; panel izquierdo sitios con dirección del mar.	29

Figura 2-13. Análisis espectral del viento de 10 m observado en las estaciones meteorológicas de Comitán (Golfo de California) y Ciudad Constitución (más cerca al Océano Pacífico) durante 2006–2010 (a, b). Contenido de energía cinética mensual de las bandas de frecuencia diurna y sinóptica (c, d).	34
Figura 2-14. Fórmula estructural de PCDD y PCDF y número de átomos de carbono.	36
Figura 2-15. Concentraciones atmosféricas de PCDD/F (fg EQT/m ³) en todos los sitios de monitoreo de la RMMDFAA durante su operación.....	39
Figura 2-16. Los procesos que determinan el potencial de transporte a largo alcance de los COP..	41
Figura 2-17. Partición dinámica vapor-partícula de los SOC en la atmósfera.	42
Figura 2-18. Representación de los procesos de depositación y degradación atmosférica de los COP.	47
Figura 3-1. Área de estudio. Ubicación de los sitios de observación seleccionados para los análisis espectrales y dominio extraído del modelo NAM para el análisis CEOF. Los nombres de los sitios de observación se presentan en la Tabla 3-1. Adicionalmente, tres puntos de malla del NAM en alta mar fueron utilizados para estimar los gradientes de temperatura y presión sobre la plataforma (ver explicación en la sección 4.2.3).....	48
Figura 3-2. El modelo de transporte y dispersión HYSPLIT-SV.	58
Figura 3-3. Dominio del modelo. Se muestra el punto de emisión en el centro (3z) y los puntos de observación. También se muestra con una línea punteada el límite entre los dominios de los modelos meteorológicos NAM y GDAS.	59
Figura 3-4. Ilustración de la división de un puff en 4 puffs después de 12 horas de simulación.	61
Figura 4-1. Espectros de potencia de observaciones de viento zonal (a) y meridional (b) en los sitios costeros de la PY.....	63
Figura 4-2. Espectros de potencia de observaciones de viento zonal (a) y meridional (b) en los sitios costa afuera de la PY.....	64
Figura 4-3. Espectros de potencia de observaciones de viento zonal (a) y meridional (b) en el sitio tierra adentro de la PY.....	65
Figura 4-4. Espectros cruzados de los componentes horizontales de la velocidad del viento medidos en la PY: (a) ARC-CAM (zonal); (b) PER-SIS (meridional); y (c) MUJ – CNC (zonal). Las líneas verticales verdes indican los períodos de 1 y 10 días. Coherencia estimada en el 95% del nivel de confianza, indicada por la línea verde horizontal.....	67

Figura 4-5. Espectros de potencia de (a) viento zonal y (b) meridional de las salidas del NAM (línea negra) y de observaciones (línea verde) en tres sitios a lo largo de la costa de la PY (CAM, SIS, CNC).	71
Figura 4-6. Estadística descriptiva del campo de viento en superficie de la PY derivada del modelo NAM. Promedio del campo de viento en superficie de (a) Oct-Mar y (b) Abr-Sep. Varianza de Oct-Mar del (c) viento zonal y (d) meridional de LF; (e) viento zonal y (f) meridional de HF. La misma varianza de Abr-Sep: (g) y (h); (i) y (j).	73
Figura 4-7. Estructura espacial de (a) modo 1, (b) modo 2 y (c) modo 3 de Oct-Mar. Asociada (d) LF y (e) HF amplitud y fase de los eigenvectores en la temporada 2012-2013. Gradientes perpendiculares a la costa de la temperatura del aire y MSLP estimados en la plataforma (f) oeste, (g) norte y (h) este de la península.....	77
Figura 4-8. LF y HF amplitud y fase de los eigenvectores en todas las temporadas de Oct-Mar (2007-2017): (a) LF modos 1, 2; (b) LF modo 3; (c) HF modo 1; y (d) HF modo 2.....	79
Figura 4-9. Series de tiempo de los gradientes perpendiculares a la costa de temperatura y MSLP estimados en (a) la plataforma occidental de la PY durante (b) un período seleccionado de amplificación de las altas frecuencias en la temporada de octubre 2012-marzo 2013. Se representan en (c) y (d) los campos de viento en superficie, anomalías, MSLP y temperatura del aire que se establecen durante los eventos indicados en la serie de tiempo de (b).....	82
Figura 4-10. Estructura espacial de (a) modo 1, (b) modo 2 y (c) modo 3 de Abr-Sep. Asociada (d) LF y (e) HF amplitud y fase de los eigenvectores en la temporada del 2013. Gradientes perpendiculares a la costa de la temperatura del aire y MSLP estimados en la plataforma (f) oeste, (g) norte y (h) este de la península.....	88
Figura 4-11. LF y HF amplitud y fase de los eigenvectores en todas las temporadas de Abr-Sep (2007-2017): (a) LF modos 1, 2; (b) HF modo 1; (c) HF modo 2; y (d) HF modo 3.....	90
Figura 4-12. Series de tiempo de los gradientes perpendiculares a la costa de temperatura y MSLP estimados en (a) la plataforma occidental de la PY durante (b) un período seleccionado de amplificación de las altas frecuencias en la temporada de abril-septiembre 2013. Se representan en (c) y (d) los campos de: viento en superficie, anomalías, MSLP y temperatura del aire que se establecen durante los eventos indicados en la serie de tiempo de (b).....	92
Figura 4-13. Conteo mensual de oscilaciones de mayor amplitud diurna de las HF modo 2..	94

Figura 4-14. Dispersión de una liberación continua resultante del experimento *e1* (frente frío moderado) para TCDF en 0-50 m (a) y 300 - 1000 m de altura (b), y para OCDD en 0-50 m (c). Lo mismo, pero para el experimento *e2* (d, e, f) y *e3* (g, h, i). Se representan las concentraciones medias integradas en todo el periodo de modelado (5 días)..... 97

Figura 4-15. Series de tiempo de TCDF (fg/m³) entre 0-50 m durante los experimentos *e1* (a), *e2* (b) y *e3* (c) a lo largo de los puntos de observación (Fig. 3-3) en los ejes *x* (panel 3), y (panel 4). También se representa el comportamiento temporal de baja frecuencia de los modos de la circulación atmosférica, que prevaleció durante cada experimento (amplitud y fase; paneles 1 y 2, respectivamente). 99

Figura 4-16. Fracción de las emisiones totales de TCDF (a) y OCDD (b) durante los experimentos *e1*, *e2* y *e3*, contabilizado para las diferentes rutas de destino en todo el dominio de las simulaciones. 100

Figura 4-17. Dispersión de una liberación continua resultante del experimento *e4* para TCDF en 0-50 m durante todo el periodo de modelado (a) y durante dos periodos cortos de 24-hr seleccionados (b, c). Lo mismo, pero para los eventos *e6* (d, e, f) y *e9* (g, h, i). Se representan las concentraciones medias integradas en cada periodo. La ubicación temporal de los eventos de 24-hr se muestra en la Fig. 4-18. 102

Figura 4-18. Series de tiempo de TCDF (fg/m³) durante los experimentos *e4* (a), *e6* (b) y *e9* (c) a lo largo de los puntos de observación (Figura 3-3) en los ejes *x* (panel 3), y (panel 4). También se representa el comportamiento temporal de alta frecuencia de los modos de la circulación atmosférica, que prevaleció durante cada experimento (amplitud y fase; paneles 1 y 2, respectivamente). 103

Figura 4-19. Dispersión de una liberación continua de TCDF en 0-50 m de altura resultante del experimento *e6* (a; amplificación de las brisas en Abr-Sep). Lo mismo, pero cuando la fuente se localiza en Celestún (b) y en la Bahía de Campeche (c). Se representan las concentraciones medias integradas en todo el periodo de modelado (10 días)..... 105

Figura 4-20. Fracción de las emisiones totales de TCDF (a) y OCDD (b) durante los experimentos *e4*, *e6* y *e9*, contabilizado para las diferentes rutas de destino en todo el dominio de las simulaciones. 107

Figura 4-21. Dispersión de una liberación continua resultante del experimento *e10* para TCDF en 0-50 m durante todo el periodo de modelado (a) y tres periodos cortos de 24-hr seleccionados (b, c, d). Se representan las concentraciones medias integradas en cada periodo. La ubicación temporal de los eventos de 24-hr se muestra en la Fig. 4-22..... 109

Figura 4-22. Fracción de las emisiones totales de TCDF y OCDD durante el experimento e10 contabilizado para las diferentes rutas de destino en todo el dominio de las simulaciones. 109

1 INTRODUCCIÓN

1.1 La circulación atmosférica en la Península de Yucatán y sus implicaciones para la dispersión atmosférica de los Contaminantes Orgánicos Persistentes

La variabilidad del viento tiene una fuerte influencia en varios procesos importantes que ocurren en las zonas costeras. La duración y frecuencia de estos - desde brisas marinas que presentan un marcado ciclo diario hasta influencias sinópticas de mayor duración (e.g. frentes fríos) - afectan la dispersión de los contaminantes atmosféricos (Bornstein y Thompson, 1981; Lalas *et al.*, 1983; Berlyand, 1991), la morfodinámica de las playas (Masselink, 1998, Medellín *et al.*, 2018), la circulación y mezcla de los océanos costeros (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014), entre otros. Por ejemplo, en la Península de Yucatán (PY), la brisa marina y los frentes fríos se han identificado como los principales impulsores de la dinámica costera (Torres-Freyermuth *et al.*, 2017) y los últimos como disruptores de la surgencia (Reyes-Mendoza *et al.*, 2016). La brisa marina y la brisa terrestre también juegan un papel importante en el potencial de energía eólica de la región (Figueroa-Espinoza *et al.*, 2014).

La PY se encuentra en el este de México, entre el Golfo de México (GoM) y el Mar Caribe, dentro del cinturón de los vientos alisios. Por lo tanto, la dirección del viento predominante está influenciada en gran medida por la variabilidad de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (ASAN, o NASH por sus siglas en inglés), una alta presión atmosférica que genera vientos anticiclónicos en el norte del océano Atlántico. La ASAN genera vientos del noreste en los meses de invierno y del este-sureste en los meses de verano (Davis *et al.*, 1997). Durante los meses de verano, hay además otras influencias sinópticas importantes como las ondas tropicales (Serra *et al.*, 2010) y los ciclones tropicales (Kimball y Mulekar, 2004). En invierno, cuando la ASAN es más débil, sistemas de alta presión se mueven desde latitudes medias hacia el ecuador, permitiendo que vientos fríos e intensos (conocidos localmente como "nortes"), asociados con la zona de transición entre las masas de aire polar y la atmósfera tropical (es decir, frentes fríos), alcancen la PY. Aunque la mayoría de los frentes fríos ingresan a la región durante los meses de invierno, octubre, noviembre y marzo también se consideran meses de actividad frontal (DiMego *et al.*, 1976; Henry, 1979).

Pérez-Santos *et al.* (2010) estimaron los principales modos de variabilidad de los vientos marinos de escala sinóptica sobre la cuenca de Yucatán-Mar Caribe; en verano, el primer, segundo y tercer modos fueron relacionados con ondas tropicales, sistemas de baja presión y huracanes, respectivamente; en invierno, los sistemas extratropicales de baja presión y frentes fríos se asociaron con el primer modo. Estos autores no analizaron la dinámica de los vientos en la masa continental de la PY.

Debido a su condición de península, y en respuesta al gradiente diario de temperatura entre una masa de tierra más cálida y el mar, el aire marino más frío puede propagarse hacia el interior alrededor de todas las costas de la PY (es decir, la brisa del mar). La evolución de la brisa marina dependerá de varios factores, pero la fuerza del flujo sinóptico es un control importante (Estoque, 1962; Simpson, 1994). Otros factores incluyen la fuerza de Coriolis, la topografía (Miller *et al.*, 2003) y el ancho de tierra (Xian y Pielke, 1991). Durante la noche, el gradiente horizontal de temperatura (y presión) se invierte (la tierra se enfría más rápido que la superficie del mar) y puede producirse una suave "brisa terrestre", que provoca una inversión del flujo del viento (vientos hacia el mar; Lutgens y Tarbuck, 2013).

Hay algunas ideas en la literatura sobre la variabilidad espacio-temporal de la brisa marina/terrestre en la PY. Gille *et al.* (2003), quienes analizaron las diferencias entre los vientos marinos de la mañana y tarde, encontraron algunas regiones del cinturón de vientos alisios, y particularmente la plataforma occidental de la PY, con una firma importante de brisa marina. Esto refuerza la idea de que en el GoM la mayor excentricidad de la elipse diurna del viento, como indicación de la fuerza de la brisa marina, se ha identificado en abril y mayo en la Bahía de Campeche (Taylor-Espinosa, 2009). Salas *et al.* (1992) también encontraron picos espectrales diurnos significativos de viento en la misma área. En la región continental de la PY, Soler-Bientz *et al.* (2010) mostraron que, en las costas oeste y noroeste, se produce una rotación significativa del viento del este al norte y asociaron sus hallazgos con la circulación de la brisa marina. No obstante, a pesar de esta identificación de la región occidental de la PY como un área con una variabilidad diurna significativa, la estructura espacio-temporal de los sistemas semipermanentes asociados con esta variabilidad no se han estudiado, ni la influencia y estructura de los sistemas que operan a frecuencias más bajas (e.g. frentes fríos y ondas tropicales).

Entender la dinámica de los vientos en la PY es importante para explorar el origen de los Contaminantes Orgánicos Persistentes (COP) que han sido medidos en la costa occidental en concentraciones atmosféricas elevadas (Wong *et al.*, 2009; CCA, 2013). Específicamente, las campañas de monitoreo fueron realizadas en la Reserva Ecológica de Ria Celestún para dioxinas y furanos (PCDD/F) durante 2008-2012 y pesticidas organoclorados durante 2002-2004. Los COP son un grupo de sustancias químicas que tienen alto potencial para transportarse largas distancias en el medio ambiente, pues resisten la degradación. Dentro de este grupo se incluyen: retardantes de llama bromados, bifenilos policlorados, PCDD/F, pesticidas organoclorados, entre otros. Los COP son sustancias peligrosas pues se bioacumulan y producen efectos adversos en los ecosistemas (UNEP, 2011; UNEP, 2018). La protección del ecosistema costero contra la contaminación por COP es importante debido al papel fundamental que desempeña en la integridad ambiental y actividades económicas de la región como el turismo y la pesca (CONANP, 2000; Salas *et al.*, 2006).

Esta investigación se llevó a cabo para comprender la variabilidad asociada a los sistemas de vientos locales y de escala sinóptica en la PY, y explorar como estos sistemas influyen en el transporte y dispersión de algunos COP en la región (PCDD/F).

1.2 Motivación

Los fenómenos relacionados con la circulación atmosférica son de particular interés para la agricultura, la energía, la pesca, el ordenamiento territorial, la protección civil, la ingeniería costera, el control de incendios forestales, y el uso de medidas para contrarrestar la contaminación del aire, entre otros. En cuanto a la motivación científica, los aspectos por entender se describen abajo:

- i. Los modos de la variación climática de los vientos locales y sinópticos en la PY no han sido estudiados a detalle. Un modo de variabilidad climática se define como una estructura subyacente en el espacio-tiempo con patrón espacial preferido y variación temporal determinada, que ayuda a explicar la variabilidad climática y las teleconexiones (IPCC, 2013). A menudo se considera que un modo de variabilidad es el producto de un

patrón climático espacial y una serie temporal de índices climáticos asociados. Los modos de variabilidad climática representan efectos de procesos físicos y se pueden obtener a través de un Análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) (Von Storch y Zwiers, 1999). El presente estudio incluye un análisis de los modos de variabilidad de los vientos locales y sinópticos tanto en la parte marina como continental, así como las frecuencias asociadas.

- ii. El estudio de la variabilidad del viento en la región se ha enfocado en investigar la influencia separada de los vientos locales y sinópticos en la Península de Yucatán (DiMego *et al.*, 1976; Henry, 1979; Salas *et al.*, 1992; Taylor-Espinosa, 2009; Soler-Bientz *et al.*, 2010; Pérez-Santos *et al.*, 2010). Sin embargo, no se ha realizado una caracterización de la interacción espacio-temporal de tales procesos y, por lo tanto, existe una falta de comprensión de la dinámica asociada. Esta investigación pretende caracterizar esta interacción a través del análisis de la relación entre las altas y bajas frecuencias asociadas con los modos de variabilidad.
- iii. En el estudio de los campos de viento en la Republica Mexicana de Márquez *et al.*, (2007) para la selección de los sitios que conformarían la Red Mexicana de Monitoreo de Dioxinas y Furanos en Aire Ambiente, se refiere que el sitio de Celestún muestra una influencia marítima pero regional dado que no hay diferencias significativas durante el día y la noche. Lo anterior se explicaría por una influencia menos marcada de vientos locales. Sin embargo, Taylor-Espinosa, (2009) y Soler-Bientz *et al.*, (2010) identifican en la costa occidental de la Península de Yucatán (donde se encuentra Celestún) una importante variabilidad diurna. Como se puede identificar, hay discordancia entre lo que los autores reportan. La presente investigación permitirá validar las ideas de estos autores.
- iv. Celestún, un sitio semirural de importancia ecológica (a nivel nacional) ya que se ubica dentro de la Reserva Ecológica de Ría Celestún con actividades de pesca y turismo (a nivel local), presenta niveles atmosféricos de PCDD/F del casi 50% que las zonas urbanas. El sitio de Celestún presenta las concentraciones atmosféricas medidas más altas de PCDD/F en México, descartando las zonas que reciben una fuerte influencia local

(Monterrey, México, D.F. y Coquimatlán; CCA, 2013). De acuerdo con los datos de monitoreo recabados en 15 momentos de muestreo mensuales entre 2008-2012 por CCA (2013), se han registrado concentraciones del orden de 43 fg EQT/m³ de PCDD/F, casi la mitad de la concentración que la Guía Europea para la Calidad del Aire (WHO, 2000) ha especificado para centros urbanos (100 fg EQT/m³). El centro urbano más importante, Mérida, se localiza a 104 km de distancia. La presente investigación puede proporcionar un primer paso para explorar la forma en que los fenómenos atmosféricos contribuyen a la dispersión y ultimadamente a la variabilidad de PCDD/F sobre la Península de Yucatán, y por lo tanto sobre la reserva ecológica de Ría Celestún.

1.3 Preguntas de investigación

Las preguntas de investigación que se formulan son las siguientes:

- i. ¿Cuáles son los modos de variación climática de los sistemas de viento locales y sinópticos en la PY?
- ii. ¿Cuáles son las interacciones espacio-temporales entre la mesoescala y la escala sinóptica de la circulación?
- iii. ¿Cuál es la influencia de estos sistemas de viento en los patrones de dispersión de PCDD/F?

1.4 Hipótesis

Debido a la posición de la Península de Yucatán en la zona subtropical del cinturón de los vientos alisios, entre el Golfo de México y el Mar Caribe, y al ancho de la masa continental de la misma (> 150 km), se enuncian las siguientes hipótesis:

- i. Debido a que la mayor actividad de los frentes fríos se registra entre octubre y marzo, el campo de vientos en superficie de la Península de Yucatán se encuentra dominado por un modo de variabilidad que representa estos sistemas frontales, que mostrará mayor

amplitud espacial en la plataforma norte con mayores oscilaciones temporales en los meses pico de la actividad frontal (invierno). En los meses con menor forzamiento sinóptico (abril a septiembre), dominará otro modo que representa un sistema de brisas marinas con mayor amplitud en la costa occidental, el cual mostrará mayores oscilaciones entre abril y mayo. Debido al ancho de la masa continental de la Península, no se espera que esta estructura muestre la convergencia de las brisas en el interior.

- ii. Las oscilaciones asociadas con las brisas se verán naturalmente disminuidas o amplificadas en respuesta a las oscilaciones asociadas con los sistemas sinópticos. La variación interanual de la sinopticidad modulará la propia variación de las brisas. Se espera que esto sea especialmente verdadero en las temporadas que coincidan con la fase caliente de ENSO (eventos de El Niño).
- iii. Los regímenes de viento afectarán las condiciones de ventilación, estancamiento y recirculación de PCDD/F.

1.5 Objetivos

El objetivo general de la presente investigación es el de comprender los modos de variabilidad asociados con la circulación atmosférica de mesoescala (vientos locales) y escala sinóptica en el campo de vientos de la Península de Yucatán, y reconocer su influencia en el transporte y dispersión atmosféricos de PCDD/F en la región.

Los objetivos específicos son los siguientes:

- i. Identificar las frecuencias dominantes de las observaciones de viento en superficie de la PY a través de análisis espectrales y co-espectrales.
- ii. Caracterizar la variabilidad espaciotemporal de las estructuras semipermanentes asociadas con la circulación atmosférica de mesoescala y escala sinóptica en superficie de la Península de Yucatán (modos de variabilidad), a través de un análisis de Funciones

Empíricas Ortogonales Complejas (CEOF) a las salidas de un modelo meteorológico que sea capaz de reproducir las frecuencias dominantes de las observaciones.

- iii. Explorar los patrones de transporte y dispersión atmosférica de PCDD/F bajo los principales modos de circulación con el modelo numérico de dispersión. En específico se evalúan dos congéneres representativos de su fracción relativa sobre partículas atmosféricas: 2,3,7,8-TCDF y OCDD.

1.6 Organización de la tesis

Para cumplir con los objetivos, en el Capítulo 1 se introduce al lector con la motivación y estructura del trabajo. Después, en el Capítulo 2 se presenta el estado del arte y marco conceptual de la investigación. En el Capítulo 3 se describe la metodología organizada por cada uno de los tres objetivos específicos: secciones 3.1, 3.2 y 3.3, respectivamente. En el Capítulo 4 se presentan y examinan los resultados en el mismo orden secuencial. Inicialmente se describen los resultados del análisis espectral y co-espectral a los componentes horizontales de viento obtenidos de estaciones meteorológicas automáticas localizadas en la región marina, costera e interior de la península realizados para identificar las frecuencias dominantes. Esta evaluación se realizó en un periodo neutral de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y también se utilizó para validar salidas de modelaciones de vientos en superficie del modelo North American Mesoscale Forecast System (NAM; Janjic *et al.*, 2005; sección 4.1). Después, la variabilidad climática de los sistemas de vientos asociados con estas frecuencias es analizada a detalle a través los resultados de un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales Complejas (CEOF, por sus siglas en inglés) aplicado sobre 10 años (mayo 2007 - mayo 2017) de simulaciones numéricas del modelo NAM, asistido con filtrado digital a las salidas del análisis CEOF. El análisis se realizó por separado para dos periodos marcados por distintos tipos de influencias sinópticas en la región Golfo de México-Mar Caribe (octubre-marzo, frentes fríos; abril-septiembre, sistemas tropicales). Esta estrategia facilitó la interpretación del comportamiento temporal de las estructuras semipermanentes en el campo de vientos, y permitió examinar la interacción entre las altas (mesoescala) y bajas frecuencias (escala sinóptica) (sección 4.2). Finalmente, la influencia de estos mecanismos en la dispersión de PCDD/F es explorada a través de los resultados de

simulaciones realizadas con el modelo numérico HYSPLIT-SV (Cohen *et al.*, 2002) que fue alimentado con las mismas salidas del modelo NAM (sección 4.3). Finalmente, en el Capítulo 5 se presenta el resumen de los hallazgos y una discusión general y en el Capítulo 6 las conclusiones de la investigación.

2 ESTADO DEL ARTE Y MARCO CONCEPTUAL

2.1 Principios básicos de la circulación atmosférica

2.1.1 La capa límite atmosférica

La Tierra está rodeada por una capa gaseosa denominada atmósfera. Los intercambios de energía que ocurren continuamente entre la atmósfera y la superficie de la Tierra, y entre la atmósfera y el espacio, producen los efectos denominados como *tiempo atmosférico*, el cual no debe ser confundido con el *clima*.

La primera capa de la atmósfera se denomina troposfera, y se extiende desde el suelo hasta una altitud promedio de 11 km, pero a menudo solo los dos kilómetros más bajos se modifican directamente por la superficie subyacente. Se puede definir la *capa límite atmosférica* (atmospheric boundary layer o ABL) como aquella parte de la troposfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie de la tierra y responde a forzamientos con una escala de tiempo de aproximadamente una hora o menos. El grosor de la capa límite es bastante variable en el tiempo y espacio, y va desde cientos de metros a unos pocos kilómetros (Fig. 2-1). El resto del aire en la troposfera generalmente se denomina como *atmósfera libre* donde el flujo es predominantemente geostrófico (Stull, 1988).

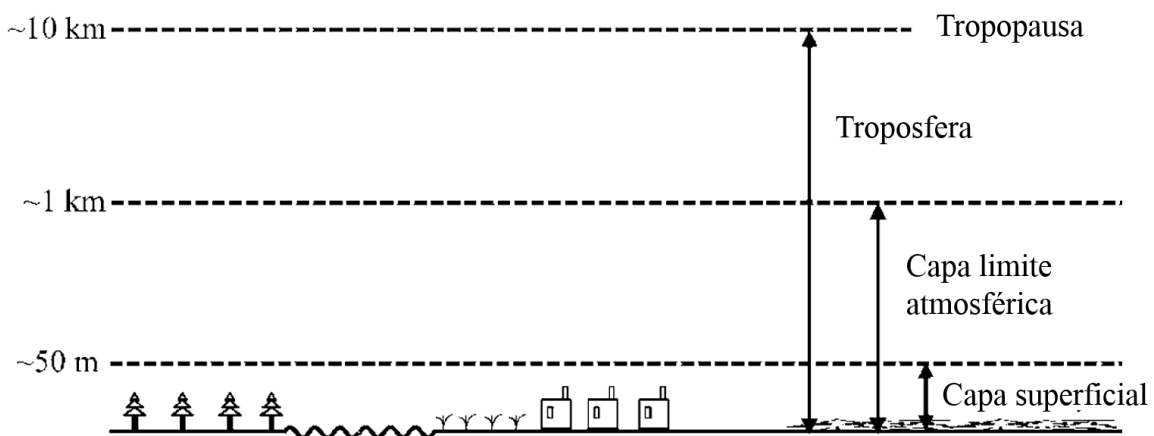


Figura 2-1. División de la atmósfera inferior (sin escala).

Fuente: Adaptado de Lee, 2018.

La capa límite se caracteriza por grandes variaciones diurnas de sus condiciones físicas y químicas. En contraste, las variaciones diurnas están ausentes en la atmósfera libre (Lee, 2018). Otra característica importante de la capa límite es que el movimiento del aire es generalmente turbulento. Sin embargo, algunas variaciones pueden identificarse en la vertical, lo que ha permitido subdividir la capa límite en varias capas caracterizadas por diferentes parámetros de "escala" (Zannetti, 2013):

- *Capa de rugosidad*: Región sobre el suelo en la que la turbulencia es intermitente o no está completamente desarrollada. Abarca desde la superficie terrestre (mm por encima del suelo) hasta la altura de la longitud de rugosidad z_o , cuyos valores típicos se presentan en la Figura 2-2. Esta capa se ha denominado tradicionalmente como una *subcapa laminar*, y en ella la viscosidad molecular no juega un papel muy importante
- *Capa superficial*: abarca desde z_o a h_s , donde h_s varía aproximadamente de 10 a 200 m. En esta capa, los flujos de momentum, calor y humedad se asume que son independientes de la altura.
- *Capa de transición* (o capa Ekman): de h_s a Z_i , donde Z_i varía de unos 100 m a 2 km. La parte superior de la capa límite Z_i es "el nivel más bajo en la atmósfera en el que la superficie del suelo ya no influye en las variables dependientes a través de la transferencia turbulenta de masa". Dicho de otra manera, Z_i es la altura máxima donde la turbulencia del piso se siente. En situaciones especiales, como durante tormentas eléctricas, la capa límite puede extenderse hacia la estratosfera (una capa límite entre aproximadamente 10 y 50 km sobre el suelo). Por encima de Z_i , la turbulencia ocurre solo en capas de cizallamiento y dentro de nubes convectivas de tipo cúmulo. La altura de Z_i a menudo se define por la altura más baja donde ocurre la inversión de temperatura, si es que existe.

Las propiedades meteorológicas de cada capa varían en el tiempo y afectan la dispersión de contaminantes. Entre z_o y Z_i , los fenómenos turbulentos prevalecen sobre los fenómenos moleculares y estos últimos se vuelven insignificantes. Por debajo de z_o y por encima de Z_i , la turbulencia no está completamente desarrollada y, por lo tanto, el movimiento molecular puede desempeñar un papel en la transferencia de masa y energía. En la atmósfera, la turbulencia tiene una gran capacidad de mezcla, ya que sus remolinos alcanzan tamaños verticales entre 1 mm y la

totalidad de la capa límite. Como resultado, sus tasas de difusión son varios órdenes de magnitud más grandes que los del movimiento molecular (Zannetti, 2013).

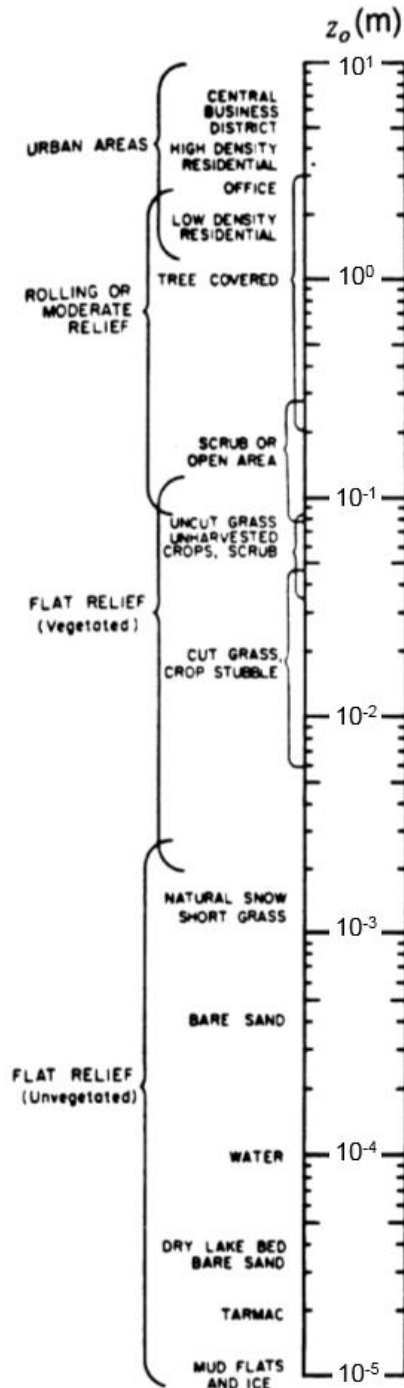


Figura 2-2. Longitud de rugosidad z_o de diferentes tipos de superficies
Fuente: Adaptado de Zannetti, 2013.

La turbulencia es esencialmente los movimientos del viento sobre escalas temporales menores al tiempo promedio utilizado para medir el viento (usualmente 10 min.). La turbulencia consiste en remolinos tridimensionales, o *eddies*, que se mueven en todas las orientaciones posibles (verticales y horizontales) respecto a la dirección del viento. La turbulencia puede ser de origen mecánico o boyante. La turbulencia mecánica se origina cuando el viento pasa a través de obstáculos como vegetación o estructuras (rugosidad). Mientras más intenso sea el viento, mayor será la turbulencia mecánica generada. También, mientras más grandes sean los elementos rugosos sobre la superficie, mayor será la turbulencia. La turbulencia mecánica también puede crearse por una corriente de aire rápida que pasa cerca de una corriente de aire que se mueve más lentamente (cizalla). La acción de cizallamiento entre la variación de estas dos corrientes de aire produce turbulencia mecánica (Turner, 1994).

El calentamiento o enfriamiento de la superficie terrestre genera turbulencia boyante. En un extremo, al medio día con cielos despejados y vientos ligeros, el calentamiento del sol crea sobre la superficie terrestre un flujo de calor hacia arriba, y este calienta el aire que se encuentra inmediatamente por encima. Con un calentamiento extremo, remolinos convectivos grandes generan corrientes ascendentes (*thermals*) que pueden extenderse en el orden de 1,000 a 1,500 m. En el otro extremo, en una noche con vientos ligeros, la radiación de onda larga que sale enfría la superficie y el aire adyacente. Este enfriamiento cerca de la superficie, con el aire por encima permaneciendo con una temperatura prácticamente inalterada, resulta en la creación de una inversión térmica en la capa cercana a la superficie (la temperatura del aire aumenta en la vertical, en lugar de disminuir). La influencia de esta inversión causa que la atmósfera se *estabilice* y resista el movimiento en la vertical. Esta reducción de intercambio en la vertical reduce la dispersión vertical. Bajo esta condición se genera flotabilidad negativa, que eventualmente amortiguara algo de la turbulencia mecánica (Turner, 1994).

Sobre el océano, la turbulencia térmica no es tan importante como sobre la tierra dado que la temperatura del agua no cambia significativamente durante el día. La turbulencia mecánica también es más débil que sobre la tierra debido a que la superficie del océano es relativamente lisa (Jacobson, 2005).

Además de la turbulencia, en la capa límite el flujo de aire o viento se categoriza como ondas o viento medio. Cada uno puede existir por separado o en presencia de cualquiera de los otros. Cada uno puede existir en la capa límite, donde el transporte de humedad, calor, momentum y los contaminantes están dominados en la horizontal por el viento medio y en la vertical por la turbulencia (Stull, 1988). Las escalas temporales y espaciales del viento se examinan en la siguiente sección.

2.1.2 Las escalas temporales y espaciales de la circulación atmosférica

Es convencional considerar la circulación atmosférica planetaria en términos de un movimiento *promedio* obtenido al promediar el flujo (viento) a lo largo de círculos de latitud, y un movimiento *perturbado* de variación irregular que representa una alteración (anomalía) del movimiento promedio (Saltsman, 1957). En la atmósfera, esta variación tiene varias escalas espaciales y temporales. En términos de escala temporal (o dominio de la frecuencia), estos rangos van desde escalas de unos pocos segundos (para procesos turbulentos), hasta semidiurnas (ondas), diurnas, escalas sinópticas (2–7 días), escalas bisemanales, Oscilación Madden-Julian (30–60 días), ciclos anuales (por ejemplo, vientos monzonales), entre otros [El Niño-Oscilación del Sur, el Modo Meridional del Atlántico (AMM, por sus siglas en inglés), el Modo Ecuatorial Zonal del Atlántico (AZM), Oscilación del Atlántico Norte (NAO), Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO), etc.].

En términos de escala espacial (o dominio de número de onda), las escalas van desde unos pocos milímetros para procesos turbulentos, pocos cientos de metros para movimientos de nubes, pocos cientos de kilómetros para disturbios tropicales (e.g., ciclones tropicales), pocos miles de kilómetros para las ondas del este Africanas (ondas tropicales), y así sucesivamente. Estas escalas no existen separadas unas de otras, sino que están en constante interacción (N-Krishnamurti *et al.*, 2013). Las escalas temporales y espaciales de algunos de estos fenómenos se representan en la Figura 2-3.

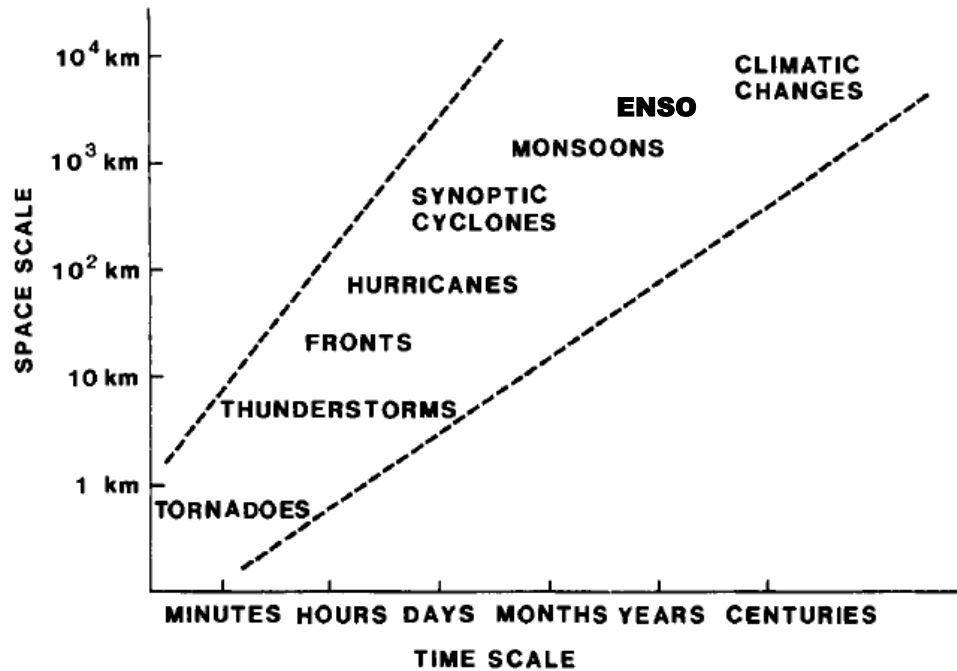


Figura 2-3. Dimensiones espaciales y temporales de algunos sistemas atmosféricos.
Fuente: Adaptado de Hsu, 2013.

La energía cinética de los fenómenos atmosféricos asociados con estas anomalías puede ser evaluada a través de espectros de potencia; los resultados a obtener difieren en función de la altitud (Oort y Taylor, 1969; Vinnichenko, 1970), latitud (Winston Prakash *et al.*, 1993), topografía (Kai, 1987) y temporada bajo estudio (Lyons, 1975). Sin embargo, es posible citar los resultados del distinguido trabajo de Oort y Taylor, (1969), obtenidos con 10 años de observaciones en superficie entre 47°N y 42°N en áreas del noreste y norte de EUA (Fig. 2-4). Los autores identificaron que la mayor parte de la energía representada en el espectro se encontraba entre los periodos de 2 a 7 días asociados a actividad ciclónica y anticiclónica en la región. En la frecuencia diurna se encontró un pico importante mientras que la turbulencia de pequeña escala del orden de minutos también contribuyó, aunque fue mucho menor. Finalmente, en las bajas frecuencias más allá de la actividad ciclónica, se estimó la mayor parte de la energía en los periodos anual y semianual.

Los resultados del trabajo de Oort y Taylor, (1969), junto con los de Vinnichenko, (1970), obtenidos en la atmósfera libre (desde ~2 km de altura hasta el límite de la troposfera), ayudaron a entender que existía una división natural de las escalas en las que operan los distintos

fenómenos, de los cuales los que ocurren con una frecuencia diurna tienen una mayor influencia en la capa superficial de la capa límite atmosférica, mientras que en la atmósfera libre los picos asociados a los sistemas sinópticos tienen una clara dominancia.

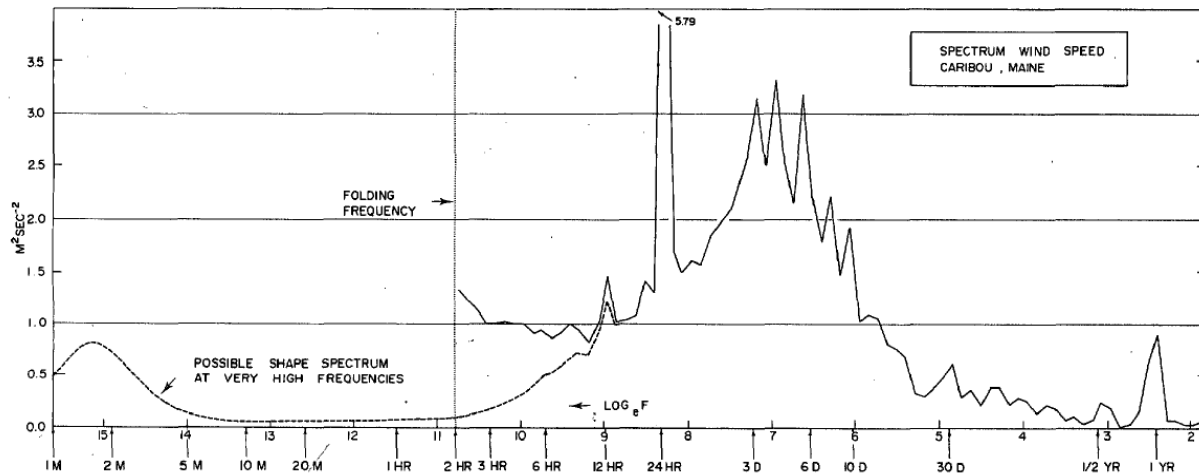


Figura 2-4. Espectro de potencia de la magnitud del viento para el sitio de Caribou, Maine.
Fuente: Oort y Taylor, 1969

En la escala sinóptica de la circulación, se puede considerar a los fenómenos que operan en una escala temporal de 2 a 7 u 8 días, como lo son: ciclones migratorios (por ejemplo, depresiones, tormentas tropicales y huracanes), anticiclones migratorios (Oort y Taylor, 1969; Barry, 1970) y frentes climáticos (Jacobson, 2005). En los trópicos, las ondas tropicales del este, en muchos casos precursoras de los ciclones tropicales que afectan el clima de América, también pertenecen a esta escala de circulación (Merritt, 1964). En lo referente a la escala espacial de movimiento de los fenómenos sinópticos, la Sociedad Americana de Meteorología (AMS por sus siglas en inglés) la define como “Una escala específica del movimiento atmosférico con un rango típico de muchos cientos de kilómetros, incluidos fenómenos como los anticiclones y ciclones tropicales” (AMS, 2012a). Es posible identificar en la literatura especializada que los rangos espaciales de la escala sinóptica oscilan entre: 500 – 2,000 km (Barry, 1970); 1,000 – 2,000 km (Barry y Carleton, 2001); y 500 - 10,000 km (Jacobson, 2005).

La energía cinética asociada a la frecuencia diurna en el espectro de potencia de la Figura 2-4, representa la influencia de los fenómenos atmosféricos de mesoescala. La mesoescala

(o escala sub-sinóptica) oscila entre 1 hora a 48 horas en el plano temporal y 20 km a 500 km en el plano espacial-horizontal (Fiedler y Panofsky, 1970). Los sistemas de vientos locales operan en la mesoescala (Barry, 1970). Dos clases de vientos locales pueden distinguirse: vientos inducidos térmicamente y vientos orográficos (Simpson, 1994). Los primeros se generan por un diferencial de calentamiento de partes de la superficie terrestre (por ejemplo, brisa de mar, brisa de tierra, brisa de valle, brisa de montaña). Estos sistemas muestran una fuerte variación diurna. El segundo grupo consiste en vientos que ocurren cuando ciertos sistemas de amplia escala (sinópticos) interactúan de manera vigorosa con la orografía local para producir fuertes vientos (por ejemplo, los tehuanos, vientos de brecha de montaña que ocurren en invierno en el Golfo de Tehuantepec debido a la interacción de la orografía local con los vientos asociados a frentes fríos). De acuerdo con AMS (2012b) los vientos que acompañan a las tormentas individuales o a los sistemas convectivos de mesoescala, también se consideran vientos locales.

2.1.3 El sistema brisa de mar – brisa de tierra

Las brisas de mar son un sistema de viento local costero que sopla de mar a tierra en horario diurno, causado por la diferencia de temperatura que ocurre cuando la superficie terrestre se calienta más que el mar adyacente debido a la mayor capacidad calorífica de este último. Este contraste térmico horizontal crea una fuerza de gradiente de presión que apunta hacia la costa, por lo que en respuesta el aire marino se propaga hacia el continente entre 15 y 200 km (Simpson, 1994). Se ha determinado que la creación y propagación en todas las direcciones de ondas de sonido a 300 m s^{-1} cuando el aire terrestre se expande por el calentamiento adiabático, juega un rol crítico en la caída de presión en tierra y el incremento de la presión en el mar que inicia la brisa marina (Tum y Van Delden, 1999).

Las brisas marinas más fuertes se han asociado con diferencias horizontales de temperatura de al menos $3\text{-}5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ con presencia de viento ligero (Simpson, 1994; Prtenjak y Grisogono, 2007). En el hemisferio norte, a medida que avanza el régimen de la brisa marina, el viento desarrolla un componente que rota generalmente de manera anticiclónica (a favor de las manecillas del reloj) debido a la fuerza de Coriolis. Durante la noche, los gradientes de temperatura y presión se invierten y en respuesta un fenómeno *espejo* denominado brisa de tierra

ocurre, siendo generalmente más débil que su contraparte de día por un factor de 1.5x o mayor (Mak y Walsh, 1976). Algunos de los componentes del sistema de la brisa marina son (Miller *et al.*, 2003; Figura 2-5):

1. La circulación de la brisa marina (SBC) es una celda de mesoescala que gira verticalmente, con flujo hacia la costa cerca de la superficie de la Tierra, corrientes de aire ascendentes hacia el interior, subsidencia difusa a varios kilómetros hacia el mar y (generalmente) flujo de retorno hacia el mar cerca de 900 mbar.
 2. La corriente de gravedad de la brisa marina (SBG) es el flujo terrestre de aire marino frío y húmedo en el brazo horizontal inferior del SBC.
 3. El frente de brisa marina (SBF) es el borde terrestre del SBG y el SBC, a menudo asociado con cambios bruscos de temperatura, humedad y viento. Su aproximación puede estar marcada por el desarrollo de cúmulos (Cu) de buen tiempo.
 4. La cabeza de la brisa marina (SBH) es la cabeza elevada arriba e inmediatamente detrás de la SBF, creada por corrientes ascendentes dentro de las masas de aire continentales y marinas.
- Es aproximadamente el doble que el siguiente flujo "alimentador" detrás del SBF.

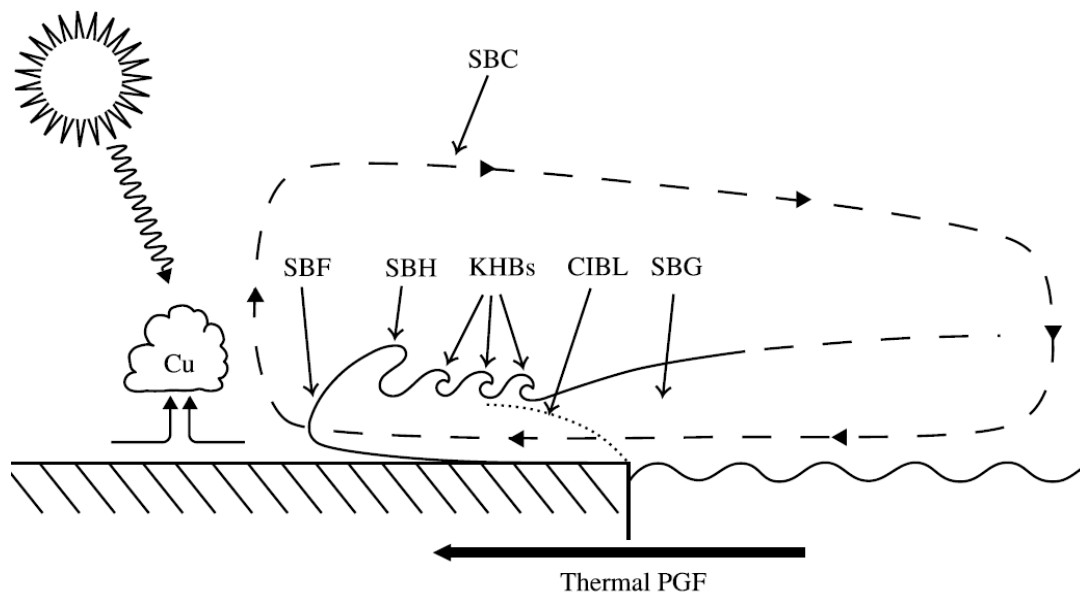


Figura 2-5. Sistema de la brisa marina
Fuente: Miller *et al.*, 2003

5. Las ondas de Kelvin-Helmholtz (KHB) se desarrollan a lo largo del límite superior del SBG durante los períodos de baja estabilidad estática (mediodía).
6. La capa límite interna convectiva (CIBL) es una región inestable dentro de la masa de aire marino, que aparece en la costa y crece en profundidad con la distancia hacia el interior, en la cual los contaminantes de bajo nivel pueden quedar atrapados y concentrados.

La evolución de la brisa marina dependerá de varios factores, pero la fuerza del flujo sinóptico es un control importante (Estoque, 1962; Simpson, 1994; Miller *et al.*, 2003). Estudios numéricos y observacionales muestran que mientras el flujo de escala sinóptica *onshore* (costa adentro) tiende a crear brisas marinas más débiles que se forman más tarde en el día y se propagan largas distancias hacia el interior, el flujo *offshore* (costa afuera) crea brisas marinas más fuertes que se forman más temprano en el día y se propagan solo cortas distancias tierra adentro. El flujo paralelo a la costa crea brisas marinas que son similares a los casos anteriores (Estoque, 1962; Arritt, 1993; Zhong y Takle, 1993; Helmis *et al.*, 1995; Atkins y Wakimoto, 1997; Weaver, 2006).

La pronunciada sensibilidad de la brisa marina a la dirección del viento sinóptico ha sido atribuida a: (1) la advección de aire marino frío hacia el interior inhibiendo el calentamiento y resultando en gradientes más débiles de temperatura y presión (Estoque, 1962); y (2) al incremento del gradiente horizontal de temperatura (y consecuentemente del gradiente de presión) debido a la convergencia entre la brisa marina y el flujo sinóptico en dirección opuesta (Atkinson, 1981; Arritt, 1993). Arritt (1993) través de un modelo numérico no-lineal en 2-D examinó el desarrollo de la brisa marina bajo distintas intensidades y orientaciones del flujo sinóptico, y encontró que un flujo sinóptico costa adentro de 3 m s^{-1} fue suficiente para suprimir la circulación inducida térmicamente, mientras que con un flujo sinóptico costa afuera tan fuerte como 11 m s^{-1} , la circulación de la brisa marina todavía era evidente, aunque no penetraba tierra adentro. Las brisas marinas más fuertes con penetración tierra adentro se identificaron con un flujo costa afuera débil ($3 - 6 \text{ m s}^{-1}$). Estas magnitudes pueden contrastarse con las observaciones de Cetola (1997) sobre Cabo Cañaveral al este de la península de Florida, que encontró que, en general, la brisa marina en la temporada cálida se produce cuando el flujo costa adentro no es mayor a 6 m s^{-1} , y cuando el flujo costa afuera no supera los 10 m s^{-1} . En cuanto a la fase de la

brisa de tierra, los experimentos numéricos de Zhong y Takle, (1993), mostraron que con un flujo costa adentro de más de 5 m s^{-1} no se produce la brisa de tierra, lo cual fue observado por Delgado-González *et al.* (1994) sobre el Golfo de California.

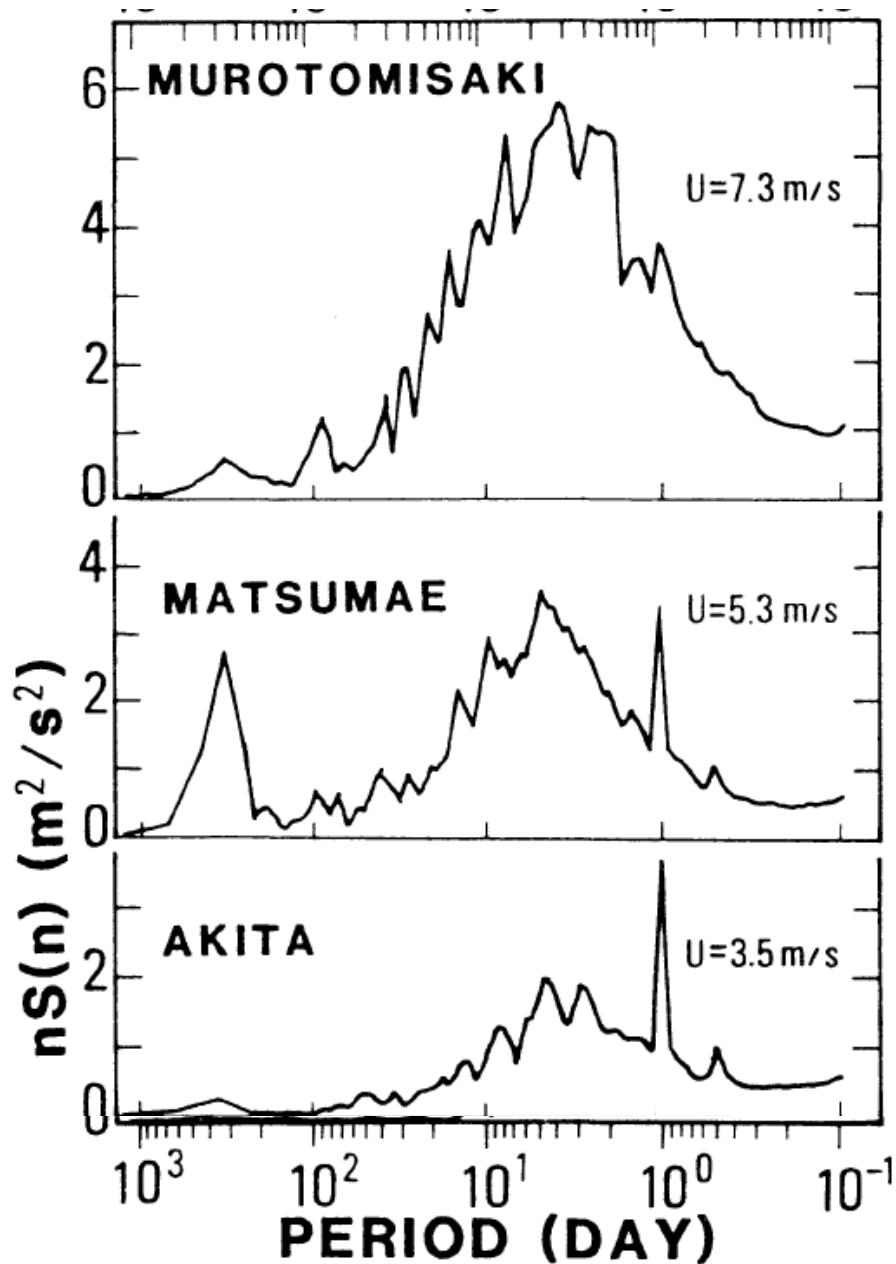


Figura 2-6. Espectro de la magnitud del viento de un sitio localizado en un cabo (panel superior), una península (medio) y una planicie costera (inferior) en Japón de 1979 a 1983. La magnitud del viento medio de cada sitio se indica en el interior de cada espectro.

Fuente: Adaptado de Kai, 1987

El efecto del forzamiento sinóptico en el desarrollo de la circulación local de una región puede identificarse en la Figura 2-6. Se presentan espectros de potencia de la magnitud del viento de tres sitios de Japón que tienen distinta topografía y magnitud del viento medio (Kai, 1987). Un espectro de potencia representa la distribución de la energía de fenómenos que operan a distintas frecuencias y mientras más prominente sea el pico diurno del espectro mayor será la intensidad de la circulación local en el sitio y viceversa (Oort y Taylor, 1969). Es posible observar como el sitio que se localiza en un cabo (Murotomisaki, espectro del panel superior) presenta los mayores picos espectrales en las bajas frecuencias (~3-10 días), con un pico diurno bastante disminuido y registra las mayores magnitudes del viento medio (7.3 m s^{-1}). Kai (1987) dedujo que el patrón del espectro mostraba una mayor exposición a los ciclones y anticiclones sinópticos debido a la posición geográfica del sitio. Estas relaciones se invierten en un sitio localizado en una planicie costera (Akita, panel inferior), ya que presenta un pico diurno más sobresaliente que domina sobre las bajas frecuencias, registrando el menor viento medio de los tres sitios (3.5 m s^{-1}). Finalmente, el sitio localizado en una península (Matsumae, panel medio) muestra un patrón del espectro intermedio entre los dos anteriores, donde altas y bajas frecuencias son importantes. Estos hallazgos refuerzan la idea de que cuando el forzamiento sinóptico es débil, la circulación de la brisa domina (Poljak *et al.*, 2014).

Otros factores que influyen en la evolución de la brisa marina son: la fricción de la superficie, la estabilidad atmosférica en la capa límite, la orientación de la costa, el ancho de la masa continental y la interacción de la brisa con otros sistemas meteorológicos (Miller *et al.*, 2003). En las penínsulas e islas, se podría esperar un desarrollo de la *brisa marina de doble costa*. Este es un fenómeno de mesoescala en el que las brisas marinas que soplan desde todas las costas convergen en el interior produciendo una línea de nubes cumuliformes (Simpson, 1994; Fig. 2-7). La localización de la zona de convergencia, si existe, se encontrará determinada por el ancho de la masa continental. Miller *et al.*, (2003) citando a Xian y Pielke, (1991), describe que el forzamiento térmico sobre una península o isla estrecha es insuficiente para desarrollar una circulación profunda y bien organizada a mesoescala, y ambos sistemas de brisa marina son débiles. Para masas de tierra con anchos entre 100 y 150 km, el forzamiento térmico es lo suficientemente fuerte como para desarrollar sistemas profundos, y la masa terrestre sigue siendo lo suficientemente estrecha como para que los dos sistemas opuestos converjan en el centro y

produzcan una región de convección profunda. Las masas de tierra de 150 km de diámetro son demasiado anchas para que los dos sistemas opuestos se alcancen entre sí antes de la puesta del sol, y la región de convergencia asociada en el centro de la masa terrestre está debilitada. Por otra parte, un fenómeno *espejo* a la brisa marina de doble costa se ha observado en el Lago Michigan en invierno, en el cual las brisas de tierra que soplan desde la orilla convergen a lo largo del lago (Passarelli y Braham, 1981).

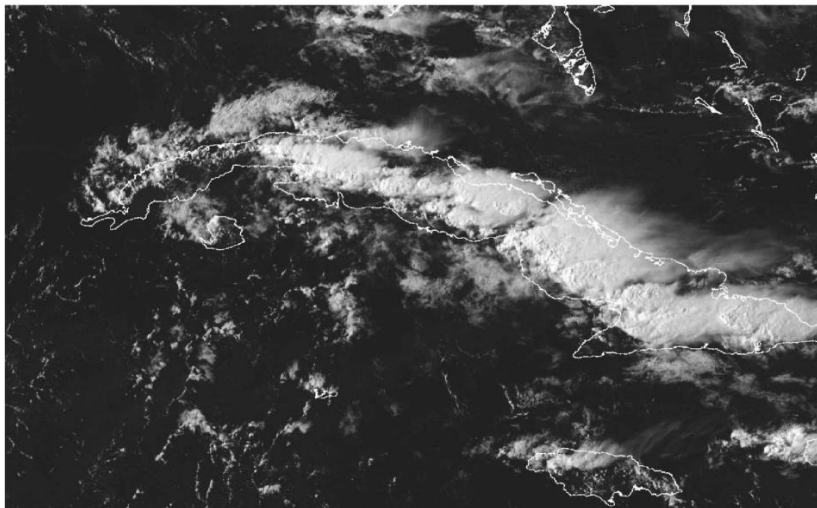


Figura 2-7. Convección profunda a lo largo de la isla de Cuba el 1 de mayo de 2012, asociada con la convergencia de las brisas del mar del norte y del sur.

Fuente: Mayor y Mesquita, 2015

2.2 Mayores controles de la circulación atmosférica en la Península de Yucatán

2.2.1 Controles semi-permanentes

La PY se encuentra en el este de México, entre el Golfo de México (GoM) y el Mar Caribe, dentro del cinturón de los vientos alisios del noreste. Por lo tanto, la dirección del viento predominante está influenciada en gran medida por la variabilidad de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (ASAN, o NASH por sus siglas en inglés), siendo este-sureste en los meses de verano y noreste en los meses de invierno (e.g. Fig. 5 en Enriquez *et al.*, 2010). ASAN presenta dos modos espaciales preferidos: (1) un máximo de verano centrado sobre el océano Atlántico alcanzando su máxima expansión y trayendo vientos cálidos y húmedos a la PY; y (2) un patrón

de doble máximo de invierno más débil con mayor presencia en los continentes, en el que el máximo oeste está dominado por sistemas migratorios de alta presión asociados con frentes fríos (Fig. 2-8; Davis *et al.*, 1997). En un ciclo anual, a principios de mayo se marca el comienzo de la rápida expansión anticiclónica, y el fortalecimiento y la migración hacia el norte continúa hasta finales de julio. A principios de julio, ASAN se ha expandido sustancialmente y ocupa gran parte de la cuenca del Atlántico. El debilitamiento comienza a principios de agosto y continúa durante el invierno. Aunque marzo marca un mínimo invernal de intensidad, el mínimo absoluto para el año ocurre en octubre (Davis *et al.*, 1997; Sahsamanoglou, 1990). Refuerza esta idea que el debilitamiento más marcado de los vientos alisios sobre el Mar Caribe se ha observado del verano hacia el otoño (Chang y Oey, 2013).

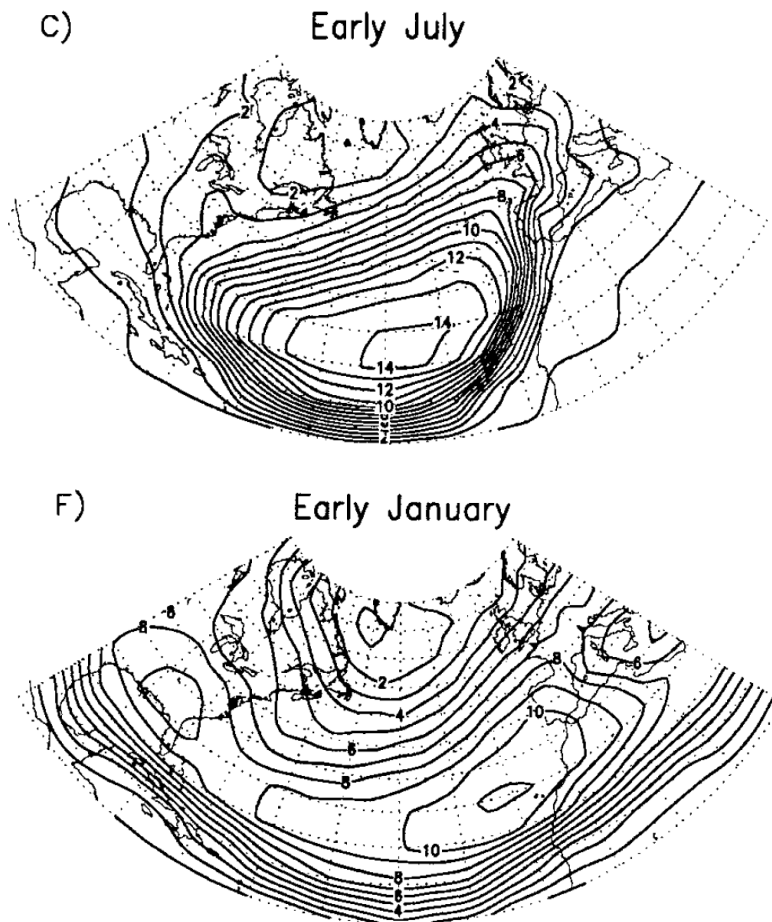


Figura 2-8. Número promedio de días con presión a nivel del mar ≥ 1020 mb en la primera mitad de julio y enero. Fuente: Davis *et al.*, 1997

ASAN produce subsidencia semipermanente en niveles superiores con alturas de base que varían entre 1,830 y 2,745 m. La base de inversión no está distribuida uniformemente sobre la región, pero generalmente se inclina hacia arriba de norte a sur. Las alturas más bajas se observan durante marzo y abril, coincidiendo con los períodos más secos en el área de estudio. A este fenómeno se le denomina la inversión de los vientos alisios (Walters *et al.*, 1989). Los vientos alisios del hemisferio norte convergen con los del hemisferio sur en la denominada Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), que es una zona de baja presión que se extiende continuamente alrededor del globo, entre 2°N (invierno) y 17 °N (verano), encerrada entre las altas presiones subtropicales de los dos hemisferios. Dentro de este canal de baja presión prevalecen el movimiento ascendente y la precipitación copiosa. En la perspectiva planetaria, la ITCZ constituye las porciones ascendentes ecuatoriales de las células de circulación meridional de Hadley de ambos hemisferios (Hastenrath, 2012). La migración estacional de la ITCZ afecta principalmente el lado Pacífico del sur de América Central (Taylor y Alfaro, 2005).

2.2.2 Perturbaciones sinópticas

Uno de los sistemas de generación de perturbaciones más comunes son las *perturbaciones del este*. Estos sistemas de baja presión de escala sinóptica se forman dentro del cinturón de vientos alisios y pueden producir varios días de precipitaciones de convección fuertes (Serra *et al.*, 2010). Estas perturbaciones, comúnmente llamadas ondas tropicales, son frecuentes durante el verano en el Caribe (Bonell y Bruijnzeel, 2004). La AMS (2012c) las define como perturbaciones migratorias en forma de onda en los vientos alisios tropicales del este. Aunque se describen mejor en términos de sus características ondulatorias en el campo de vientos, también consisten en una vaguada débil de baja presión.

En el modelo de onda tropical para el Caribe (Riehl, 1954), el eje de la onda se extiende en una orientación del noreste al suroeste desde ASAN hacia la zona ecuatorial. La longitud de onda medida de cresta a cresta es de aproximadamente 1,700 km (15 grados de longitud). El desplazamiento del sistema es hacia el este-noroeste, siguiendo de manera general el flujo, a una velocidad de propagación de aproximadamente 6 ms⁻¹. Esto correspondería a un período del orden de 3 días. Divergencia de bajo nivel, subsidencia y buen tiempo se encuentran por delante

del eje de la onda, mientras que convergencia, movimiento ascendente y mal tiempo se concentran en su parte posterior (Fig. 2-9). El campo de movimiento vertical controla la profundidad de la capa húmeda; ~300 km por delante del eje esto puede ser tan poco profundo como 1500 m. La capa húmeda se eleva rápidamente cerca del eje de la onda, alcanzando un máximo de más de 6500 m en la región de convergencia más fuerte, donde se encuentran grandes cumulonimbus y turbonadas.

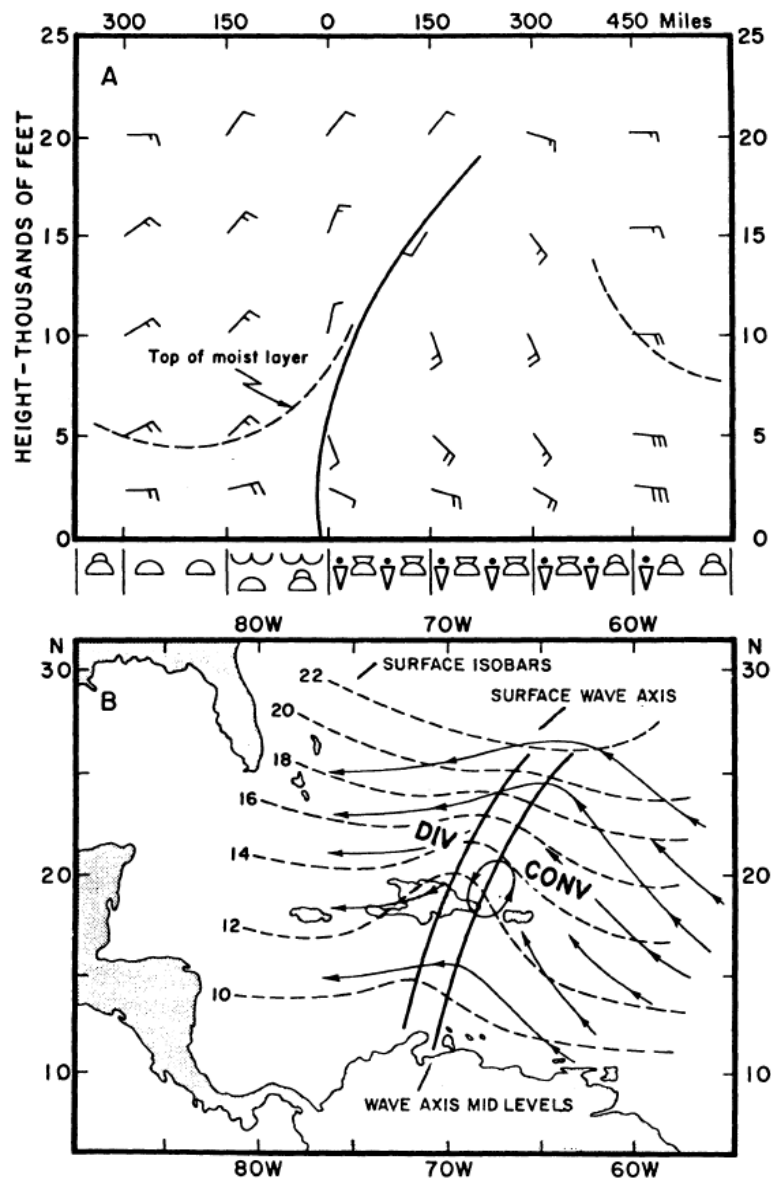


Figura 2-9. Modelo de una onda tropical en el Mar Caribe.
Fuente: Hastenrath, 2012, citando a Carlson y Lee, 1978.

Las ondas tropicales ocasionalmente evolucionan a ciclones tropicales en la región del Caribe y en el Atlántico (Simpson *et al.*, 1968; Yanai, 1968). Los ciclones tienen tres etapas en su ciclo de vida (Frank, 1977; Anthes, 2016). En la etapa de génesis, un conjunto relativamente desorganizado de nubes y turbonadas se asocia con una perturbación en el flujo del este. La etapa de madurez consiste generalmente en una circulación vortical de núcleo cálido, ciclónica en la parte inferior y anticiclónica en la troposfera superior, con un núcleo de vientos intensos y precipitaciones. La perturbación vórtica de los vientos puede extenderse hacia afuera hasta más de 1000 km desde el centro de la tormenta. En el núcleo, generalmente hay un ojo de radio de 5-50 km con vientos cálidos y tranquilos y poca convección profunda rodeada por una pared de nubes de aproximadamente 10-20 km de ancho que exhibe un flujo ciclónico extremadamente fuerte y convección intensa. En la etapa de descomposición, la circulación se debilita, se expande en tamaño y se vuelve asimétrico sobre el centro. Los ciclones tropicales a menudo se clasifican por su intensidad de la siguiente manera: 1) depresión tropical, con vientos de hasta 17 ms^{-1} ; 2) tormenta tropical, con vientos de $18\text{--}32 \text{ ms}^{-1}$; y 3) huracán o equivalente, con vientos de 33 ms^{-1} o más (AMS, 2012d). La actividad de los ciclones tropicales en el Atlántico Norte, típicamente alcanza su máximo de agosto a octubre de cada año (Kimball y Mulekar, 2004).

En invierno, cuando ASAN es más débil, sistemas migratorios de alta presión se mueven desde latitudes medias hacia el ecuador, permitiendo que vientos fríos e intensos (conocidos localmente como "nortes"), asociados con la zona de transición entre las masas de aire polar y la atmósfera tropical (es decir, frentes fríos), alcancen la PY. Aunque la mayoría de los frentes fríos ingresan a la región durante los meses de invierno, octubre, noviembre y marzo también se consideran meses de actividad frontal (DiMego *et al.*, 1976; Henry, 1979). Durante la temporada octubre-marzo del periodo 1979-1990, el número promedio-mensual de frentes que ingresaron a la PY fue estimada por Reding (1992) en: 1.2, 2.3, 3.3, 3.5, 3.3 y 2.6, respectivamente, utilizando como criterios: a) una disminución en la temperatura máxima diaria mayor o igual a $4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ dentro de 48 h en Mérida; y b) vientos del norte (300° - 030°) sostenidos por más de 24 h durante el mismo período. Estas cantidades son inferiores a las estimadas por DiMego *et al.* (1976) en el periodo 1965-1972, los cuales realizando una clasificación en una

cuadrícula de 2.5° de latitud-longitud, las estimaron en: 3, 4, 5, 6, 5 y 5 para la misma temporada (Fig. 2-10).

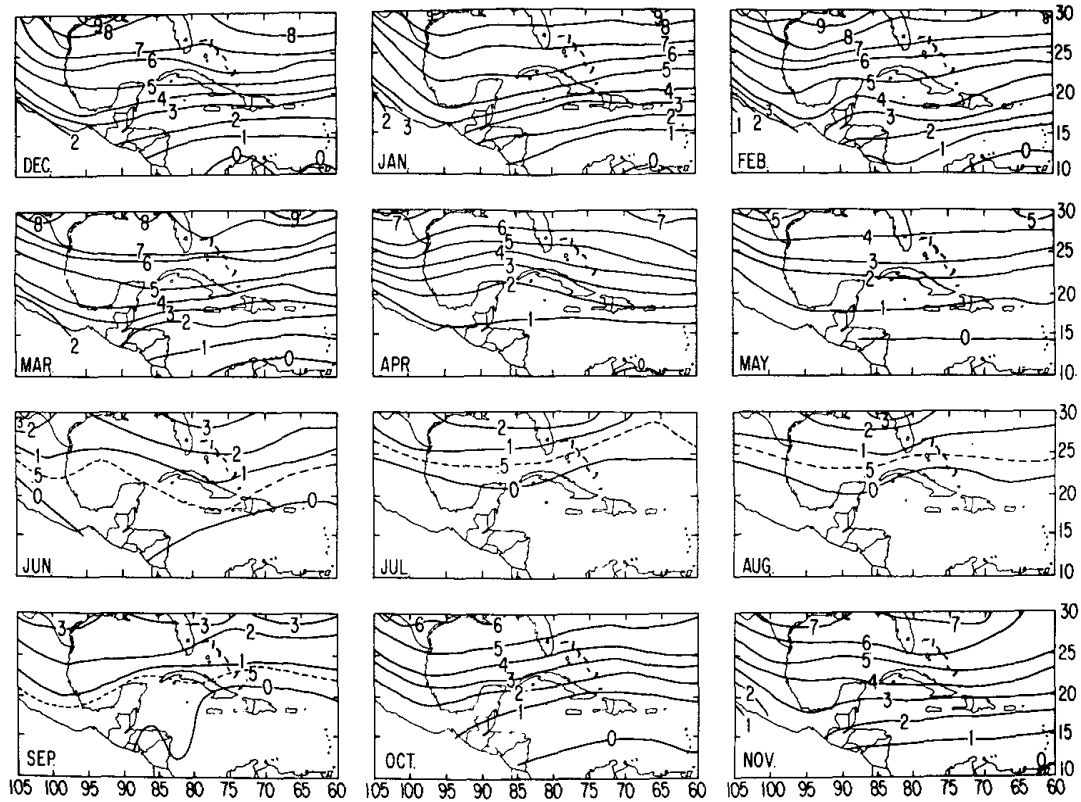


Figura 2-10. Número de pasos frontales por mes para el periodo 1965-1972
Fuente: DiMego *et al.*, 1976

También los sistemas son más dinámicos durante los meses de invierno. El tiempo de tránsito de los frentes fríos del GoM al Mar Caribe para la temporada octubre-marzo fue estimada por Henry (1979) en: 88, 60, 59, 53, 53, 59 h. Refuerza esta idea que Reding (1992) observó que los eventos al inicio de la temporada (octubre) mostraron repetidamente una tendencia a volverse estacionarios entre 20-15 °N y permanecer activos durante varios días, mientras que los eventos en otros meses continuarían hacia el sureste en Centroamérica y el Caribe, regresarían al norte hacia el Golfo de México, o se disiparían.

Los frentes atmosféricos pueden definirse como zonas inclinadas de transición pronunciada en los campos de temperatura y viento. En consecuencia, se caracterizan por una combinación de gradientes de temperatura horizontal relativamente grandes, estabilidad estática,

cizalladura horizontal y vertical del viento (Keyser, 1986). En el GoM y el Mar Caribe el periodo pre-frontal se ha asociado con una caída de presión superficial, punto de rocío y aumento de temperatura, así como con vientos fuertes del sureste que se observan antes del ingreso del frente. Este fuerte viento cálido también conocido como "surada" ocurre antes de un paso frontal debido al gradiente de presión inducido por el fenómeno entre el norte y sur del GoM (Vázquez-Romaña, 2013), lo cual también fue observado por Reding (1992). Con el paso del frente frío, todas esas tendencias se invirtieron acompañadas de un cambio brusco de magnitud y dirección del viento hacia el norte o el noroeste (DiMego *et al.*, 1976). Sin embargo, un cambio brusco del viento puede ocurrir en el aire cálido por delante del frente frío en un rango espacial de un kilómetro a cientos de kilómetros, lo cual puede asociarse con advección de aire caliente por delante del frente induciendo una caída de presión y un cambio del viento, entre otros mecanismos (Schultz, 2005).

Pérez-Santos *et al.* (2010) estimaron los principales modos de variabilidad de los vientos marinos de escala sinóptica sobre la cuenca de Yucatán-Mar Caribe. En verano, el primer, segundo y tercer modos fueron relacionados con ondas tropicales, sistemas de baja presión y huracanes, respectivamente; en invierno, los sistemas extratropicales de baja presión y frentes fríos se asociaron con el primer modo. Estos autores no analizaron la dinámica de los vientos en la masa continental de la PY.

2.2.3 El sistema de brisas

La PY es una región con marcada variabilidad diurna a nivel hemisférico. Gille *et al.* (2003), analizaron las diferencias entre los vientos marinos de la mañana y tarde a nivel global, y encontraron algunas regiones del cinturón de vientos alisios con una firma importante de brisa marina. La zona más importante identificada en el hemisferio occidental en términos de intensidad fue la plataforma occidental de la PY (Fig. 2-11), que presenta una rotación anticiclónica (Gille *et al.*, 2005). En un estudio subsecuente que incluyó tanto la sección marina como continental de Norteamérica, se identificó un fuerte ciclo diurno de precipitación con picos al final de la tarde (1600 - 1800 LST) sobre la PY, al igual que sobre la costa del Golfo de México, la isla de Cuba y la península de Florida. Esto fue asociado con los frentes de la brisa

marina y/o la convergencia de bajo nivel causada por la brisa marina que ingresa a las islas o penínsulas desde las costas (Tian *et al.*, 2005).

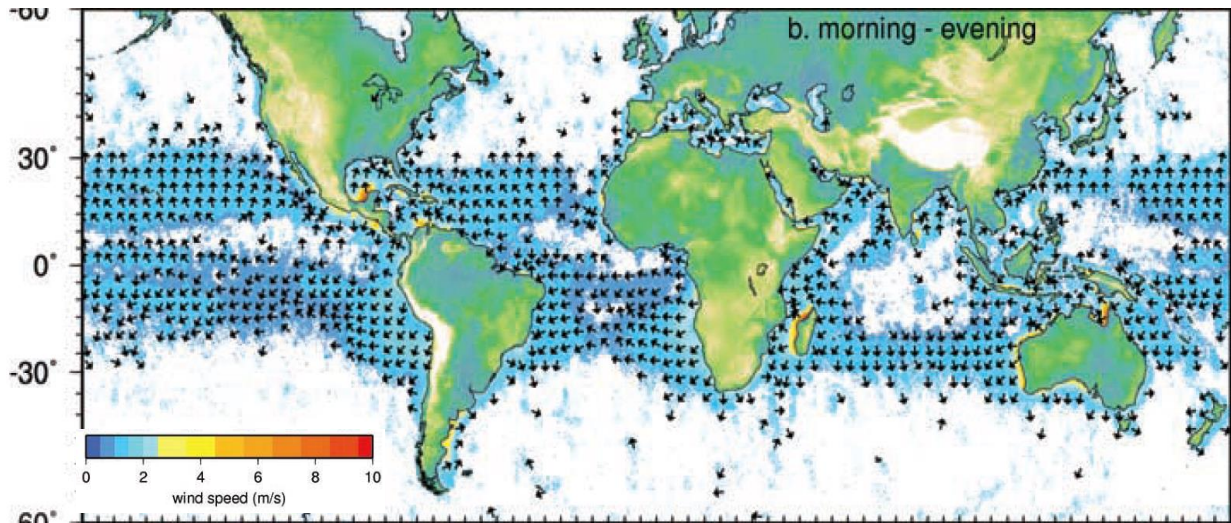


Figura 2-11. Media de los vientos marinos de la mañana menos vientos marinos de la tarde derivada del escaterómetro del satélite QuikSCAT.

Fuente: Adaptado de Gille *et al.* (2003),

Estudios con observaciones en el GoM y en la propia PY sugieren la mayor actividad de las brisas en la región occidental de la península. El primer antecedente es el de Salas *et al.* (1992), que encontraron picos espectrales diurnos significativos de viento en la Bahía de Campeche. Taylor-Espinosa (2009) analizó la señal diurna en la región costera y marina del GoM y estimó la mayor excentricidad de la elipse, como indicación de la fuerza de la brisa marina, en la misma zona entre abril y mayo. En la región continental de la PY, Soler-Bientz *et al.* (2010) estudiaron observaciones del periodo 2000 - 2007 en nueve estaciones meteorológicas de superficie, y de acuerdo con el comportamiento direccional del viento, agruparon los sitios en ubicaciones con vientos predominantes provenientes del mar (WCS) o de la tierra (WCL). Los sitios de WCS se ubicaron en las costas este y norte de PY, mientras que los sitios de WCL se ubicaron en las costas oeste y noroeste, así como en el centro de la PY. Encontraron que los sitios WCS exhibieron poca variación temporal en dirección y magnitud (Fig. 2-12, panel izquierdo), mientras que los sitios de WCL mostraron un cambio significativo de este a norte alrededor de las 10:00 a.m. y luego un giro gradual hacia el este alrededor de las 16:00 (Fig. 2-12, panel derecho). Este patrón en los sitios WCL se asoció con el desarrollo de la brisa marina.

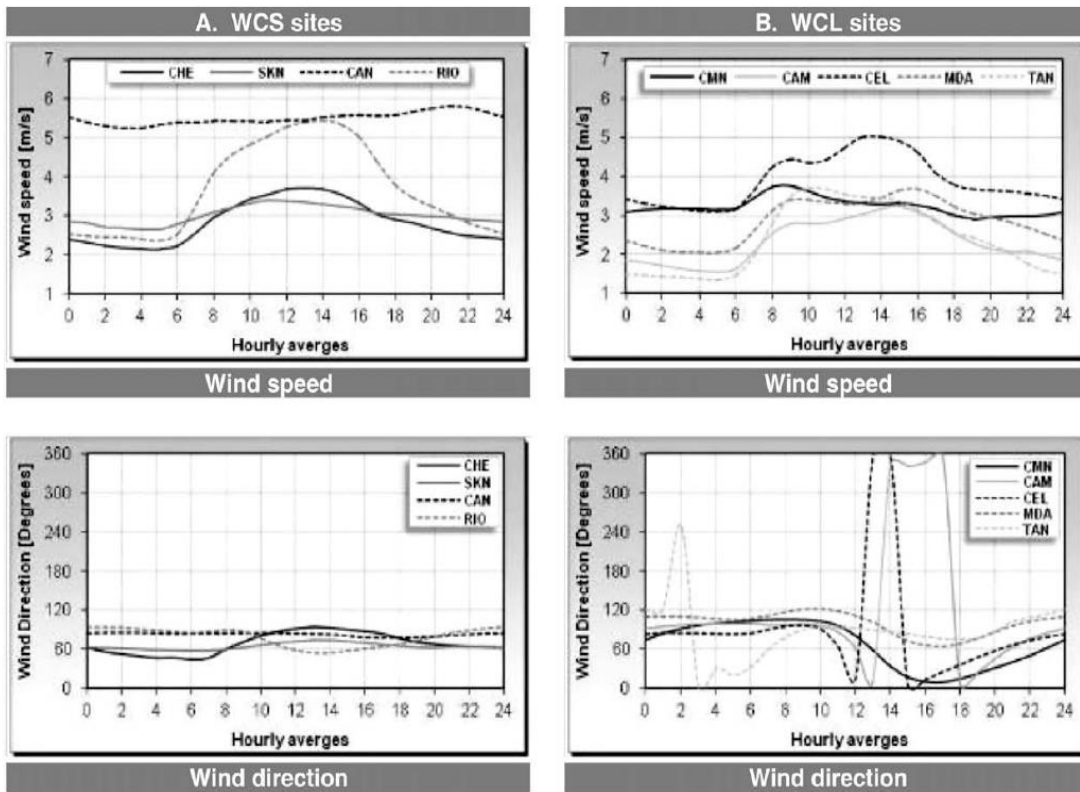


Figura 2-12. Magnitudes (arriba) y direcciones del viento horarias-promedio (abajo) en la PY. Los sitios son agrupados de acuerdo con la dirección predominante del viento: panel derecho sitios con dirección de tierra; panel izquierdo sitios con dirección del mar. Fuente: Soler-Bientz *et al.* (2010)

En la costa norte de la PY la influencia de la circulación local también ha sido reportada. Si bien el panel izquierdo de la Figura 2-12 muestra que el sitio Rio Lagartos (RIO) no registra un cambio direccional importante, muestra más variación diurna que los otros sitios WCS debido a su posición en la costa noreste (Soler-Bientz *et al.* 2010). Además, con base en mediciones registradas a 10 y 25 m de altura a 6.65 km del muelle de Progreso, Soler-Bientz *et al.* (2011) argumentan que una brisa marina en la zona sopla desde el noreste y paralela a la costa a principios de la tarde. Por otra parte, se ha identificado que los vientos locales podrían actuar como moduladores importantes de la circulación del mar cerca de la costa norte. Un experimento de campo realizado en Sisal descubrió que la brisa marina podría estar desempeñando un papel importante en el transporte de sedimentos y contaminantes a lo largo de la plataforma continental (Torres-Freyermuth *et al.*, 2017).

2.2.4 Teleconexiones

Existe una variación natural de los fenómenos atmosféricos, la cual se produce en respuesta a otros forzamientos. El ciclo de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), es el forzamiento climático más prominente de la tierra, ya que a través de teleconexiones afecta patrones de variabilidad climática en todo el mundo (McPhaden *et al.*, 2006). ENSO es una fluctuación que ocurre típicamente cada 2 a 7 años, entre una inusual fase caliente (El Niño) y fría (La Niña) en la temperatura superficial del Océano Pacífico tropical acoplada a la circulación de Walker. Se ha propuesto que las teleconexiones son establecidas a través del transporte de energía por la propagación de ondas de Rossby en latitudes medias, desencadenada por las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico tropical relacionadas con ENSO (Soulard *et al.*, 2019). La interacción subsiguiente entre esas ondas y la circulación general resultará en cambios de escala horizontal (Tsonis, 2001).

En América del Norte, se ha identificado que los eventos de "El Niño" presentan una correlación positiva con la actividad frontal invernal asociada a anticiclones polares, en regiones como: la costa este de EUA, el Mar Intra-americano (Melo-González *et al.*, 2000; Hirsch *et al.*, 2001) y en el extremo sur del istmo de Tehuantepec en México (Romero-Centeno *et al.*, 2003). El paso más frecuente de frentes fríos en el Golfo de México durante eventos de El Niño se relaciona con una intensificación hacia el este de la corriente de chorro subtropical sobre esta región (Magaña y Ambrizzi, 2005). Esto permite que los sistemas migratorios se propaguen con mayor profundidad hacia latitudes más bajas, como en un conducto del oeste (Webster y Holton, 1982).

La actividad de los ciclones tropicales en el Atlántico Norte parece correlacionarse negativamente con la fase cálida de ENSO (Colbert y Soden, 2012). Esta correlación ha sido asociada al incremento de vientos del oeste en la tropósfera alta sobre el océano Atlántico que ocurren durante eventos de El Niño, lo cual incrementa la cizalla vertical del viento suprimiendo la ciclogénesis tropical (Shaman *et al.*, 2009). Los eventos de la Niña típicamente producen una respuesta contraria, lo cual es notorio con un aumento de recaladas de huracanes en el Caribe (Tartaglione *et al.*, 2003).

Otras grandes variables climatológicas, especialmente el AMM, la oscilación Madden-Julian y la NAO, ejercen influencia sobre la frecuencia y ubicación de los ciclones tropicales en el Atlántico Norte. Sin embargo, el AMM (junto con ENSO) modula más fuertemente, mientras que la oscilación Madden-Julian modula las tormentas del Golfo de México y la NAO modula tormentas de mayor latitud fuera del Golfo de México (Kossin *et al.*, 2010; Colbert y Soden, 2012). En la escala de tiempo multidecadal, la AMO desempeña un papel importante en la actividad de huracanes en el Caribe, probablemente vinculada con su estrecha relación con las alteraciones multidecadales en el tamaño de la piscina cálida del Atlántico (AWP, por sus siglas en inglés) y la fase del AMM (Klotzbach *et al.*, 2011). Las temporadas más activas están asociadas con las condiciones de La Niña, una fase positiva de la AMM y una fase positiva de la AMO (Klotzbach *et al.*, 2011).

Por otra parte, la intensidad relativa interanual de los vientos alisios en el Atlántico Norte se encuentra relacionada con cuatro modos de variabilidad. El primero es la NAO, en el cual la fuerza relativa de la ASAN se usa como una variable para determinarlo (Hordon y Binkley 2005). Debido a que el índice NAO mide la diferencia de la presión atmosférica entre el Atlántico subtropical y la región polar, es más fuerte (débil) durante el invierno (verano) boreal (Hurrell *et al.*, 2003). De acuerdo con Malmgren *et al.* (1998), las variaciones estacionales de la NAO entre diciembre-marzo pueden influir en los vientos alisios y precipitaciones en el Mar Intra-americano. Otros modos de variabilidad son el AMM y el AZM. La fase positiva (negativa) de ambos implica un desplazamiento hacia el norte (sur) de la ITCZ, lo que se encuentra relacionado con un debilitamiento (fortalecimiento) de los alisios y un aumento (disminución) de la temperatura del mar hacia el norte de la ITCZ (Servain *et al.*, 1999). Finalmente, también se ha relacionado la fase cálida de ENSO con un debilitamiento de los alisios (Enfield y Mayer, 1997). Hay dos formas posibles para esta teleconexión: (1) a través del patrón Pacífico-América del Norte (PNA, por sus siglas en inglés); y (2) a través de las circulaciones de Walker y Hadley, que inducen variaciones en la ASAN (Wang, 2004).

2.3 Los sistemas de brisas en otras regiones dentro del cinturón de los vientos alisios

Para tener un mayor contexto de los patrones de circulación local reportados en la literatura, en esta sección se realiza una descripción de los sistemas de brisas prevalecientes en regiones cercanas a la PY dentro del cinturón de los vientos alisios, tales como: las islas del Mar Caribe, Centroamérica, y las penínsulas de Florida y Baja California.

En la región del Caribe, los vientos alisios prevalecientes a menudo enmascaran las brisas de mar y tierra en la costa este de la masa continental, que se encuentra más expuesta a dicha influencia. En la costa oeste, donde el flujo de viento sinóptico es bloqueado por las montañas o por las masas continentales o insulares, el efecto de la brisa de mar/tierra prevalece. Esto es verdadero para: Jamaica, La Española, Puerto Rico y Cuba (Walters *et al.*, 1989). Sin embargo, se ha identificado que pueden presentarse variaciones a lo largo de una misma línea de costa y en la región más oriental la influencia sinóptica puede ser mayor, como lo es el caso de la costa del Caribe Colombiano (Pérez *et al.*, 2018).

A pesar de la influencia de los vientos alisios sobre las regiones más expuestas, el régimen de la brisa marina de doble costa es recurrente en Cuba (Lecha *et al.*, 1994), Puerto Rico, (Jury *et al.*, 2009), Costa Rica y Panamá durante periodos de gradiente de flujo débil (Walters *et al.*, 1989). En las penínsulas de Florida (Blanchard y López, 1985) y Baja California (Turrent y Zaitsev, 2014), el régimen de brisa marina es dominante en los meses de verano boreales. Debido a su condición de península, se podría esperar el desarrollo de este sistema en la PY, sin embargo, según nuestro conocimiento no se cuentan con antecedentes reportados y la colisión de las brisas provenientes de costas opuestas parece improbable debido al ancho de la masa continental mayor a 150 km (Xian and Pielke, 1991).

Una de las regiones donde probablemente la circulación local ha sido más estudiada corresponde a Florida. Una recolección de observaciones de una torre meteorológica entre 1974-1977 en Cabo Cañaveral, Florida, fue utilizada para investigar la oscilación diurna de los vientos relacionada con la brisa de mar (Reed, 1979). Los resultados mostraron que la oscilación es generalmente más fuerte en el periodo de abril-septiembre, y relativamente más débil de octubre

a marzo.. De hecho, estudios de correlación del viento a distintas alturas muestran que en invierno el campo de viento es impulsado sinópticamente mientras que, en el verano, el flujo está dominado por la brisa marina local y las circulaciones de brisa del río (Merceret, 2007). Mayo muestra la mayor oscilación de amplitud del viento diurno, siendo de 4.3 m s^{-1} a 151 m de altura, y enero la menor, 1.3 m s^{-1} a 3.7 m (Reed, 1979). En general, los frentes de brisa marina más fuertes se producen cuando el viento sinóptico se opone al movimiento hacia el interior del aire marino (Atkins y Wakimoto, 1997; Cetola, 1997). La convergencia de la brisa marina en la península se manifiesta en 4 distintos patrones de convección resultado de su interacción con ASAN, ondas y frentes sinópticos (Blanchard y López, 1985). En cuanto a la variación interanual, Misra *et al.* (2011) sugirieron que existe una teleconexión entre el tamaño de la piscina cálida del Atlántico (Atlantic warm pool, o AWP) y la variación interanual de las brisas marinas en el noroeste de Florida (mango de Florida). Se hipotetiza que la asociación proviene del debilitamiento de la ASAN (y por consecuencia de los alisios) durante eventos AWP grandes, que tiende a generar subsidencia en la zona lo que suprime la convección diurna. Los hallazgos de este estudio no se hicieron extensivos a la península.

Se han identificado 2 regímenes de circulación asociados con la brisa de tierra en la península de Florida: (1) brisas terrestres profundas ($> 150 \text{ m}$ en la vertical) en verano; y (2) brisas poco profundas ($< 150 \text{ m}$ en la vertical) que a menudo se comportan como corrientes de densidad, en los meses más fríos de octubre a mayo (Case *et al.*, 2005). Las brisas terrestres profundas fueron precedidas con mayor frecuencia por una brisa marina de la tarde, tuvieron los gradientes de temperatura horizontal más pequeños ($\sim -1 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$) y experimentaron tiempos de inicio promedio de $\sim 4\text{--}5 \text{ h}$ después del atardecer. Las brisas terrestres poco profundas generalmente no se asociaron con la brisa marina de la tarde y se comportaron como corrientes de densidad, exhibiendo los mayores gradientes de temperatura ($\sim -2 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$) y tiempos de inicio de $\sim 6.5\text{--}8 \text{ h}$ después del atardecer. Por lo tanto, el autor sugiere que mecanismos físicos distintos al del enfriamiento radiativo diferencial son responsables de la brisa terrestre durante el verano, tales como un desarrollo a partir de interacciones entre la circulación diurna de la brisa marina, la fuerza de Coriolis y el flujo sinóptico. Case *et al.*, (2005), citando el trabajo de Yan y Anthes (1987), indican que la fuerza de Coriolis gira en sentido horario el campo de viento dirigido a tierra asociado con la circulación diurna de la brisa marina (en el hemisferio norte). Después de

que el contraste térmico tierra-mar y la fuerza del gradiente de presión correspondientes se debilitan luego de que oscurece, el campo de viento rota de dirección costa adentro a costa afuera debido al predominio de la fuerza de Coriolis. En adición, cuando el flujo sinóptico prevaleciente se dirige en dirección costa afuera, se desarrolla un fuerte frente de brisa marina que se mueve hacia el interior, según la fuerza del flujo sinóptico. A medida que el contraste térmico tierra-mar se debilita/invierte después del anochecer, la circulación de la brisa marina que se opone al flujo sinóptico también se debilita. En consecuencia, el flujo sinóptico en dirección costa afuera supera la brisa marina y empuja el frente de regreso a la costa (Case *et al.*, 2005).

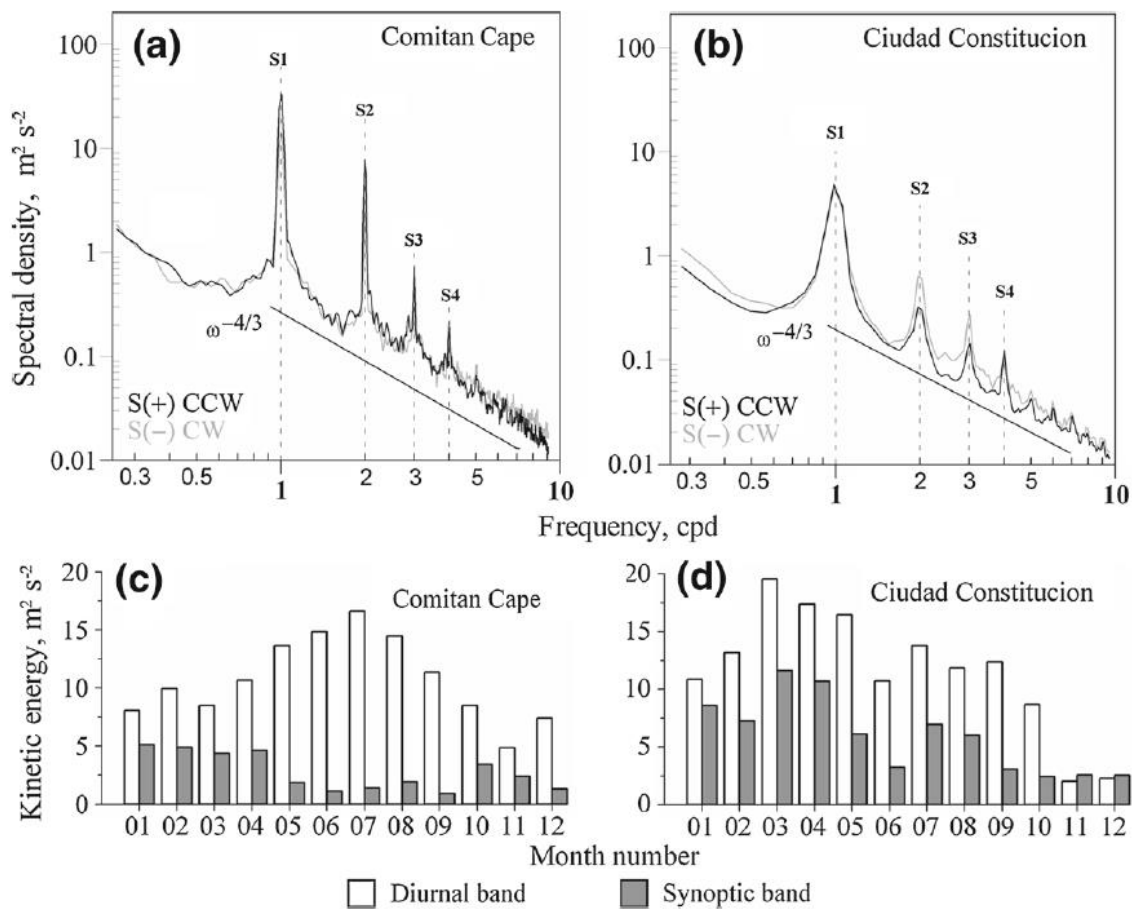


Figura 2-13. Análisis espectral del viento de 10 m observado en las estaciones meteorológicas de Comitán (Golfo de California) y Ciudad Constitucion (más cerca al Océano Pacífico) durante 2006–2010 (a, b). Contenido de energía cinética mensual de las bandas de frecuencia diurna y sinóptica (c, d).

Fuente: Turrent y Zaitsev, 2014.

En el sur de la península de Baja California, la variación diurna del viento casi siempre excede la energía de los flujos de escala sinóptica (Fig. 2-13; Turrent y Zaitsev, 2014). Esto puede parcialmente atribuirse a que el paso de frentes fríos y ciclones tropicales no es frecuente sobre la región (Nix, 2013). Turrent y Zaitsev (2014) utilizando el modelo WRF han identificado dos regímenes de circulación asociados con la frecuencia diurna que predominan en verano: (1) una brisa nocturna y matutina dirigida desde el Océano Pacífico subtropical, sobre la península de Baja California y la Bahía de La Paz, hacia el Golfo de California, que está asociada con la diferencia regional de temperatura de la superficie del mar entre esos dos cuerpos de agua principales; y (2) una brisa marina de doble costa de la tarde relacionada con el ciclo diario de calentamiento de la península que evoluciona con una rotación en sentido antihorario convergiendo sobre la península. La primera tiene una intensidad mayor ($\sim 8 \text{ m s}^{-1}$) que la segunda ($\sim 4 \text{ m s}^{-1}$), posiblemente debido a la que la brisa nocturna de verano se intensifica por las características orográficas regionales como la brecha en la topografía que existe al sur de la ciudad de La Paz y el canal que separa la Isla Espíritu Santo de la península. Las brisas más fuertes (más débiles) se producen durante el verano (invierno) en respuesta a las magnitudes estacionalmente variables del contraste térmico diario tierra-mar, que varía de $\sim 4 \text{ }^\circ\text{C}$ sobre la región de la Bahía de La Paz y $\sim 8 \text{ }^\circ\text{C}$ sobre la costa del Pacífico durante julio, a $\sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$ sobre ambas costas durante el invierno. Como resultado, la diferencia de presión en ambos lados de Baja California es tan alta como $\sim 1.5 \text{ mbar}$ en verano, y cae a $\sim 0.5 \text{ mbar}$ en invierno (Turrent y Zaitsev, 2014).

2.4 Importancia ambiental de los PCDD/F para la Península de Yucatán

El término “dioxinas” o “PCDD/F”, refiere a 75 congéneres de policlorodibenzo-*p*-dioxinas (PCDD) y 135 congéneres de policlorodibenzofuranos (PCDF). Las PCDD/F son dos grupos de éteres aromáticos tricíclicos planares, que tienen hasta 8 átomos de cloro incorporados en los átomos de carbono con posiciones 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8 y 9. Los PCDD/F están entre las sustancias químicas más tóxicas conocidas y provocan cáncer en humanos. Ganaron atención mundial a fines de los 90, cuando se descubrió que habían contaminado carne de pollo en varios países europeos (SCE, 2011). Su estructura química se ilustra en la Figura 2-14 (Fiedler, 2003).

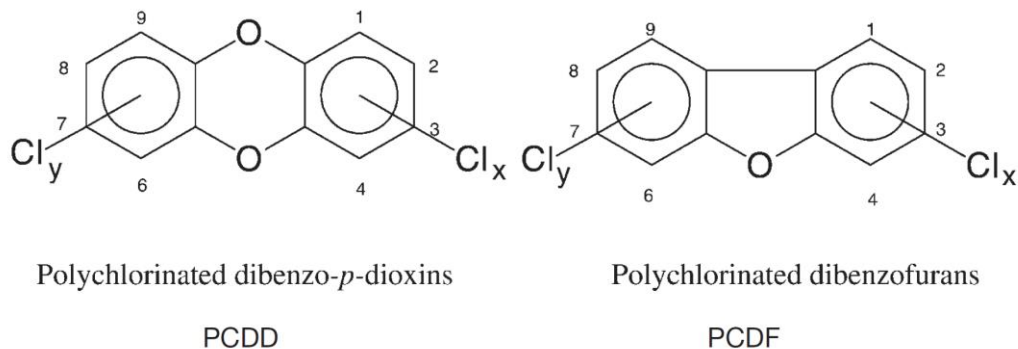


Figura 2-14. Fórmula estructural de PCDD y PCDF y número de átomos de carbono.
Fuente: Fiedler, 2003

De entre todos los congéneres, el grupo de 17 congéneres con átomos de cloro en las posiciones 2, 3, 7 y 8 se consideran los más tóxicos (PNUMA, 2005; Van den Berg *et al.*, 2006; WSDE, 2007). Estos se enlistan en la Tabla 2-1 por su fórmula química condensada, nombre químico y Factores de Equivalencia Tóxica (FET). En particular, el congénere 2,3,7,8-TCDD también denominada la “Dioxina de Seveso” es considerado el compuesto más tóxico hecho por el hombre (PNUMA, 1999; Fiedler, 2003). Por lo tanto, a este congénere se le ha asignado un FET de 1, y la toxicidad del resto de los congéneres se evalúa con respecto al 2,3,7,8-TCDD (fracciones de 1).

Tabla 2-1. Fórmula, nombre químico y FET de los 17 congéneres de PCDD/F más tóxicos

Grupo	Formula química condensada	Nombre químico	FET
PCDD	2,3,7,8-TCDD	2,3,7,8-Tetraclorodibenzo- <i>p</i> -dioxina	1
	1,2,3,7,8-PeCDD	1,2,3,7,8-Pentaclorodibezo- <i>p</i> -dioxina	1
	1,2,3,4,7,8-HxCDD	1,2,3,4,7,8-Hexaclorodibenzo- <i>p</i> -dioxina	0.1
	1,2,3,6,7,8-HxCDD	1,2,3,6,7,8-Hexaclorodibenzo- <i>p</i> -dioxina	0.1
	1,2,3,7,8,9-HxCDD	1,2,3,7,8,9-Hexaclorodibenzo- <i>p</i> -dioxina	0.1
	1,2,3,4,6,7,8-HpCDD	1,2,3,4,6,7,8-Heptaclorodibenzo- <i>p</i> -dioxina	0.01
	1,2,3,4,6,7,8,9-OCDD	1,2,3,4,6,7,8,9-Octaclorodibenzo- <i>p</i> -dioxina	0.0003

Grupo	Formula química condensada	Nombre químico	FET
PCDF	2,3,7,8-TCDF	2,3,7,8-Tetraclorodibenzofurano	0.1
	1,2,3,7,8-PeCDF	1,2,3,7,8-Pentaclorodibenzofurano	0.03
	2,3,4,7,8-PeCDF	2,3,4,7,8-Pentaclorodibenzofurano	0.3
	1,2,3,4,7,8-HxCDF	1,2,3,4,7,8-Hexaclorodibenzofurano	0.1
	1,2,3,6,7,8-HxCDF	1,2,3,6,7,8-Hexaclorodibenzofurano	0.1
	1,2,3,7,8,9-HxCDF	1,2,3,7,8,9-Hexaclorodibenzofurano	0.1
	2,3,4,6,7,8-HxCDF	2,3,4,6,7,8-Hexaclorodibenzofurano	0.1
	1,2,3,4,6,7,8-HpCDF	1,2,3,4,6,7,8-Heptaclorodibenzofurano	0.01
	1,2,3,4,7,8,9-HpCDF	1,2,3,4,7,8,9-Heptaclorodibenzofurano	0.01
	1,2,3,4,6,7,8,9-OCDF	1,2,3,4,6,7,8,9-Octaclorodibenzofurano	0.0003

Además de su toxicidad, los PCDD/F también presentan características de persistencia, bioacumulación y potencial de transporte a largo alcance en el medio ambiente, por lo que han sido incluidas en el grupo de las 28 sustancias consideradas como COP (UNEP, 2011; UNEP, 2018). Para considerar que una sustancia posee la propiedad de *transporte a largo alcance*, UNEP, (2011), y UNEP, (2018), señalan como medida cuantitativa un tiempo de vida media atmosférico superior a dos días. La importancia de tener algún parámetro de referencia de este mecanismo radica en que el transporte mediado por la atmósfera (viento) es responsable de que los COP sean propensos a tener una distribución amplia en el medio ambiente (Hageman *et al.*, 2015).

Reconociendo que los COP poseen propiedades que les permiten transportarse a través de las fronteras internacionales y depositarse lejos de su lugar de liberación, acumulándose en los ecosistemas terrestres y acuáticos, un grupo de 127 países (incluyendo México) adoptaron en mayo de 2001 en Estocolmo, Suecia, un tratado para prohibir o minimizar el uso de COP (Ramírez *et al.*, 2003; UNEP, 2018). Específicamente, los PCDD/F se encuentran en el Anexo C de dicho Convenio, donde se encuentran las sustancias cuya producción es “no intencionada”. En este contexto, se creó la Red Mexicana de Monitoreo de Dioxinas y Furanos en Aire Ambiente

(RMMDFAA) en el 2007, la cual estuvo operativa entre el año 2008-2010 para ocho sitios, y 2008-2012 para dos sitios, uno de los cuales fue Celestún.

Los resultados de la operación de la RMMDFAA entre 2008 – 2010 (2008-2012 para Perote y Celestún) se presentan en la Figura 2-15. Las mayores concentraciones fueron determinadas en los sitios urbanos (Ciudad de México y Monterrey). Coquimatlán y Celestún, clasificados como sitios semirurales, mostraron concentraciones intermedias. Finalmente, los sitios rurales y remotos presentaron los valores de EQT más bajos (CCA, 2013). En cuanto a la interpretación de los datos, la CCA (2013), reporta que después de analizar los resultados y las observaciones de los primeros tres momentos de muestreo fue evidente que dos sitios, Coquimatlán y Montes Azules, entre las siete ubicaciones no urbanas, estaban recibiendo interferencia de fuentes locales de PCDD/F. Se menciona que alrededor del perímetro del sitio de Coquimatlán (sitio semirural), se identificaron varias fuentes de emisión en un estudio realizado en 2009 y 2010. Colima, la capital del estado, se encuentra a 9 kilómetros (INE - UABJ, 2007). Por lo tanto, Celestún registró las concentraciones atmosféricas más altas de PCDD/F en México, descartando las zonas urbanas o cercanas a las mismas. De acuerdo con los datos de monitoreo, se han registrado concentraciones del orden de 43 fg EQT/m³ de PCDD/F, casi la mitad de la concentración que la Guía Europea para la Calidad del Aire (WHO, 2000), ha especificado para centros urbanos (100 fg EQT/m³).

Se ha determinado que los PCDD/F se forman casi siempre como subproductos no deseados en todos los procesos de combustión, cuando una fuente de cloro está presente. De esta forma, se sabe que la omnipresencia de PCDD/F en el ambiente, se debe a que son atmosféricamente transportados desde las fuentes de combustión (Czuczwa y Hites, 1984; Kulkarni *et al.*, 2008; Altarawneh *et al.*, 2009). Refuerza esta idea que estudios de PCDD/F en núcleos de sedimentos lacustres, han mostrado que los PCDD/F no se encontraban presentes en gran medida hasta antes de 1930-1940, cuando empezó a predominar la fabricación de plásticos organoclorados como el PVC (Hites, 1990; Brzuzy y Hites, 1996).

De acuerdo con Fiedler (2007) las fuentes más importantes de emisión al aire son: quemas a cielo abierto de basura y quemas a cielo abierto en campos de cultivo/bosques. Otros procesos

que generan y liberan al aire los PCDD/F son: operaciones de procesamiento de metales (sinterización, fundiciones metálicas, etc.), operaciones de secado y cocción (e.g. ahumaderos) y otros procesos térmicos industriales, (e.g., pirolisis) (PNUMA, 2005).

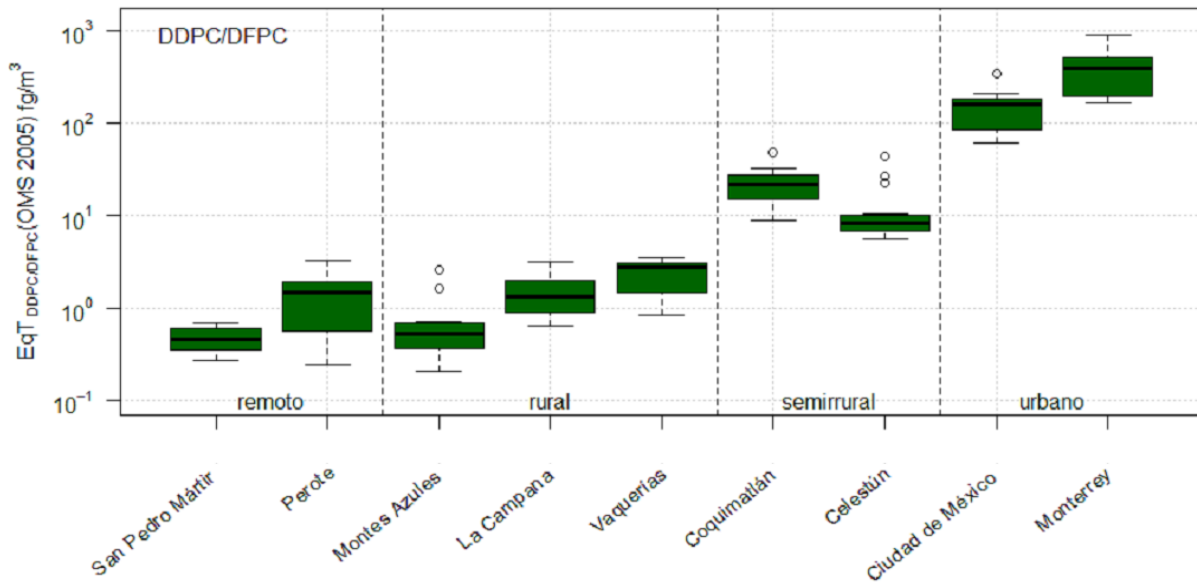


Figura 2-15. Concentraciones atmosféricas de PCDD/F (fg EQT/m³) en todos los sitios de monitoreo de la RMMDFAA durante su operación.

Fuente: CCA, 2013

2.5 Transporte y dispersión atmosférica de PCDD/F

En la presente sección se analizan los procesos que involucran el transporte y dispersión atmosférica de PCDD/F. Sin embargo, para tener un panorama más completo, este análisis emplea material bibliográfico de los COP, (grupo al cual pertenecen estos compuestos), y se hará mención específicamente a los PCDD/F cuando sea necesario resaltar alguna característica específica.

2.5.1 Generalidades

De acuerdo con AMS (2012e) la *dispersión* es la propagación de los componentes atmosféricos, como los contaminantes del aire, y puede ser el resultado de la difusión molecular, la mezcla por turbulencia y la cizalla del viento. La cantidad de dispersión generalmente se

describe estadísticamente por la desviación estándar (σ_x , σ_y y σ_z) de las ubicaciones de las partículas contaminantes (x, y, z) desde el centro de masa de la nube de contaminantes. Otros términos relacionados son los de *difusión turbulenta* (Zannetti, 2013) o *dispersión turbulenta* (Stein *et al.*, 2015). Ambos se refieren a la turbulencia que caracteriza a la capa límite atmosférica y su efecto sobre los contaminantes al mezclarlos con el aire y logrando así reducir su concentración. Por otra parte, la *advección* refiere al desplazamiento del aire contaminado únicamente por el movimiento de masa (campo de velocidad) de la atmósfera (AMS, 2012f). A la advección se le suele denominar *transporte*.

Por todo lo anteriormente expuesto, en el presente trabajo se hace referencia a: (1) *advección o transporte* para describir el movimiento o desplazamiento de las masas de aire con una concentración determinada de contaminante por acción del campo de velocidades del viento; y (2) *dispersión* para describir el proceso de mezclado de los contaminantes con el aire a causa de la turbulencia, a lo largo de la trayectoria determinada por el movimiento advectivo. El transporte y dispersión atmosférica de PCDD/F se encuentran a su vez asociados con otros procesos que determinarán su concentración final. Así pues, estos procesos se enlistan a continuación y se representan parcialmente en la Figura 2-16.

1. Emisión directa
2. Transporte y dispersión.
3. Partición dinámica entre aerosoles atmosféricos.
4. Degradación y deposición atmosférica.
5. Secuestro por el medio (sumideros) y/o entrada a la cadena trófica.
6. Revolatilización de los PCDD/F (proceso de poca importancia)

Los pasos 2 a 3 pueden ocurrir de manera simultánea.

El primero de estos pasos consiste en la entrada a la atmósfera vía emisión o revolatilización de las sustancias adsorbidas previamente en el suelo o los cuerpos de agua. El proceso de revolatilización de los COP es sumamente dependiente de la temperatura del aire; las temperaturas más cálidas favorecen la removilización de los COP de esos “sumideros” (suelo,

agua) a la atmósfera donde pueden ser transportados por el viento. De manera contraria, temperaturas más frías atemperan la volatilización (Wania y Mackay, 1996).

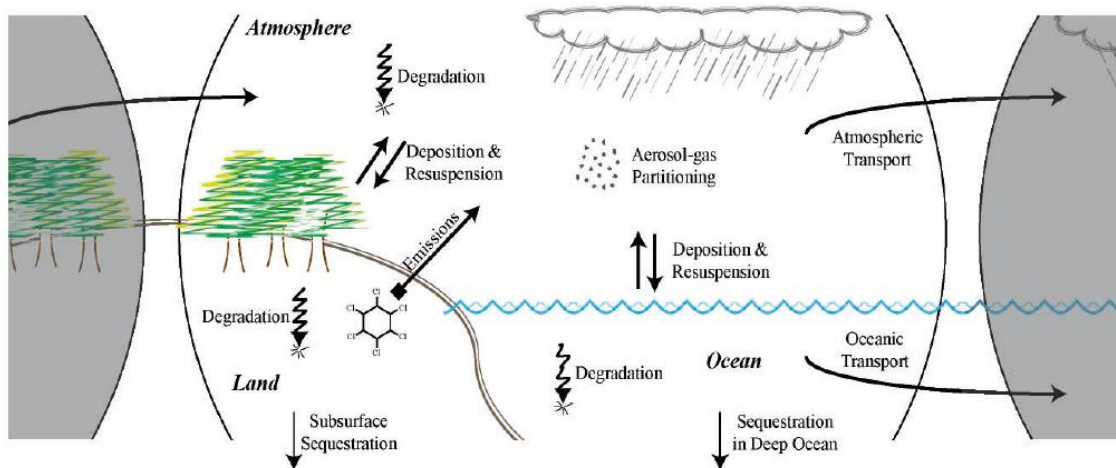


Figura 2-16. Los procesos que determinan el potencial de transporte a largo alcance de los COP.
Fuente: Gusev y MacLeod, (2013).

La posible revolatilización de PCDD/F se considera poco significativa, ya que se espera que este fenómeno se encuentre atenuado por la adsorción de los PCDD/F en el suelo y en sólidos suspendidos y sedimentos marinos (hablando de cuerpos de agua). En los cuerpos de agua, la revolatilización tiene una relativa importancia solo para los PCDD/F bi y triclorados (no objeto de este estudio); aproximadamente el 25% de los PCDD/F son re-volatilizados (TOXNET, 2004a; TOXNET, 2004b; Hassanin *et al.*, 2005). En última instancia, las sustancias serán secuestrados en los océanos profundos o los suelos, o bien será incorporadas a las cadenas tróficas (Dachs *et al.*, 2002; Langenbach, 2013; Gusev y MacLeod, 2013).

2.5.2 Partición vapor-partícula en la atmósfera

Una vez emitidos hacia la atmósfera, los PCDD/F empezarán a ser advectados y dispersados. Sin embargo, mientras se llevan a cabo estos procesos, de manera paralela ocurrirá una partición dinámica de las sustancias sobre los aerosoles atmosféricos, dependiente de la temperatura, lo cual tendrá implicaciones importantes para los procesos de depositación y degradación atmosféricos.

Los PCDD/F (y los COP) son Compuestos Orgánicos Semivolátiles (SOC, por sus siglas en inglés), es decir, sustancias que tienen en general una presión de vapor en el intervalo de 10^{-4} – 10^{-11} atm a temperatura ambiente. Por lo anterior, se encuentran en el aire como gases o partículas, o bien se encuentran distribuidas entre ambas fases (Bidleman, 1988; ver Fig. 2-17). Esta partición *vapor-partícula* depende de la presión de vapor del líquido sub-enfriado a la temperatura del ambiente y la superficie de las partículas por unidad de volumen de aire (área superficial) (Bidleman, 1988; Atkinson, 1996).

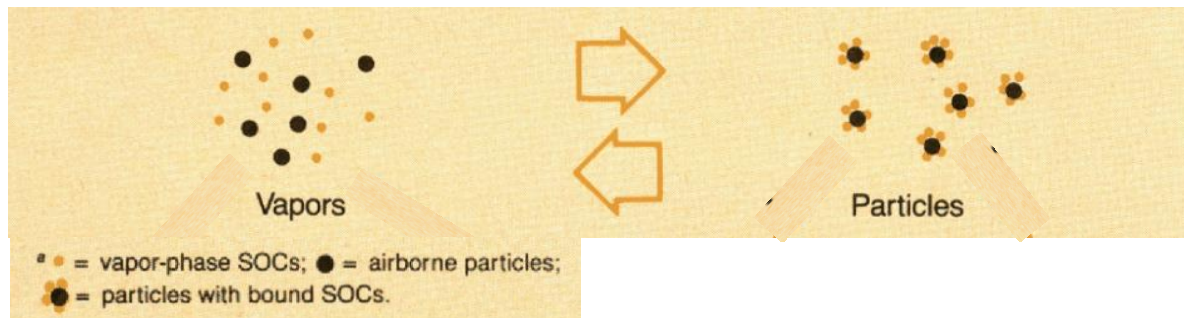


Figura 2-17. Partición dinámica vapor-partícula de los SOC en la atmósfera.
Fuente: Adaptado de Bidleman, 1988.

Un modelo de partición vapor-particular comúnmente aceptado es el modelo Junge el cual se presenta en la ecuación 2-1 (Bidleman, 1988; Cohen *et al.*, 2002; Meng *et al.*, 2007),

$$F_p = cS_T / (p(T) + cS_T) \quad (2-1)$$

en donde F_p es la fracción de la masa total del SOC adsorbido en partículas atmosféricas (adimensional), S_T es el área superficial total de las partículas por unidad de volumen de aire (cm^2/cm^3), $p(T)$ es la presión de vapor del líquido sub-enfriado de la especie de interés (atm) a la temperatura ambiente y c es una constante empírica, estimada por Junge como 1.7×10^{-4} atm-cm, aproximadamente. La presión de vapor del líquido sub-enfriado de un mismo compuesto aumenta a medida que lo hace la temperatura, por lo que de acuerdo a la ecuación 2-1, temperaturas más cálidas desplazan el equilibrio de la concentración atmosférica de los SOC hacia una *fase vapor*, mientras que temperaturas más frías lo desplazan hacia una *fase partícula* (proporción adsorbida sobre partículas). Refuerza la idea anterior la partición observada de las concentraciones atmosféricas en distintas épocas del año (Shoeib y Harner, 2002; Muñoz-Arnanz *et al.*, 2018).

Aplicando el modelo de Junge con una temperatura ambiente de 290 °K (16.85 °C) y un área superficial de partículas de $3.5 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{cm}^3$ (característica de zonas remotas que reciben influencia de plumas urbanas), Cohen *et al.*, (2002) estimaron la propensión de los PCDD/F a encontrarse adsorbidos sobre partículas atmosféricas (Tabla 2-2). Puede identificarse que el congénere 2,3,7,8-TCDF (TCDF) se encuentra menos asociado con partículas (30.2 %), mientras que el congénere 1,2,3,4,6,7,8,9-OCDD (OCDD) permanece asociado casi en su totalidad (99.9 %).

Tabla 2-2. Fracción de PCDD/F adsorbida sobre partículas atmosféricas

Congénere	Fracción sobre partículas (%)
2,3,7,8-TCDF	30.2
2,3,7,8-TCDD	58.8
1,2,3,7,8-PeCDF	84.0
2,3,4,7,8-PeCDF	84.0
1,2,3,7,8-PeCDD	95.5
1,2,3,6,7,8-HxCDF	95.8
1,2,3,7,8,9-HxCDF	96.3
2,3,4,6,7,8-HxCDF	96.3
1,2,3,4,7,8-HxCDF	96.7
1,2,3,7,8,9-HxCDD	98.4
1,2,3,6,7,8-HxCDD	98.4
1,2,3,4,7,8-HxCDD	98.4
1,2,3,4,6,7,8-HpCDF	99.4
1,2,3,4,7,8,9-HpCDF	99.4
1,2,3,4,6,7,8-HpCDD	99.8
1,2,3,4,6,7,8,9-OCDF	99.9
1,2,3,4,6,7,8,9-OCDD	99.9

Fuente: adaptado de Cohen *et al.*, 2002

2.5.3 Advección y dispersión atmosféricas

Se han ideado muchas fórmulas y modelos para estimaciones de la propagación de las sustancias químicas en la atmósfera, pero la más común se basa en la distribución Gaussiana o normal (Cheremisinoff, 2002; Hsu, 2013). Un modelo de dispersión Gaussiano ha sido formulado

con la suposición de que la advección horizontal es unidireccional y que las condiciones de la atmósfera permanecen constantes; por lo anterior, los modelos Gaussianos son considerados más adecuados para problemas de microescala (< 10 km) (Wellens, 2009).

Para la modelación del transporte de COP a larga distancia existen dos diferentes enfoques principales. El primero, basado en la partición multimedia, es generalmente usado en modelos de caja multimedia o modelos de balance de masas. Los modelos de este tipo incluyen relativamente pocas “cajas” interconectadas y asume una distribución homogénea de las concentraciones dentro de cada caja. Una descripción más detallada de la variabilidad espacial y temporal de COP se puede alcanzar usando modelos de transporte químico (segundo enfoque), los cuales se clasifican a su vez en Eulerianos y Lagrangianos (Gusev y MacLeod, 2013).

La elección de cual modelo de transporte a elegir dependerá en gran medida de los recursos computacionales disponibles y las escalas espaciotemporales a resolver. La perspectiva Euleriana se enfoca en puntos fijos en el espacio a través de las cuales el aire fluye, mientras que la perspectiva Lagrangiana se enfoca en las parcelas de aire individuales a medida que estas se mueven en el espacio y el tiempo, siendo las rutas de estas parcelas de aire conocidas como trayectorias (Austin *et al.*, 2002). Los modelos lagrangianos tienen algunas ventajas sobre los eulerianos como la capacidad de aislar el impacto del proceso más fácilmente (relación fuente-receptor) y que son computacionalmente más rápidos (Russell, 2000). Por otra parte, el marco euleriano parece mejor para representar las transformaciones químicas de diferentes especies altamente reactivas (por ejemplo, las reacciones que conducen a la formación y destrucción de ozono) o cuando las características de las plumas se desvanecen en un entorno global (Stein *et al.*, 2015).

La perspectiva Euleriana ha sido utilizada exitosamente para estudiar el transporte y dispersión de PCDD/F en el mar Báltico (modelo MSCE-POP; Shatalov *et al.*, 2012) y en Norteamérica (SMOKE/CMAQ; Zhang *et al.*, 2009). La perspectiva Lagrangiana también ha sido implementada con éxito en Norteamérica (HYSPLIT-SV; Commoner *et al.*, 2000; Cohen *et al.*, 2002) y en la región norte del Golfo de México para estudiar la dispersión de PCDD/F por las

quemadas de crudo llevadas a cabo para controlar el derrame de la plataforma Deepwater Horizon (HYSPLIT-SV; Schaum *et al.*, 2010).

HYSPLIT-SV (Cohen *et al.*, 2002) es una versión modificada del modelo HYSPLIT (Draxler y Hess, 1998) para modelar el destino y el transporte atmosférico de SOC, que incorpora la ecuación 2-1 para determinar dinámicamente la fracción vapor/partícula. También incorpora transformaciones químicas iniciadas por el radical hidroxilo (OH) y la fotólisis, las cuales se describen más adelante. Los mecanismos de depositación húmeda y seca también son simulados.

Con base en el contexto anterior, la perspectiva lagrangiana parece razonable para estimar el movimiento advectivo-dispersivo de PCDD/F en zonas donde predominen los vientos locales. En el modelo HYSPLIT, la advección puede ser calculada del promedio de los tres vectores de velocidad del viento, V , para la posición inicial, $P(t)$, y para la posición de la primera aproximación, $P'(t+\Delta t)$ (Draxler y Hess, 1997).

La posición de la primera aproximación es

$$P'(t+\Delta t) = P(t) + V(P,t) \Delta t \quad (2-2)$$

y la posición final es

$$P(t+\Delta t) = P(t) + 0.5 [V(P,t) + V(P',t+\Delta t)] \Delta t \quad (2-3)$$

Después del cálculo de la advección, se agrega un componente de difusión turbulenta para describir los procesos de mezcla de los contaminantes. HYSPLIT permite el uso de diferentes tipos de representaciones lagrangianas de las masas de aire transportadas: partículas tridimensionales (3D), puffs o un híbrido de ambos.

Una "partícula" 3D es una masa computacional puntual, que representa un contaminante en fase gaseosa o en partículas, movida por el campo de viento con una componente media y aleatoria. Las partículas 3D individuales nunca crecen ni se dividen, pero se necesita liberar un

número suficiente para representar la distribución de contaminantes en la horizontal y vertical a favor del viento. Un puff (bocanada), por otro lado, representa la distribución de una gran cantidad de partículas 3D asumiendo una distribución de concentración predefinida (gaussiana o sombrero de copa) en las direcciones vertical y horizontal. Crecen horizontal y verticalmente de acuerdo con los algoritmos de dispersión para puffs, equivalente a la distribución evolutiva de partículas en un cálculo comparable de partículas 3D. Además, los puffs se dividen si se vuelven demasiado grandes para ser representadas por un solo punto de datos meteorológicos. Finalmente, un enfoque alternativo es simular la dispersión con una distribución puff en la horizontal y partícula en la vertical (Stein *et al.*, 2015).

Las ecuaciones de dispersión para partículas y puffs están formuladas en términos de los componentes de la velocidad turbulenta en la capa límite. Siguiendo a Kantha y Clayson (2000), las desviaciones estándar de la velocidad turbulenta $\{\sigma_i = [\sigma_w, \sigma_u, \sigma_v]\}$ se definen en función de la velocidad de fricción (u^*), la velocidad convectiva (W^*), la profundidad de la capa límite (Z_i) y la estabilidad atmosférica (L). Estos a su vez se derivan parcialmente de los flujos de momento del vector (u, v, w), el flujo de calor sensible y la temperatura potencial provenientes del modelo meteorológico.

En el Apéndice B se presenta una descripción detallada de las ecuaciones que resuelve el modelo HYSPLIT para la estimación de los componentes de la velocidad turbulenta para la dispersión de puffs. En este mismo apéndice se incluyen los algoritmos de depositación, proceso que se describe a continuación.

2.5.4 Depositación y degradación atmosféricas

Análogamente a otros compuestos orgánicos, los PCDD/F pueden ser removidos por procesos físicos y/o químicos, los cuales se representan en la Figura 2-18. La fase (vapor o partícula) en la cual los PCDD/F se encuentren en la atmósfera, afecta en gran medida sus procesos de remoción troposférica y por consecuencia sus tiempos de vida troposféricas. En general se espera que el tiempo de vida troposférico sea mayor para los PCDD/F en fase partícula a medida que aumenta el grado de cloración (Atkinson, 1991).

Para los PCDD/F en fase vapor, el principal mecanismo de remoción es la deposición seca, dado que debido al valor de su constante de Henry son poco solubles en agua. Para los PCDD/F en fase partícula, tanto la deposición seca como la húmeda son vías de destino importantes, pero el proceso dominante es la deposición húmeda (Lohmann *et al.*, 2006). En el caso de esta última, solo se considera que el arrastre dentro de la nube (in-cloud scavenging) es una vía importante, mientras que el arrastre bajo la nube (below-cloud scavenging) se considera un proceso despreciable (Atkinson, 1996; Kaupp y McLachlan, 1998; McLachlan y Sellstrom, 2009).

Los procesos de degradación atmosférica de PCDD/F incluyen: fotólisis y reacción con radicales hidroxilo, perhidroxilo, nitrato, y con el ozono. Sin embargo, solo la fotólisis y las reacciones con radicales hidroxilo se consideran mecanismos de degradación importantes para la fracción de los PCDD/F en fase vapor (Atkinson, 1996; USEPA, 2000).

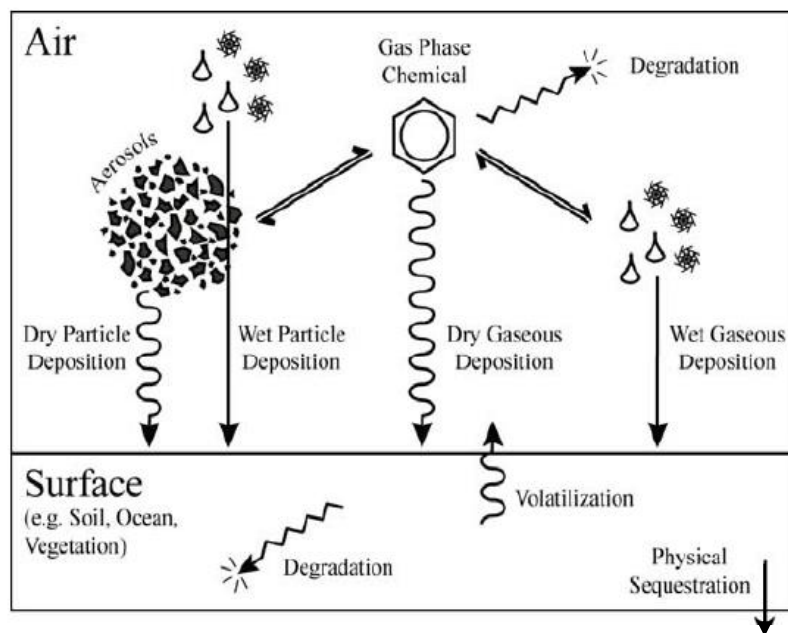


Figura 2-18. Representación de los procesos de deposición y degradación atmosférica de los COP.

Fuente: Gusev y MacLeod, (2013).

3 METODOLOGÍA

El área de estudio corresponde a la masa continental y la plataforma somera de la PY, que se encuentra en el este de México, con un área de $\sim 270,000 \text{ km}^2$ (Figura 3-1). Según el modelo de elevación digital para la región (INEGI, 2013), la fisiografía de la masa de tierra de la PY consiste en una llanura relativamente "plana" en las regiones norte y este con una altura promedio de ~ 20 metros sobre el nivel del mar. Hay pequeñas variaciones de elevación en las regiones centro y del sur, como los montículos y las colinas, con el cerro "El Ramonal" con 340 msnm de altura siendo el más prominente (ilustrado en la Figura 3-1). En el lado occidental, hay una variación de elevación, pero con un gradiente general hacia arriba desde la llanura costera occidental hasta el centro.

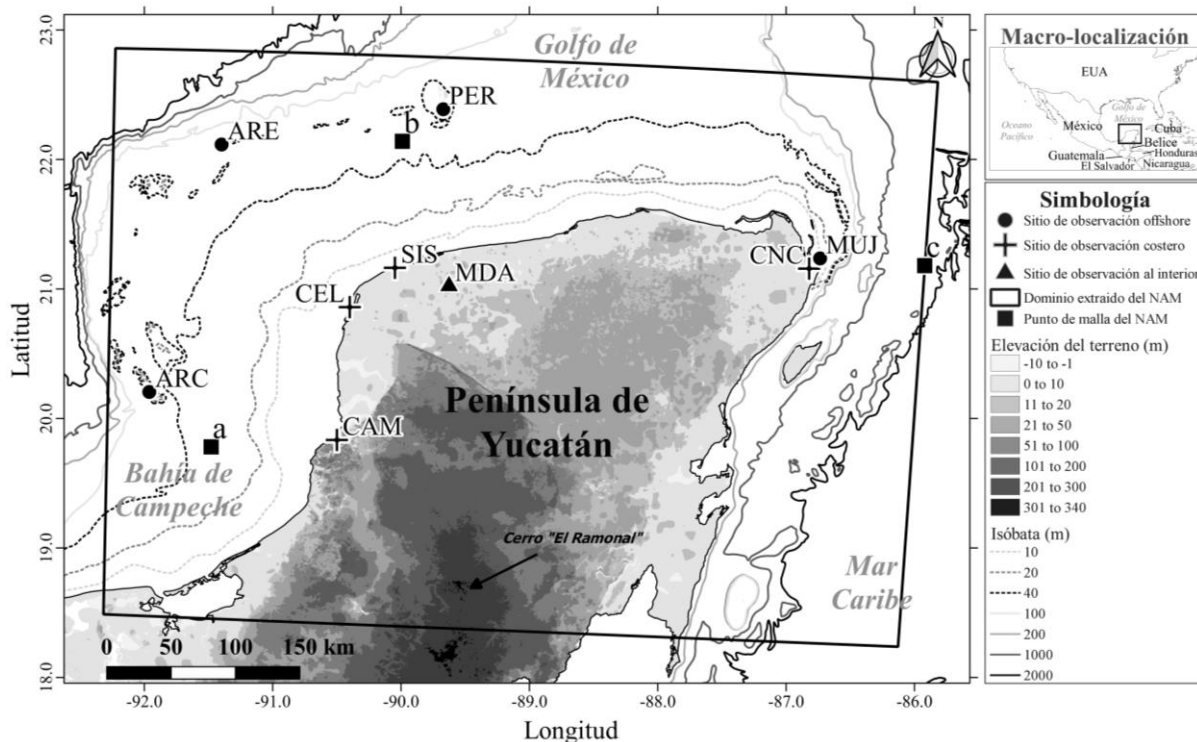


Figura 3-1. Área de estudio. Ubicación de los sitios de observación seleccionados para los análisis espectrales y dominio extraído del modelo NAM para el análisis CEOF. Los nombres de los sitios de observación se presentan en la Tabla 3-1. Adicionalmente, tres puntos de malla del NAM en alta mar fueron utilizados para estimar los gradientes de temperatura y presión sobre la plataforma (ver explicación en la sección 4.2.3).

Esta masa terrestre limita con el oeste y el norte con el GoM, con una amplia plataforma continental (Banco de Campeche) con una profundidad promedio de ~50 m y una extensión máxima de 245 km desde la costa. En el este, la masa continental está rodeada por las aguas del Mar Caribe con una estrecha plataforma continental y una abrupta pendiente que cae a profundidades promedio de ~2,000 m en la cuenca de Yucatán (INEGI, 2001). Según el régimen pluviométrico, hay dos estaciones climáticas en la región: la estación lluviosa de mayo a octubre y la estación seca de noviembre a abril (INEGI 2002a; INEGI 2002b). Los sistemas que controlan los regímenes de clima (y vientos) en la PY se describieron ampliamente en la sección 2.2.

3.1 Evaluación de las contribuciones relativas de las oscilaciones diurnas y sinópticas a partir de observaciones de viento

3.1.1 La red de estaciones meteorológicas seleccionadas

La red de estaciones meteorológicas seleccionadas para el análisis espectral y co-espectral se enlista en la Tabla 3-1, indicando su ID, clase, y otros detalles. Su ubicación geográfica se muestra en la Figura 3-1. La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) opera los sitios costeros, mientras que la Secretaría de Marina Armada de México (SEMAR) los sitios en alta mar. Además, también se utilizaron datos de una estación del Centro de Investigación y Estudios Avanzados del IPN - Unidad de Mérida (CINVESTAV). Hay 144 registros de datos por día (promedios de 10 minutos), a excepción de los sitios de la Marina de México que tienen 96 (promedios de 15 minutos) y tienen varios vacíos de datos. Los datos de los sitios costa afuera se interpolaron para crear un conjunto de datos en el que todos los sitios tengan los mismos intervalos de medición de 10 minutos.

Inicialmente se consideró una mayor cantidad de sitios, pero la longitud de los periodos sin datos en las series de tiempo en muchos de ellos llevó a considerar solo los sitios descritos en la Tabla 3-1 para el período del 15 de septiembre de 2012 al 15 de septiembre de 2013. Es importante señalar que este periodo coincidió con una fase neutral de ENSO.

Tabla 3-1. Sitios seleccionados para análisis espectral y co-espectral.

Clase	ID sitio	Localidad/ provincia	Latitud (N)/ Longitud (W)	Distancia a la costa (km)	Uso de suelo	Operador
Tierra adentro	MDA	Mérida/ Yucatán	21° 1'18.75"/ 89°37'35.61"	29.2	Ciudad	CINVESTAV
Costero	CAM	Campeche/ Campeche	19°50'00.0"/ 90°30'00.0"	3.5	Ciudad	CONAGUA
Costero	CEL	Celestún/ Yucatán	20°51'33.0"/ 90°24'00.0"	1.8	Zona rural	CONAGUA
Costero	SIS	Sisal/ Yucatán	21°09'46.8"/ 90°02'52.8"	0.3	Zona rural	CINVESTAV
Costero	CNC	Cancún/ Quintana Roo	21°09'24.0"/ 86°49'13.0"	4.0	Ciudad (límites)	CONAGUA
Costa afuera	ARC	Cayo Arcas/ Campeche	20°12'15.0"/ 91°57'44.0"	151.5	Cayo no poblado	SEMAR
Costa afuera	ARE	Cayo Arenas/ Campeche	22°06'55.0"/ 91°23'55.0"	171.2	Cayo no poblado	SEMAR
Costa afuera	PER	Isla Pérez/ Yucatán	22°23'15.0"/ 89°40'16.0"	138.7	Isla (despoblada)	SEMAR
Costa afuera	MUJ	Isla Mujeres/ Quintana Roo	21°14'08.0"/ 86°44'06.0"	8.0	Isla (poblada)	SEMAR

3.1.2 Análisis espectral

El espectro de Fourier de una serie de tiempo muestra las contribuciones a la varianza de las oscilaciones que operan en distintas frecuencias debido a diferentes procesos (Wilks, 2006). Para lograr esto, se realizó un análisis espectral utilizando el método del periodograma de Welch (Welch, 1967) para los componentes de viento zonal (este-oeste) y meridional (norte-sur) observados en sitios seleccionados en la PY, los cuales se presentan en la Figura 3-1 y Tabla 3-1. Esto permitió evaluar la contribución de la varianza de las oscilaciones del viento moduladas por sistemas locales (brisa marina) y de escala sinóptica. Como se ha reconocido desde hace mucho tiempo (e.g., Oort y Taylor, 1969; Scovil, 1989), el cambio diurno sistemático de la dirección del viento relacionado con la brisa del mar impone una modulación en los componentes de la velocidad horizontal del viento, lo que genera un pico de energía en las frecuencias diurnas ($\sim 1/24$ h); el tamaño de este pico espectral será indicativo de la fuerza del efecto de brisa tierra/brisa de mar. Finalmente, en los cálculos espectrales se utilizó un tamaño de ventana equivalente a 113.77 días, suficiente para incluir la energía de baja frecuencia en el sistema.

3.1.3 Análisis co-espectral

Para evaluar la relación entre los sitios costeros y marinos seleccionados, es decir, la covariabilidad entre las estaciones de la costa y las insulares, se realizó un análisis co-espectral (Thomson y Emery, 2014), que estima la medida en que existe energía compartida coherente entre las señales a frecuencias dadas y estima su retraso de fase (y tiempo). Por ejemplo, si existe una circulación de brisa marina, un pico coherente debería crecer a frecuencias diurnas con un retraso de fase que dependerá de la fuerza del proceso y la distancia entre el sitio costero y el sitio costa afuera.

Cada espectro cruzado se descompuso en una función de densidad espectral coincidente (*cospectrum*), que define el grado de co-oscilación para los componentes de frecuencia de las dos series de tiempo que fluctúan “en fase” (diferencias de fase de 0 o 180°) y en una función de densidad espectral en cuadratura (*quadrature spectrum*), que define el grado de co-oscilación

para los constituyentes de frecuencia de las dos series que co-oscilan pero “fuera de fase” (diferencias de fase de 90°) (Thomson y Emery, 2014).

3.2 Evaluación de las estructuras semi-permanentes en el campo de vientos

3.2.1 Obtención y evaluación de las salidas del modelo meteorológico NAM

Para el análisis de CEOF, se usaron como entrada las series temporales de viento superficial zonal (este-oeste) y meridional (norte-sur) en las regiones de altamar y continental de la PY. Los datos se obtuvieron de una simulación de diez años (mayo de 2007 - mayo de 2017) del modelo NAM, un modelo de mesoescala no-hidrostático desarrollado dentro de la iniciativa del modelo WRF (Janjic *et al.*, 2005). Las simulaciones del modelo NAM son realizadas por los Centros Nacionales de Predicción Ambiental de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA-NCEP) que produce pronósticos de salida por hora de 84 h en toda Norteamérica en un dominio principal de 12 km, 4 veces por día, pero solo se archivan los datos de 3 horas.

El procedimiento de extracción de la serie temporal se realizó a partir de conjuntos de datos de pseudo-análisis diarios producidos por el Laboratorio de Recursos del Aire de la NOAA (ARL), que contienen los dos primeros datos archivados de cada ciclo de pronóstico (6 horas de pronóstico). Estos archivos están almacenados y disponibles en el Sistema de Aplicaciones Ambientales y Visualización en Tiempo Real (READY), un sistema basado en la web desarrollado por ARL (Rolph *et al.*, 2017). Este sistema proporciona numerosos conjuntos de datos meteorológicos que se archivan para ejecutar el modelo HYSPLIT-4, un sistema de modelado del destino y transporte atmosférico de contaminantes (Draxler y Hess, 1998). Los archivos de formato empaquetado se descargaron del servidor READY. Posteriormente, utilizando algunos programas auxiliares proporcionados dentro del modelo HYSPLIT ("xtret_grid.exe" y "xtret_stn.exe"), se extrajo el dominio que se muestra en la Figura 3-1, y las series de tiempo de los componentes horizontales del viento. El dominio de la malla extraído corresponde a 2,255 nodos. En resumen, los datos extraídos tienen una resolución espacial y temporal de 12-km y 3-h, respectivamente.

La capacidad del modelo NAM con la resolución dada para reproducir los vientos inducidos localmente y los vientos sinópticos en la región, debe ser evaluado. En especial, el interés es en la variabilidad del viento en muchas frecuencias, por lo tanto, antes del análisis de CEOF, se calcularon los espectros de potencia para las salidas del modelo y se compararon con las observaciones para los sitios descritos en la Tabla 3-1. Debido a la resolución horizontal de 12 km del modelo, se puede esperar que el NAM sea apenas capaz de resolver adecuadamente las circulaciones de brisa diurna, ya que el desplazamiento horizontal de estos eventos frontales es típicamente del orden de decenas de kilómetros. Por otro lado, los fenómenos de mayor frecuencia no pueden estar presentes en las salidas NAM de 3-h, por lo tanto, los patrones de tal variabilidad no pueden abordarse.

En esta comparación, también se estimó el coeficiente de correlación de Pearson como,

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}}, \quad (3-1)$$

donde f_i y o_i son el pronóstico del modelo y la observación para un período de salida, respectivamente, y \bar{f} y \bar{o} son los promedios.

3.2.2 Análisis CEOF

Se realizó un análisis CEOF (también conocido como Análisis de Componentes Principales Complejo) en modo *espacial*, para estudiar la dinámica de las estructuras persistentes en el campo de viento de la PY con los gradientes horizontales más fuertes, como frentes o remolinos, que expliquen las mayores cantidades de la varianza en el conjunto de datos (Lagerloef y Bernstein, 1988). El análisis CEOF es una variante del análisis EOF, ampliamente utilizada en meteorología y oceanografía, y que se ha aplicado con éxito para campos de vectores de viento (Legler, 1983; Ludwig *et al.*, 2004; Pandžić y Likso, 2005; Chung-ru *et al.*, 2008).

La importancia de este análisis es que proporciona una descomposición única de datos espacio-temporales en 2 sets de funciones, una en espacio y otra en tiempo, en la que cada función es ortogonal (Preisendorfer y Mobley, 1988). Tradicionalmente, el análisis EOF se realiza removiendo la media temporal al conjunto de datos en cada locación previo a la estimación de la matriz de covarianza (ecuación 3-3; i.e. EOF temporal). Sin embargo, a menos que los frentes o remolinos estén asociadas con una fuerte variabilidad temporal, es posible que no se manifiesten en los modos más altos en una descomposición EOF temporal (Lagerloef y Bernstein, 1988). Por el contrario, si se sustrae el promedio de todos los datos muestreados al mismo tiempo (i.e. media espacial), los patrones espaciales con los gradientes horizontales más fuertes, como frentes o remolinos, serán evidentes en los modos dominantes (i.e. EOF espacial; Lagerloef y Bernstein, 1988; Paden *et al.*, 1991).

El enfoque básico para el análisis CEOF implementado en este trabajo implicó la aplicación de la eigensolución a la representación compleja de las anomalías de los componentes horizontales de la velocidad del viento, W (Legler, 1983),

$$W = u + iv \quad (3-2)$$

Se calculó W para cada paso de tiempo restando en cada nodo la media espacial de u y v (componentes zonal y meridional del viento, respectivamente) obtenida en todo el dominio. Las anomalías se combinaron en una matriz de datos rectangular W , con dimensiones M (2,255 nodos) $\times N$ (29,200 registros). Entonces una matriz de covarianza se define como,

$$H = \frac{1}{2M} \cdot W^t W \quad (3-3)$$

donde los elementos diagonales en H son proporcionales a la energía cinética. Estos elementos son varianzas conjuntas de doble unidad. Por lo tanto, si queremos tener elementos diagonales unitarios, entonces el denominador en la ecuación (3) debe ser $2M$ (Pandžić y Likso, 2005). La descomposición para H es,

$$\mathbf{H} \mathbf{E} = \lambda \mathbf{E} , \quad (3-4)$$

donde λ son eigenvalores reales y \mathbf{E} es una matriz de eigenvectores complejos; cada eigenvalor, λ_n , y su eigenvector asociado, \mathbf{E}_n , establecen un estado de equilibrio de \mathbf{H} y sus ejes principales de orientación, respectivamente. Cuanto más grande sea un λ_n , más dominante será el patrón espacial, definido por,

$$\mathbf{C}_n = \mathbf{W} \cdot \mathbf{E}_n . \quad (3-5)$$

El componente principal, \mathbf{C}_n , está modulado por \mathbf{E}_n , que describe la variación temporal de la estructura espacial subyacente (\mathbf{C}_n), y puede representar un modo importante de variabilidad o proceso físico. \mathbf{C}_n y \mathbf{E}_n fueron estandarizados a $\lambda_n^{-1/2}$ y $\lambda_n^{1/2}$, respectivamente, para reescalar la varianza de \mathbf{C}_n igual a 1 respecto a \mathbf{E}_n en unidades de \mathbf{W} (Von Storch y Zwiers, 1999). Finalmente, la regla de North (North *et al.*, 1982) se aplicó como una *regla de selección* para decidir qué modos mantener y cuáles descartar,

$$\delta\lambda_n = \lambda_n \times \sqrt{\frac{2}{\alpha}} , \quad (3-6)$$

donde $\delta\lambda_n$ se define como el *error típico* y α el número de variables independientes que en este caso corresponde al número de nodos (2,255). La regla de North establece que, si la diferencia de eigenvalor entre vecinos es mayor que el error típico estimado, se puede considerar que el patrón de eigenvector del *n*-ésimo modo no está significativamente relacionado con su vecino más cercano.

MATLAB R2017a se utilizó para realizar el análisis y el código se desarrolló internamente.

3.2.2.1 Filtrado de paso alto/paso bajo aplicado a las series de tiempo

La aplicación de una técnica de filtrado digital a las series de tiempo antes del análisis EOF es un procedimiento habitual para separar la variabilidad en un rango de frecuencias de interés

(e.g. Walters, 1982, Yeh y Kirtman, 2005; Zhang *et al.*, 2012; Fontán *et al.*, 2013). En principio, dicho enfoque puede caracterizar adecuadamente los procesos que ocurren a distintas frecuencias. Sin embargo, también puede inhibir *a priori* la identificación de patrones mixtos observados en los resultados del análisis EOF por las interacciones espacio-temporales entre la mesoescala y la escala sinóptica de la circulación, lo cual era un propósito del presente estudio. Por lo anterior, en este trabajo se aplicó un filtrado paso alto/paso bajo a las series de tiempo obtenidas del análisis CEOF utilizando una frecuencia de corte (fc) de 0.75 ciclos por día (cpd).

Se utilizó un filtro Fourier de paso-alto/paso-bajo (Thomson y Emery, 2014) y considerando fc , se obtuvo un registro de altas y otro de bajas frecuencias a partir de las series de tiempo estimadas en la ecuación (3-4). Para el filtro de paso alto, se construye una función de respuesta $[W_{hp}]$ con una ventana Hanning (hw) de diez puntos; la ganancia es cero para las frecuencias $\leq fc$ y uno para las frecuencias $> fc + hw / 2$. Para el filtro de paso bajo, la función de respuesta es $[W_{lp} = 1 - W_{hp}]$. El fc seleccionado permite separar eficientemente las variaciones diurnas del viento de la circulación sinóptica (<0.5 cpd; Fiedler y Panofsky, 1970). Esto fue posteriormente comprobado al analizar los valles de los espectros de potencia de los principales modos de variabilidad estimados, que se presentan en la sección de resultados. De aquí en adelante, el término "bajas frecuencias" o "LF" se utilizará para describir oscilaciones y fenómenos relacionados que operan con un período ≥ 32 h (relacionado con las influencias sinópticas), y el término "altas frecuencias" o "HF" para las oscilaciones con un período <32 h (relacionado con procesos con una marcada variabilidad diurna, como la circulación de la brisa de mar/ tierra, la brisa de valle/montaña, efectos diurnos térmicos u otros).

3.2.2.2 Estimación de los cambios de amplitud y fase descritas por las series de tiempo

Debido a que es más conveniente describir la evolución temporal de cada estructura espacial C_n en términos de amplitud y comportamiento rotacional, en lugar de utilizar los componentes reales e imaginarios de los eigenvectores filtrados, se estimó la amplitud y la fase asociadas, donde la fase se representa en términos de radianes normalizados de -1 a 1 (-180 a 180 grados). Cuando la fase temporal es igual a 0, la dirección resultante de los vectores será la representada en las estructuras espaciales que se muestran en las Figuras 4-7 y 4-10 de la sección

4.2; un cambio de fase negativo modula una rotación en sentido horario de los vectores de tales estructuras espaciales (cambio anticiclónico), mientras que un cambio de fase positivo modula una rotación en sentido antihorario (cambio ciclónico).

3.3 Configuración del modelo de dispersión

En este trabajo se implementó el modelo numérico de transporte y dispersión HYSPLIT-SV (Cohen *et al.*, 2002), el cual ha sido utilizado exitosamente para simular el transporte de largo alcance de PCDD/F hacia la región ártica de Canadá (Commoner *et al.*, 2000) y los Grandes Lagos (Cohen *et al.*, 2002), así como para estimar los impactos de PCDD/F por las quemas para controlar el derrame de petróleo de la plataforma Deepwater Horizon en el Golfo de México (Schaum *et al.*, 2010). El modelo es primariamente lagrangiano (aunque también dispone del marco euleriano) e incorpora el cálculo de advección, dispersión y depositación atmosférica húmeda y/o seca de los contaminantes. También incorpora la partición dinámica de los PCDD/F entre vapores y partículas, y los mecanismos de degradación atmosférica descritos en la sección 2.5.4.

En el modelo, el transporte y dispersión tridimensional de una pluma se puede representar utilizando partículas o puffs (bocanadas). En el modo de partículas, se emite una nube de partículas y se permite que cada una de las partículas se disperse al azar, influenciada por las condiciones meteorológicas que encuentre. En el modo de puff, se emiten puffs individuales a una frecuencia especificada por el usuario y luego se advectan y dispersan de acuerdo con los fenómenos meteorológicos encontrados por cada puff (Fig. 3-2). Un puff representa la distribución de una gran cantidad de partículas 3D (Stein *et al.*, 2015). Si bien la metodología de simulación del modo de partículas puede proporcionar una simulación de dispersión más realista, los requisitos de recursos computacionales para su uso en esta aplicación son demasiado severos (Cohen *et al.*, 2002). Por lo tanto, en el análisis presentado aquí, se utilizó la representación de puffs *sombrero de copa* en la vertical y en la horizontal, donde la concentración es cero afuera y un valor promedio constante adentro. Esta representación del transporte y dispersión de una pluma ha sido implementada con éxito en las otras investigaciones en las cuales se ha utilizado el modelo (Commoner *et al.*, 2000; Cohen *et al.*, 2002; y Schaum *et al.*, 2010).

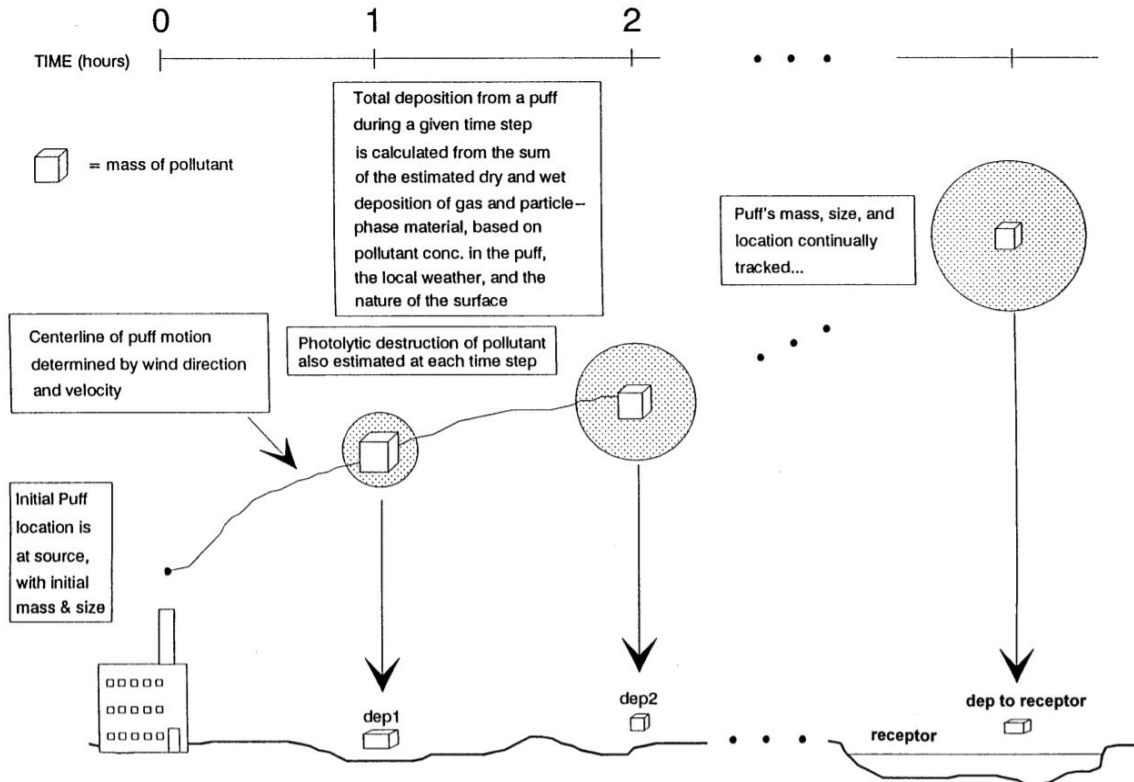


Figura 3-2. El modelo de transporte y dispersión HYSPLIT-SV.

Fuente: Commoner *et al.*, 2000

El modelo fue implementado tanto en la parte marina como terrestre de la PY y la extensión espacial del dominio de las simulaciones se representa en la Figura 3-3. El modelo integra las concentraciones aportadas por la pluma en toda el área delimitada con el cuadro remarcado en negro, en pasos de tiempo de 4-min en una cuadrícula de muestreo de 0.05 por 0.05 grados (5.55 km por 5.55 km; no mostrada en la Fig. 3-3) en capas de 6 niveles (0, 50, 150, 300, 1000 y 3000 m de altura). En este dominio, el análisis se llevó a cabo a través de 7 experimentos numéricos para dos congéneres representativos (TCDF y OCDD; ~30.2 y 99.9% asociados con partículas, respectivamente) para evaluar el comportamiento de la pluma bajo distintas formas de dominancia de frentes fríos y brisas marinas dentro del periodo de octubre de 2012 a septiembre de 2013, en periodos de 5 días para eventos sinópticos y de 8 días para eventos de circulación local. En cada experimento los puffs se liberan de manera continua a 50 m de altura desde una fuente hipotética localizada en el centro urbano más importante de la PY (Mérida). El comportamiento temporal de la pluma se describe específicamente a través de 12 puntos de observación en un plano x (dirección zonal), y (dirección meridional), que tiene como punto

central la fuente de emisión. En la Figura 3-3, se representan estos puntos ubicados a 47, 94 y 188 km de la fuente hacia el este (x_1, x_2, x_3), oeste ($-x_1, -x_2, -x_3$), norte (y_1, y_2, y_3) y sur ($-y_1, -y_2, -y_3$). Es de denotar que el punto $-x_2$ se ubica en la localidad de Celestún.

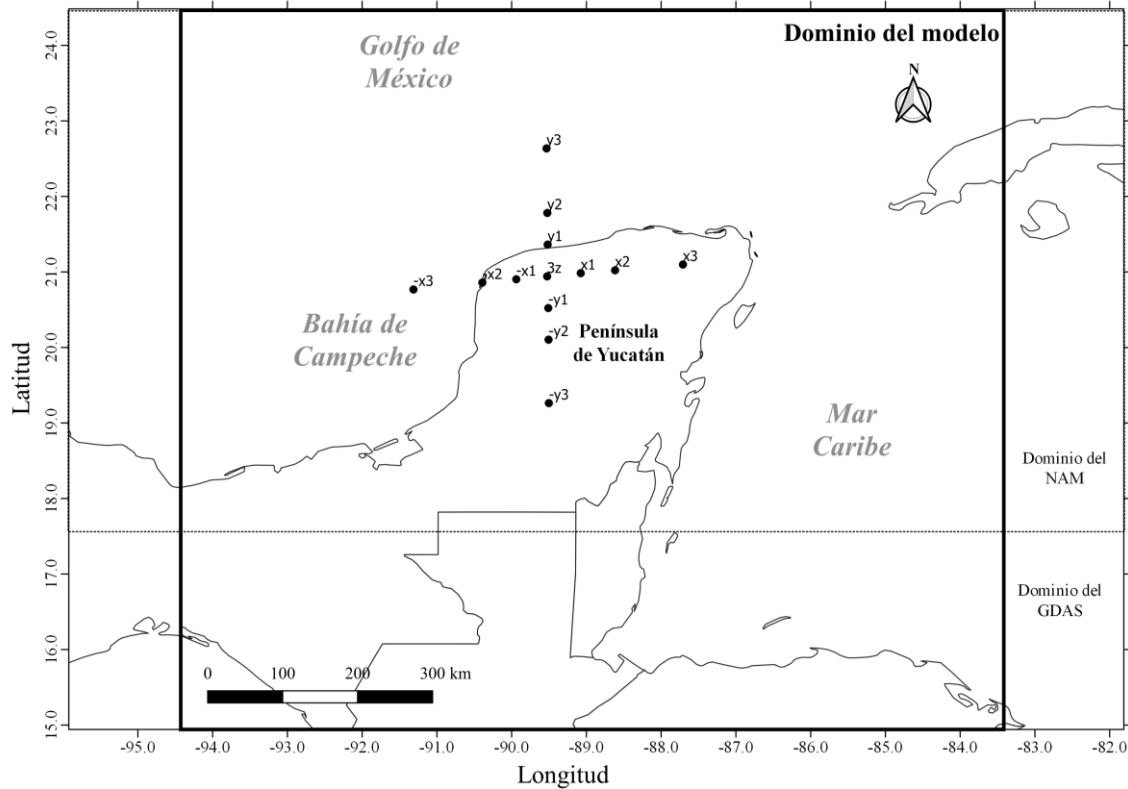


Figura 3-3. Dominio del modelo. Se muestra el punto de emisión en el centro (3z) y los puntos de observación. También se muestra con una línea punteada el límite entre los dominios de los modelos meteorológicos NAM y GDAS.

La meteorología utilizada por el modelo de dispersión proviene de archivos de pseudo-análisis de las salidas de los modelos meteorológicos NAM (principal y con cobertura en Norteamérica) y GDAS (Global Data Assimilation System; auxiliar y con cobertura mundial) producidos por NOAA-ARL y disponibles en el sistema READY. Los archivos incorporan los datos meteorológicos en una malla tridimensional, y para el caso del NAM esta tiene una separación horizontal de 12 km, con 27 niveles verticales, tabulada en intervalos de 3 horas. Para el caso del GDAS la resolución es de 111 km, con 24 niveles verticales, con el mismo intervalo temporal. Las salidas del modelo NAM, como se describirá en la sección 4.2 de los resultados, fueron capaces de representar los principales sistemas de viento local y sinóptico en la región. Sin

embargo, debido a que la cobertura espacial del NAM termina al sur de la península, se configuró un esquema para que en cada simulación el modelo elija las salidas del modelo GDAS en caso de advección de una pluma fuera del dominio del NAM.

La implementación del modelo en el dominio de la PY requirió previamente estimar la cantidad *optima* de puffs para las simulaciones. El tamaño del puff (en la dirección horizontal y vertical) se expande en el tiempo y espacio de acuerdo con la naturaleza dispersiva y la turbulencia de la atmósfera encontradas en cada paso de tiempo (Fig. 3-4). Si el puff se vuelve tan grande que ya no se puede usar un solo punto de cuadrícula meteorológica para estimar su transporte y dispersión, el puff se divide horizontalmente y/o verticalmente según sea necesario (Cohen *et al.*, 2002). Como resultado de las emisiones continuas de puffs a lo largo de la simulación, y el hecho de que cada bocanada puede dividirse muchas veces, los recursos numéricos necesarios para rastrear cada una de los puffs pueden volverse poco prácticas. Para amenorar este problema, se condujeron una serie de pruebas de sensibilidad sobre algunos parámetros del modelo que pueden afectar la cantidad de puffs. Por ejemplo, la edad máxima que se permite alcanzar a un puff en una simulación (parámetro KHMAX) se examinó, utilizando distintos valores (24, 48, 72 y 120-hr) y observando la concentración integrada sobre un sitio receptor (Celestún) en cada una de las pruebas. La variación de los resultados de acuerdo con las distintas configuraciones de KHMAX permite seleccionar un parámetro óptimo, con el cual una simulación no tarde mucho más de lo necesario. Otros parámetros examinados fueron KSPL (intervalo de división de puffs) QCYCLE (ciclo de emisión) y MAXPAR (número máximo permitido de puffs). También se condujeron pruebas para el paso de tiempo. Los resultados de las pruebas de sensibilidad se presentan en el Apéndice C.

Las pruebas de sensibilidad sugirieron que para estudiar el transporte local de PCDD/F, se requieren las siguientes configuraciones: KHMAX 48-hr, KSPL 3-hr (menos de 100-km), QCYCLE 1-hr, DELTA 4-min y MAXPAR 1,000,000 de puffs. El valor de MAXPAR es relativamente mayor a los utilizadas por Cohen *et al.*, (2002) y Schaum *et al.*, (2010), las cuales fueron 1,000 y 100,000 puffs, respectivamente, atribuyéndose parcialmente lo anterior a que en esos estudios no se consideró una liberación continua. La parametrización de la turbulencia en la capa límite planetaria, la estabilidad y la altura de la capa límite, se determinó siguiendo a Kantha

y Clayton (2000), los flujos de calor y momentum provistos por el modelo meteorológico y el perfil de temperatura potencial ($> 2K$), respectivamente (Apéndice B). Para los parámetros de destino (depositación seca, depositación húmeda, degradación por fotólisis, degradación por radicales hidroxilos), se emplearon las configuraciones predeterminadas.

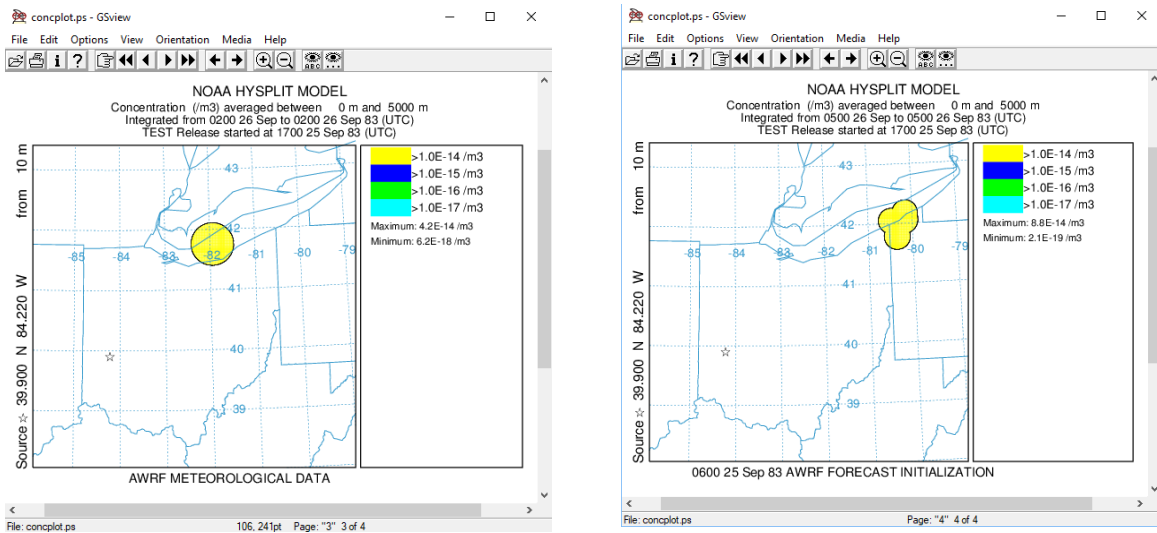


Figura 3-4. Ilustración de la división de un puff en 4 puffs después de 12 horas de simulación.
Fuente: NOAA-ARL, 2020

Para todas las simulaciones se utilizó la misma tasa de emisión para TDCF y OCDD la cual es de 1 mg/hora. Esta tasa es similar a las estimaciones para todo el municipio de Mérida (0.72 y 0.65 mg/hora, respectivamente), provenientes del conjunto de la quema de basura en casas habitación, fuentes móviles, calefacción y cocina doméstica con biomasa y combustibles fósiles, termoeléctricas, cementeras, sitios de incineración de residuos hospitalarios, etc. Las categorías no incluidas corresponden a incendios forestales, centrales eléctricas privadas, crematorios, y quemas en tiraderos a cielo abierto de la municipalidad, etc. Estas estimaciones se derivaron de: USEPA, (2006); Fiedler *et al.*, (2010); Maíz-Larralde y Morales-Silva, (2012); INEGI, (2017a); INEGI, (2017b); e INEGI, (2017c). Por lo tanto, es posible considerar que en las simulaciones se utiliza una tasa de emisión basada en aproximaciones reales.

4 RESULTADOS

4.1 Observaciones de brisas marinas y procesos sinópticos en la península de Yucatán

Se calcularon los espectros y los espectros cruzados de las observaciones de viento realizadas en los lugares incluidos en la Tabla 3-1, y la interpretación de los resultados se presenta en la sección 4.1.1 y 4.1.2, respectivamente. Esto permitió estimar las frecuencias de las oscilaciones dominantes del viento en la PY y la relación que guardan.

4.1.1 Oscilaciones dominantes

En la Figura 4-1 se presentan los espectros de potencia de los componentes zonales y meridionales del viento en sitios costeros de la PY. La posición de los gráficos de derecha a izquierda representa la ubicación de los sitios en relación con su longitud (el sitio más oriental ubicado a la derecha y viceversa). Las variables en cada gráfico representan las especificaciones para el cálculo del espectro de potencia: $N = 2^n$ (número más cercano a la potencia de dos en el que la serie temporal se rellenó con ceros); M = longitud de la ventana (equivalente a 113.77 días); y DoF = grados de libertad (considerados para la estimación de los límites de la barra de error). Los espectros de potencia muestran que la frecuencia diurna domina en los sitios CAM y CEL en ambos componentes horizontales, lo que sugiere que la circulación de las brisas locales explica la mayor parte de la variabilidad del viento en la costa oeste - noroeste de la PY. En el sitio SIS, los espectros de potencia también muestran una influencia muy fuerte de los procesos diurnos (brisa marina), pero la contribución de las bajas frecuencias (con un período de ~10 días) es ligeramente mayor que el pico diurno y es estadísticamente significativa. Como podría esperarse en la costa norte de la PY, la brisa marina estaría más relacionada con la oscilación norte-sur (Fig. 4-1b) debido a la orientación de la costa en ~90° con respecto al norte. Según estos resultados, en la costa norte de la PY, la influencia sinóptica es de importancia similar a la brisa marina.

En el sitio de CNC, las bajas frecuencias son las que más contribuyen a la variabilidad, y el pico diurno es bastante pequeño. La señal con mayor energía corresponde a un período de ~10 días en ambos componentes horizontales de la velocidad. Esta es una clara indicación de una

mayor influencia del forzamiento sinóptico en el campo de vientos de la costa oriental de la PY. En este sentido, es importante notar que los sitios CEL y CNC, están ubicados en costas opuestas de la PY (oeste y este, respectivamente) y tienen básicamente la misma orientación de la costa (alrededor de 210° medidos desde el norte); sin embargo, los espectros de cada sitio muestran el dominio de diferentes procesos, uno con marcada influencia de la brisa marina (CEL) y el otro controlado por viento sinóptico (CNC).

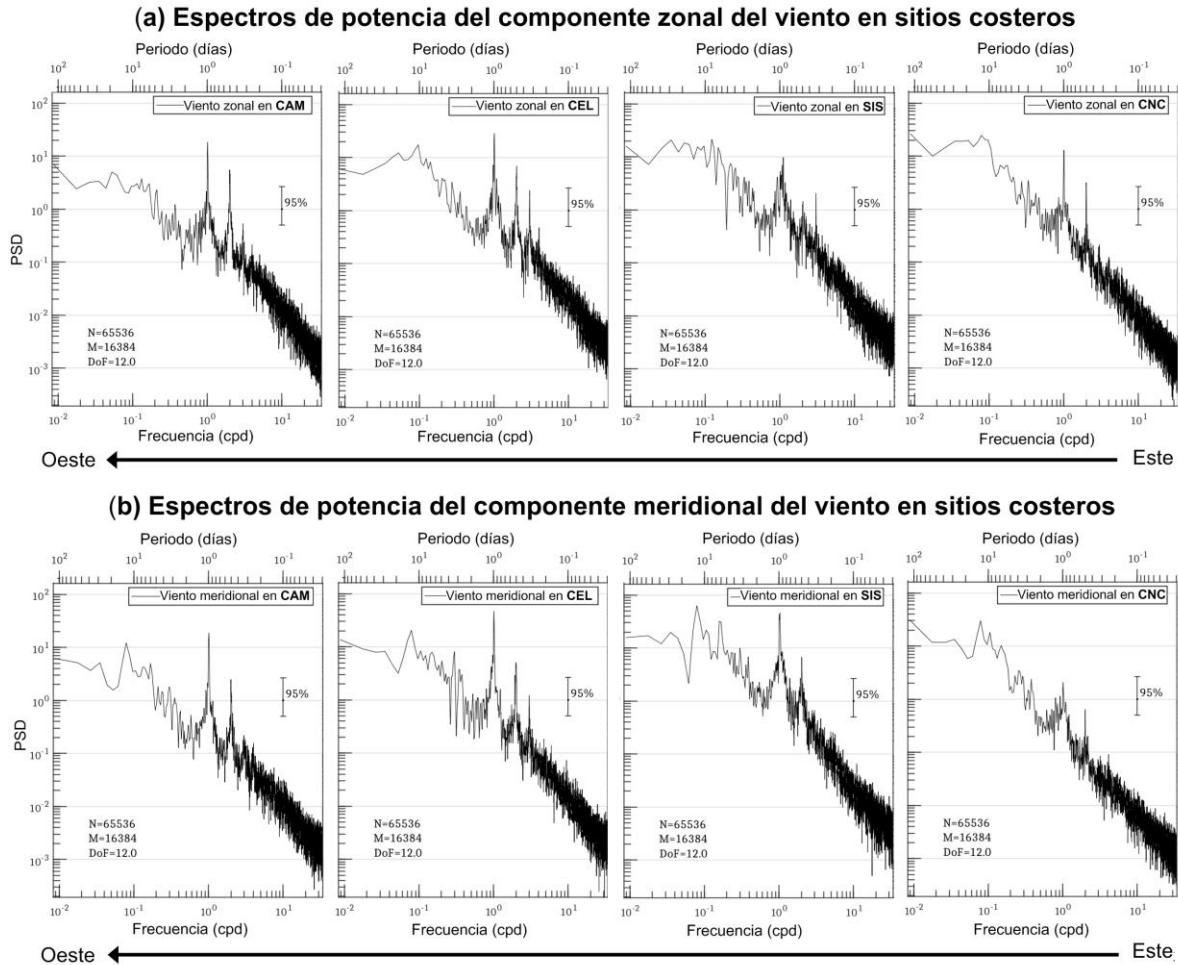


Figura 4-1. Espectros de potencia de observaciones de viento zonal (a) y meridional (b) en los sitios costeros de la PY.

En general, los espectros muestran una mayor Densidad de Poder Espectral (PSD) en las bajas frecuencias del componente meridional de los sitios costeros en comparación con el componente zonal, independientemente de su posición geográfica y la contribución de energía de

las frecuencias diurnas. Por lo tanto, es más probable que el pico de ~10 días esté relacionado con el paso de frentes fríos que inducen vientos fuertes del norte.

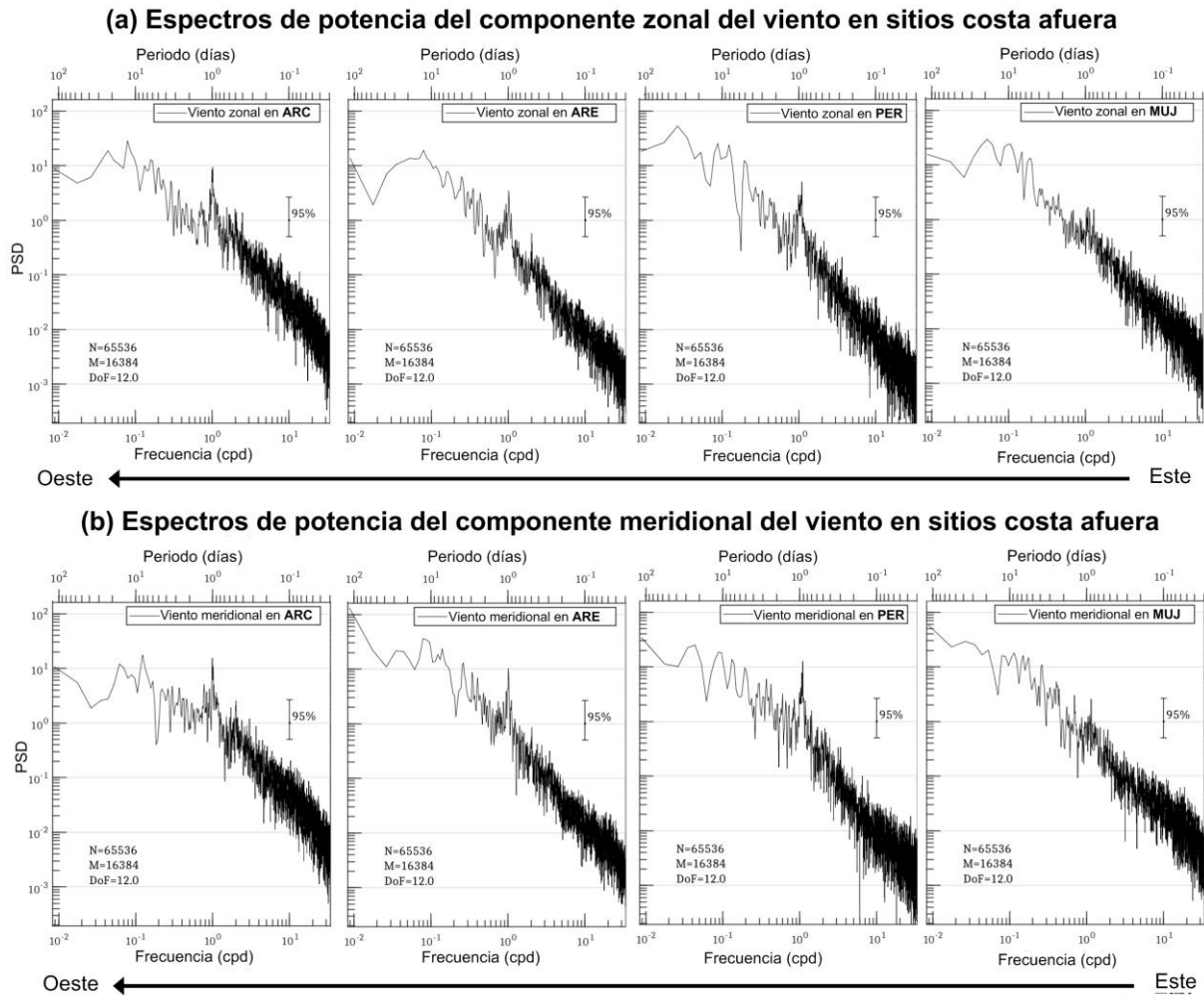


Figura 4-2. Espectros de potencia de observaciones de viento zonal (a) y meridional (b) en los sitios costa afuera de la PY.

Los espectros de potencia de los sitios costa afuera (Fig. 4-2) muestran un dominio de las bajas frecuencias. Esto parece razonable teniendo en cuenta que están más expuestos a la actividad de ciclones/anticiclones sinópticos (e.g., Kai, 1987), pero hay otras características importantes. Primero, el pico diurno se vuelve cada vez más importante hacia el oeste, con pequeñas diferencias entre ARE y PER. Esto podría interpretarse como una circulación de brisa marina que se vuelve cada vez más importante hacia la plataforma oeste de la PY. Además, estos dos sitios (ARE y PER) exhiben un pico de PSD mayor (~ por un factor de 2x) en el componente

meridional diurno que el componente zonal, lo que refuerza la idea de la influencia de la tierra (circulación de la brisa marina) debido a la orientación de la costa (perpendicular a los sitios). En segundo lugar, se esperaría que a medida que un sitio costa afuera se encuentre más cercano a la costa, su espectro de potencia indique una mayor influencia de la brisa marina. Sin embargo, el sitio MUJ, que es el más cercano a la costa (8 km), tiene un pico diurno muy disminuido, apenas dentro de los límites del nivel de confianza inferior. Esto sugiere que en este sitio, localizado en la plataforma oriental, el viento sinóptico atenúa considerablemente la influencia de la brisa marina. En este caso, la variabilidad zonal de baja frecuencia es mayor (Fig. 4-2a), lo que sugiere que los fenómenos sinópticos deben estar relacionados con los sistemas de vientos del este (es decir, los vientos alisios).

Respecto al único sitio interior considerado en el presente estudio (MDA) que se encuentra a 29.2 km al sur de la costa norte, este exhibe un claro dominio en las bajas frecuencias, particularmente en el componente meridional ($\sim 2x$; Fig. 4-3b). Sin embargo, también muestra una oscilación diurna clara, pero reducida en comparación con los sitios costeros (Fig. 4-3b). Por lo tanto, a pesar de su distancia a la costa y los efectos de la fricción en tierra, este sitio experimenta la influencia de las brisas locales.

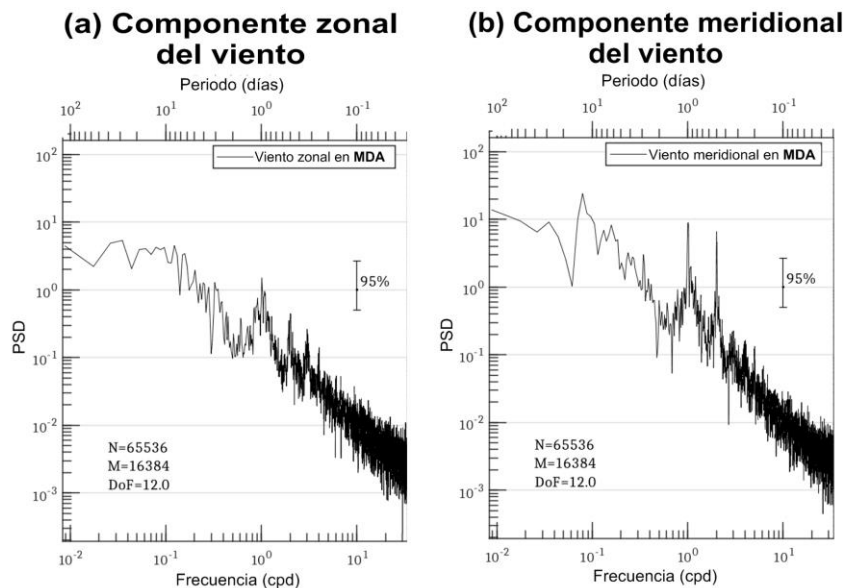


Figura 4-3. Espectros de potencia de observaciones de viento zonal (a) y meridional (b) en el sitio tierra adentro de la PY.

4.1.2 La relación océano – continente

4.1.2.1 Co-variabilidad de baja frecuencia

Como se describió en la sección de metodología, se investigó la co-variabilidad entre el viento marino y costero mediante un análisis co-espectral. Se seleccionaron los pares de sitios que fueran más representativos de la dinámica del viento en alta mar y costero en la plataforma de la PY, y el análisis se realizó utilizando el componente de viento más perpendicular a la costa. Es decir: para el par ARC-CAM (plataforma occidental) se utilizó el componente zonal; para PER-SIS (plataforma norte) la meridional; y para MUJ-CNC (plataforma oriental) la zonal. En la Figura 4-4, se muestran los resultados para los tres pares de sitios evaluados, ordenados según su coordenada de longitud, desde la derecha (plataforma oriental, MUJ-CNC), a la izquierda (plataforma occidental, ARC - CAM). El comportamiento más notable es que los picos con valores de coherencia más grandes (>0.85) en el espectro cruzado, son aquellos vinculados con las frecuencias más bajas (~ 10 días o períodos más grandes) en todos los sitios, lo que indica una uniformidad espacial en esta escala. La co-oscilación de los vientos de baja frecuencia tiene la energía compartida más alta en los sitios orientados más al norte (PER-SIS), presumiblemente mostrando una mayor influencia de los frentes fríos en la plataforma norte (Fig. 4-4b). Otra propiedad de los espectros cruzados que confirma la naturaleza sinóptica de los fenómenos es que el desfase es cercano a cero en las frecuencias más bajas en todos los sitios, lo que demuestra que el proceso ocurre aproximadamente al mismo tiempo.

4.1.2.2 Co-variabilidad de alta frecuencia

La densidad de poder co-espectral (CPSD) y los valores de coherencia de las frecuencias diurnas muestran claramente la influencia de la brisa marina. Primero, la energía compartida entre ARC - CAM (Fig. 4-4a) es más alta que los otros pares de sitios y tiene un valor alto de coherencia (0.85). El desfase de tiempo entre ARC-CAM es de solo 1.1 horas con CAM por delante (Tabla 4-1). Esto sugiere que la circulación de la brisa marina ocurre prácticamente en toda el área de la Bahía de Campeche (~ 150 km de ancho) *casi* al mismo tiempo. Esto indica, además, como se muestra en la Figura 4-1, que las brisas marinas son el proceso dominante sobre

esta región, ya que la energía diurna asociada domina sobre las frecuencias más bajas. Más hacia el este, para el par PER-SIS (Fig. 4-4b), el CPSD a frecuencias diurnas también es fuerte y coherente y con un desfase similar al par ARC-CAM (1.0 horas) con SIS por delante. Esto también sugiere una actividad importante de la brisa marina en la plataforma norte de la PY, aunque los procesos dominantes siguen siendo los asociados con las bajas frecuencia (~10 días).

CSPD entre sitios costeros y sitios costa afuera

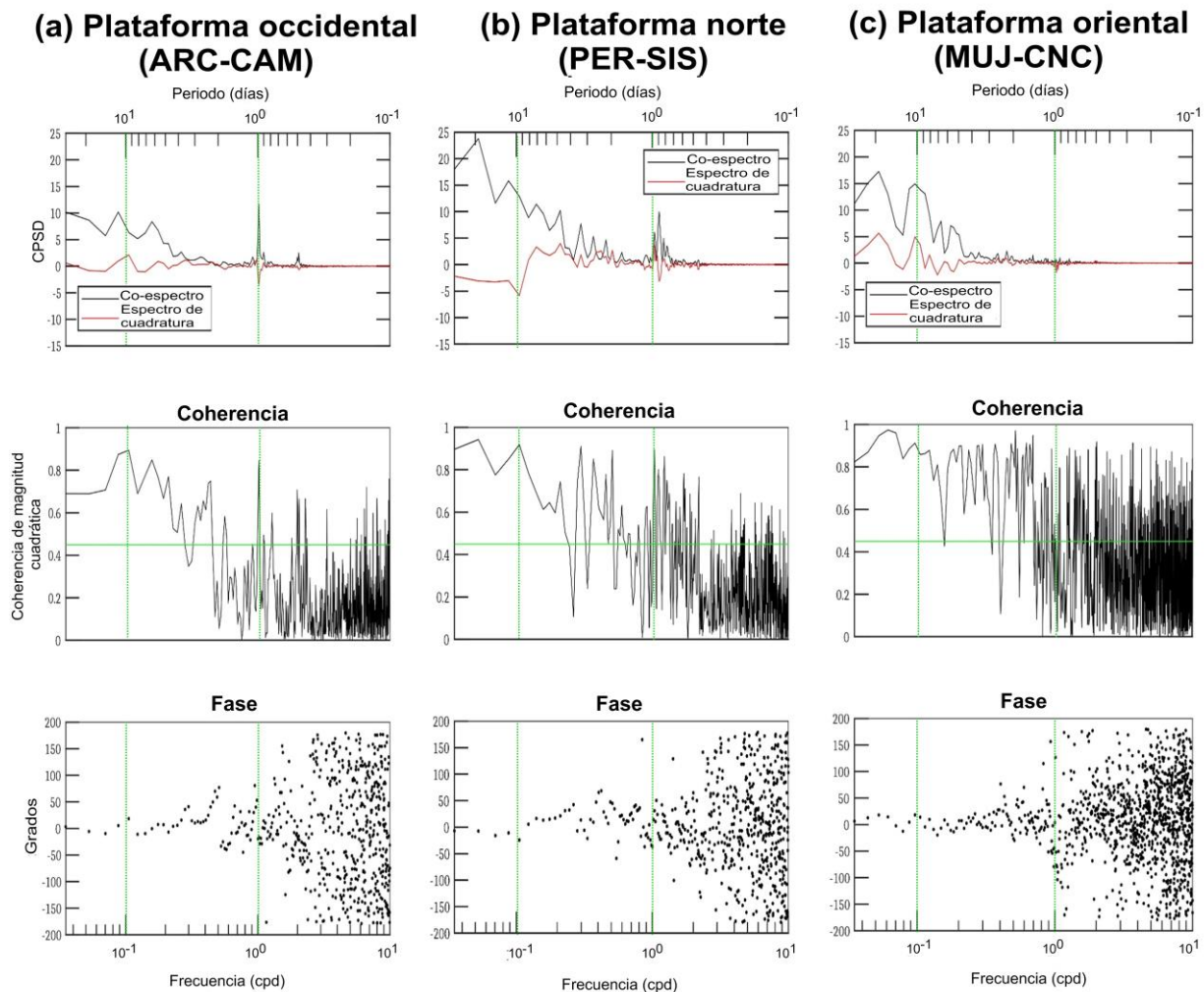


Figura 4-4. Espectros cruzados de los componentes horizontales de la velocidad del viento medidos en la PY: (a) ARC-CAM (zonal); (b) PER-SIS (meridional); y (c) MUJ – CNC (zonal). Las líneas verticales verdes indican los períodos de 1 y 10 días. Coherencia estimada en el 95% del nivel de confianza, indicada por la línea verde horizontal.

La co-variabilidad diurna en la plataforma oriental (Fig. 4-4c), está por debajo del nivel de confianza a pesar de que el par MUJ-CNC se encuentra separado por tan solo 12 km (Tabla 4-1). Esto sugiere que los gradientes térmicos horizontales diurnos que se establecen en esta región no son lo suficientemente fuertes como para provocar la circulación de la brisa marina. Una posible explicación para este comportamiento es el efecto de enfriamiento de los vientos alisios que pueden ser más fuertes en el extremo este de la PY, ya que está más expuesto a dicha influencia. Refuerza esta idea los gradientes de temperatura y presión estimados en la plataforma oriental, ya que no muestran un cambio sistemático diario y son más bajos en comparación con las otras regiones de la plataforma de la PY (Fig. 4-7f-h y 4-10f-h).

El análisis co-espectral permite reforzar las principales ideas descritas en la sección 4.1.1, acerca de los procesos dominantes que ocurren en la plataforma de la PY. Lo primero es que la circulación local (altas frecuencias) tiende a dominar hacia la plataforma occidental. Segundo, en la plataforma norte tanto los procesos locales como los sinópticos (bajas frecuencias) son importantes, aunque los últimos dominan y muestran una mayor energía asociada en comparación con las otras regiones de la plataforma. Finalmente, la plataforma oriental parece estar controlada por el viento sinóptico lo que atempera el desarrollo de las brisas.

Tabla 4-1. Resultados del análisis co-espectral en la banda de la frecuencia diurna para los sitios seleccionados.

Pares de sitios y su distancia (km)	Componente del viento	CPSD (<i>co-espectro</i>)	CPSD (<i>espectro de cuadratura</i>)	Coherencia	Retraso de fase (grados; horas)	Significado del retraso de fase
ARC- CAM (155)	zonal	11.6	-3.5	0.85	-16.7; 1.1	CAM por delante
PER-SIS (139)	meridional	9.9	-3.1	0.73	-17.6; 1.0	SIS por delante
MUJ-CNC (12)	zonal	0.4	-1.8	0.40 (por debajo del nivel de confianza)	-76.7; 5.0	CNC por delante

4.2 Patrones espaciotemporales de variabilidad en el campo de vientos

Esta sección analiza los patrones espaciotemporales del viento impuestos por diferentes fenómenos alrededor de la PY utilizando las salidas del modelo NAM. Un primer paso en este objetivo es evaluar el desempeño del modelo comparando sus pronósticos contra las observaciones.

4.2.1 Desempeño del modelo NAM

Las salidas del modelo se evaluaron a través del coeficiente de Pearson y mediante comparaciones de la PSD. El coeficiente de Pearson tuvo un promedio sobre todos los sitios de la PY de 0.68 y 0.65 para vientos zonales y meridionales, respectivamente (Tabla 4-2). Estos valores se pueden comparar con las correlaciones obtenidas entre las estimaciones del satélite QuikSCAT y las mediciones del Centro Nacional de Datos de Boya (NDBC) a 85.9° W, 25.9° N, que tienen valores de 0.91 y 0.91 para el viento zonal y meridional, respectivamente (Piolle y Bentamy, 2002). A pesar de la modesta correlación de los datos NAM, los coeficientes estimados se consideran una indicación de pronóstico razonable del modelo debido a su mayor resolución temporal (3 h) que las del satélite QuikSCAT (24 h).

En la Tabla 4-2 se presenta el desglose de las estimaciones del coeficiente de correlación por sitio. Es notorio que las correlaciones más bajas se registraron en las estaciones SIS, MDA y ARC. Las primeras dos son administradas por el CINVESTAV en donde la dirección del viento es registrada en dirección fija (N, NNE, NE, ENE, E, etc.), por lo que se sospecha que esta es la causa de las menores correlaciones. En el caso de ARC, localizado en la Bahía de Campeche, se considera que los bajos valores obtenidos en el componente meridional (0.44) son atribuibles a errores instrumentales, ya que otros sitios localizados en esa misma región (ARE, CAM y CEL) registran un mejor desempeño (0.76, 0.62 y 0.72, respectivamente).

Además de una evaluación general del modelo (es decir, el coeficiente de Pearson), es de especial interés evaluar qué tan bien el modelo NAM reproduce los fenómenos que se describieron en las secciones anteriores a través de un análisis espectral de las observaciones

(brisas marinas, frentes fríos, etc.). Para fines de comparación, la Figura 4-5 muestra los espectros de potencia de vientos modelados y medidos a lo largo de la costa de la PY. Las variables en cada gráfico representan las especificaciones para el cálculo del espectro de potencia: $N = 2n$ (número más cercano a la potencia de dos en el que la serie temporal se rellenó con ceros); M = longitud de la ventana (equivalente a 128 días); y DoF = grados de libertad (considerados para la estimación de los límites de la barra de error). A partir de esta figura se puede observar que el modelo NAM es consistente con los principales picos espectrales de alta y baja frecuencia. Esto es verdadero en las costas oeste, norte y este de la PY para ambos componentes horizontales de la velocidad del viento.

Tabla 4-2. Coeficientes de correlación de Pearson para los pronósticos de viento en superficie del modelo NAM en sitios de la PY.

ID estación	<i>r</i>	
	Componente zonal del viento	Componente meridional del viento
CAM	0.58	0.62
CEL	0.73	0.72
SIS	0.56	0.5
CAN	0.76	0.79
ARC	0.61	0.44
ARE	0.8	0.76
PER	0.78	0.73
MUJ	0.74	0.77
MDA	0.53	0.55
Promedio	0.68	0.65

Se pueden ver algunas diferencias, como una moderada sobreestimación de la PSD en las costas occidental (CAM) y oriental (CNC) en el viento meridional de baja frecuencia (Fig. 4-5b), y una ligera subestimación en la costa norte (SIS) en el viento zonal de baja frecuencias (Fig. 4-5a). En todos los casos, los picos espectrales del viento modelado coinciden con las observaciones dentro de los niveles de confianza, incluida la banda diurna relacionada con la circulación de la brisa marina. Por lo tanto, a pesar de que la resolución espacial del modelo es un

factor limitante (12 km), los patrones temporales de la brisa marina/brisa terrestre se capturan adecuadamente.

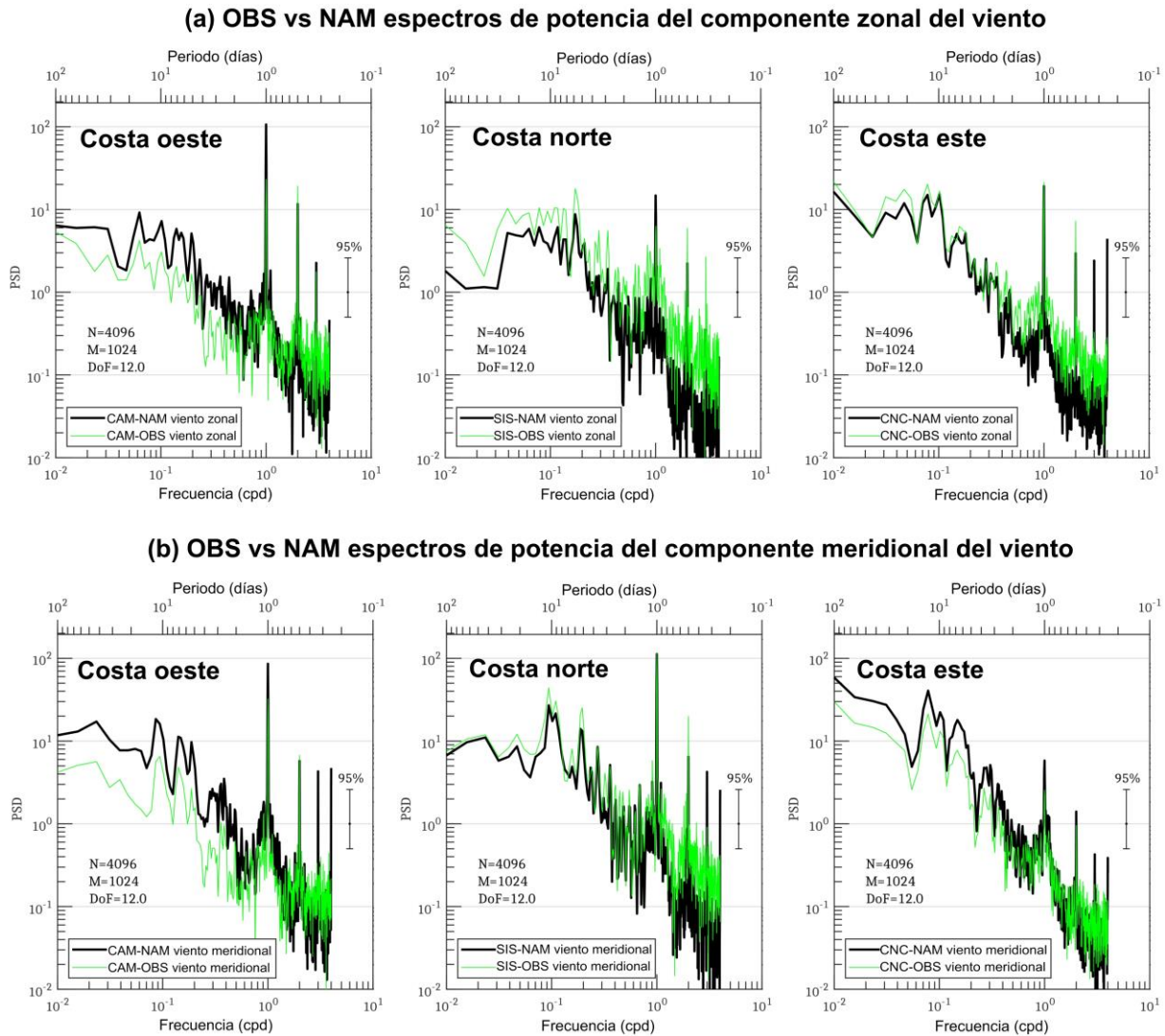


Figura 4-5. Espectros de potencia de (a) viento zonal y (b) meridional de las salidas del NAM (línea negra) y de observaciones (línea verde) en tres sitios a lo largo de la costa de la PY (CAM, SIS, CNC).

4.2.2 Comportamiento espacial de vientos promedio en la península de Yucatán

Los procesos sinópticos en la región, como los frentes fríos, ocurren con mayor frecuencia de octubre a marzo (DiMego *et al.*, 1976; Henry, 1979) y otros sistemas de viento del este y del sur son más activos en verano (ondas y ciclones tropicales). La brisa marina ocurre durante todo

el año, pero tiende a tener mayor actividad durante abril y mayo (Taylor-Espinosa, 2009). Los efectos de estos fenómenos en la estacionalidad de los patrones de viento promediados en el tiempo se pueden observar en las Figuras 4-6a y 4-6b. Para acomodar la estacionalidad de estos fenómenos, el período de octubre a marzo es tratado por separado del período de abril a septiembre (de aquí en adelante, Oct-Mar y Abr-Sep, respectivamente).

Durante los meses con incursiones periódicas de frentes fríos, el campo de viento promedio en la PY muestra un mayor componente norte (Fig. 4-6a), mientras que para un clima más tropical (Abr-Sep, Figura 4-6b), los vientos promedio son principalmente del este. Otra característica distintiva entre los patrones de viento promedio es que, durante la temporada de frentes fríos, la magnitud del viento es mayor en la región costa afuera de la PY, que durante Abr-Sep. El campo de viento en esta última es menos unidireccional, ya que adquiere un ligero componente del noreste sobre el área de la Bahía de Campeche.

La varianza calculada de los vientos zonales y meridionales filtrados de paso bajo (≥ 32 h) y paso alto (< 32 h) del modelo NAM, se puede utilizar para proporcionar información sobre la distribución espacial de los fenómenos que afectan los patrones promedio del campo del viento. Por ejemplo, en las Figuras 4-6c y 4-6d, se muestra la varianza de Oct-Mar de las bajas frecuencias de los componentes zonal y meridional, respectivamente, y en las Figuras 4-6g y 4-6h, se muestra el mismo estadístico, pero para el período Abr-Sep. Estos resultados muestran que la mayor parte de la variabilidad está presente en el componente meridional durante la temporada de Oct-Mar, y está ubicada en la plataforma noroeste y noreste de la PY, disminuyendo hacia el ecuador sobre la masa continental (Fig. 4-6d). Este comportamiento espacial indica que la sinopticidad es mayor en Oct-Mar, presumiblemente atribuida a los frentes fríos. Los co-espectros de las observaciones refuerzan esta idea, ya que muestran que la mayor energía compartida de baja frecuencia se presenta en la plataforma norte (PER-SIS; Fig. 4-4b).

Por otro lado, las Figuras 4-6e y 4-6f muestran la varianza del viento zonal y meridional filtrados de paso alto de Oct-Mar, respectivamente, y en las Figuras 4-6i y 4-6j se muestran resultados análogos para el período de Abr-Sep. Las figuras muestran que los vientos de alta frecuencia predominan de Abr-Sep en un área bien delimitada sobre la plataforma occidental.

Esto refuerza la idea de que el pico espectral diurno de las observaciones se vuelve cada vez más importante hacia el oeste (Fig. 4-2) y domina sobre las bajas frecuencias en esta región (Fig. 4-4a). El componente meridional tiene una mayor varianza, lo que sugiere que la rotación diurna de los vientos marinos en la plataforma occidental es más excéntrica de sur a norte. Todo lo anterior indica que el ligero componente del noreste observado sobre la plataforma occidental en el campo de viento promedio de Abr-Sep (Fig. 4-6b), es causado por una deflexión diurna del campo de viento que podría estar relacionado con la actividad de las brisas marinas. Es posible observar en la Figura 4-6f que esta desviación se reduce en un factor de ~ 2 en Oct-Mar cuando también se reduce la actividad de la brisa marina (ver sección 4.2.3.2).

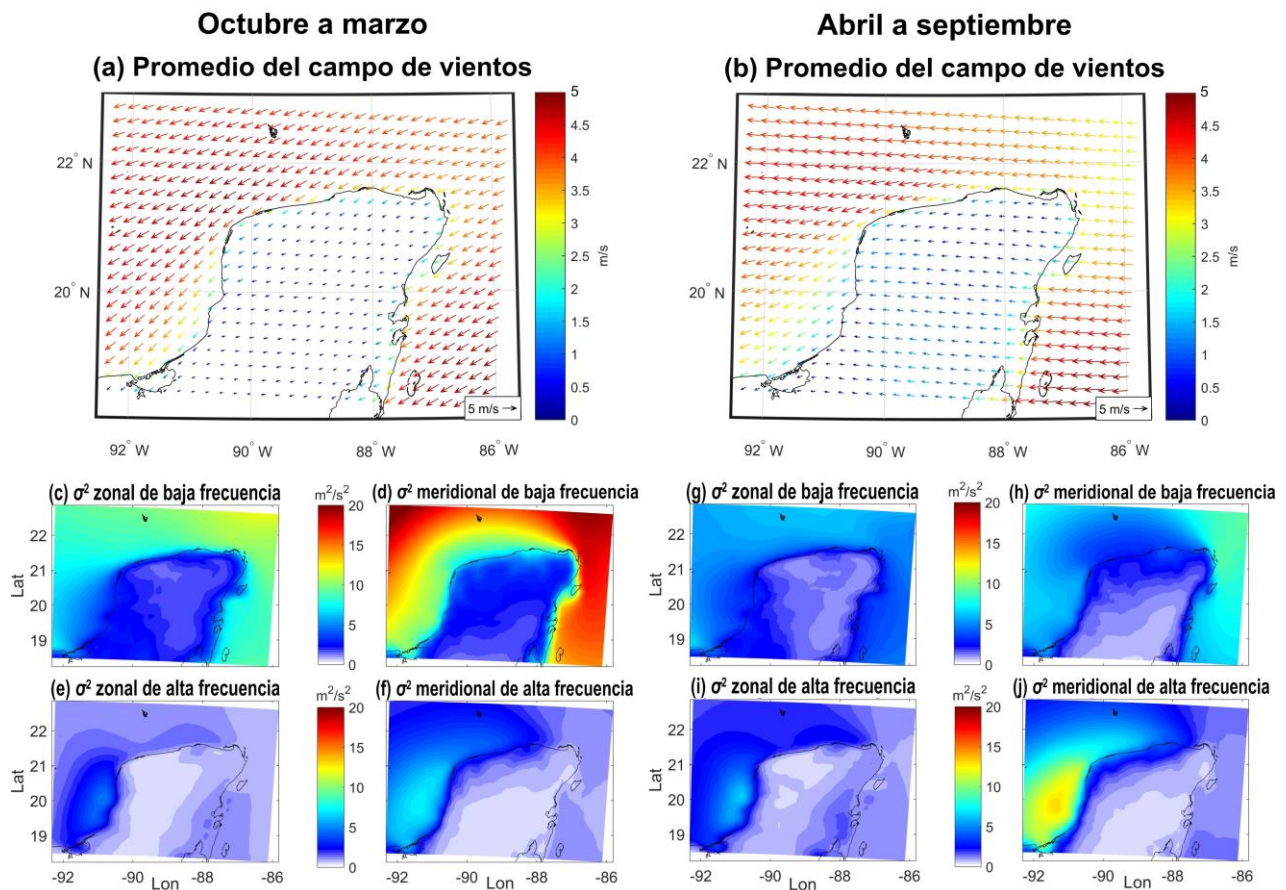


Figura 4-6. Estadística descriptiva del campo de viento en superficie de la PY derivada del modelo NAM. Promedio del campo de viento en superficie de (a) Oct-Mar y (b) Abr-Sep. Varianza de Oct-Mar del (c) viento zonal y (d) meridional de LF; (e) viento zonal y (f) meridional de HF. La misma varianza de Abr-Sep: (g) y (h); (i) y (j).

Teniendo en cuenta el comportamiento espacial realista de los vientos (promedio y varianza) descrito anteriormente, se consideró que las salidas del modelo NAM son adecuadas para realizar dos análisis CEOF separados, uno para cada período, con el fin de ayudar a la interpretación de los patrones espaciales de variabilidad del viento y su comportamiento subyacente. La sección 4.2.3 describe los resultados para los meses con incursiones periódicas de frentes fríos (Oct-Mar) y la sección 4.2.4 para los meses con un mayor dominio de clima tropical (Abr-Sep).

4.2.3 Análisis de la variabilidad de la temporada de frentes fríos (octubre a marzo)

Cada modo de variabilidad está representado por la estructura espacial, C_n , modulada por la serie temporal E_n . Por lo tanto, nos referiremos al primero con el prefijo espacial y al segundo con el prefijo temporal, al describir los patrones observados para cada modo. Cada serie de tiempo (Fig. 4-7d, e) tiene un componente de amplitud y fase, que determina la magnitud y el comportamiento rotacional de los vectores (de -1 a 1 en radianes normalizados [-180 a 180°]), respectivamente. Cuando la fase temporal es igual a 0 , la dirección de los vectores será la representada en las estructuras espaciales que se muestran en la Figura 4-7a, b, c; un cambio de fase negativo indica una rotación en el sentido horario (anticiclónico) de los vectores de tales estructuras espaciales, mientras que un cambio positivo corresponde a la rotación en sentido antihorario (ciclónico).

En la Tabla 4-3 se presenta la varianza explicada para los primeros tres modos de variabilidad estimados para Oct-Mar. Estos modos representan el 79.1% de la variabilidad y la diferencia de eigenvalor entre modos vecinos es mayor que el error típico estimado. La variabilidad restante (20.9%) se distribuye en 14,557 modos más. Sin embargo, ninguno de estos se asoció con un proceso físico específico, por lo que no se consideran más aquí.

En la temporada de Oct-Mar prevalecen los procesos de baja frecuencia (Tabla 4-3) y el modo 1, que explica el 45.1% de la varianza, es el dominante. Se pudo lograr una mejor comprensión del comportamiento dominante representado por cada modo mediante el análisis conjunto de su variación temporal de alta y baja frecuencia, y su interacción con los otros modos.

Por lo tanto, a lo largo de esta sección (y de la sección 4.2.4) se describe el comportamiento de HF y LF.

Tabla 4-3. Principales modos de variabilidad de Oct-Mar. En la primera columna, se especifica el comportamiento predominante con las letras HF o LF.

Modo	λ	Varianza explicada	$\Delta\lambda$	$\delta\lambda$	Principal proceso representado
1 (LF)	31,527.9	45.1%	13,277.6	938.9	Eventos de vientos fuertes del N o NE asociados con el paso de frentes fríos
2 (LF)	18,250.2	26.1%	12,739.4	543.5	Eventos de vientos fuertes del NW asociados con el paso de frentes fríos
3 (LF)	5,510.8	7.9%	1,451.6	164.1	Influencias de sistemas tropicales (alrededor de oct.) o de altas presiones (alrededor del final del otoño al final del invierno)

La variabilidad temporal se describe en parte utilizando las series de tiempo de octubre de 2012 a marzo de 2013 (dentro del mismo período que las observaciones), para llevar a cabo un examen más detallado de las oscilaciones de amplitud y los cambios de fase (es decir, Fig. 4-7d, e). Algunos eventos específicos se indican en las series de tiempo para resaltar los fenómenos representados por los modos. El campo de viento, las anomalías y otras variables ambientales que tienen lugar sobre la PY en cada paso de tiempo de la Figura 4-7d, e (incluidas las de los eventos específicos), así como los análisis de superficie NOAA para la región (<https://www.wpc.ncep.noaa.gov>), se muestran en una animación disponible en línea en: https://www.youtube.com/watch?v=CEd0axSgS_k&t=1s.

Además, para una mejor comprensión de los procesos involucrados en el comportamiento modal, para el mismo periodo se estimaron las series de tiempo de los gradientes perpendiculares a la costa de temperatura del aire y presión atmosférica a nivel del mar (MSLP) en la plataforma (occidental, norte y oriental; Fig. 4-7f, g, h, respectivamente) a partir de las

salidas del NAM. Por ejemplo, se restaron los valores de temperatura o MSLP de un punto de rejilla del NAM en alta mar en la plataforma occidental (es decir, el sitio "a" representado con un marcador de forma cuadrada en la Fig. 3-1) a los valores de un punto de rejilla costero cercano al sitio CAM, que se localiza perpendicularmente a 100 km del sitio "a" (no representado en la Fig. 3-1). Se realizó el mismo cálculo en la plataforma norte y este, pero considerando los puntos "b" y "c" (ver Fig. 3-1), y los puntos del NAM más cercanos a SIS y CNC, respectivamente (no representados en Fig. 3-1).

En estos cálculos, el calentamiento diurno diferencial entre un mar más frío y una tierra más cálida se indica mediante un gradiente de temperatura negativo, que a su vez crea un gradiente de presión positivo que apunta hacia la tierra impulsando la brisa del mar. En la noche, ambos gradientes pueden invertirse y, en respuesta, se establece una circulación de brisa terrestre. Además, para identificar mejor la evolución de los procesos, los gradientes de temperatura diurnos (09:00 a 18:00 LT [UTC-06]) se muestran en marcadores rojos y los gradientes de temperatura nocturnos (21:00 a 06: 00 LT) en marcadores azules. Finalmente, el comportamiento interanual también se aborda a través de la examinación de las series de tiempo de las 10 temporadas de Oct-Mar entre 2007-2017, las cuales se muestran en la Figura 4-8.

4.2.3.1 Influencia de los vientos del norte asociados con los frentes fríos (LF de los modo 1 y 2)

El comportamiento temporal del modo 1 (y el modo 2) durante la serie de tiempo completa muestra un patrón de baja frecuencia prominente debido a sus oscilaciones periódicas cuasi-semanales con amplitudes que son aproximadamente el doble de las de las altas frecuencias (compárense las Figuras 4-7d y e, respectivamente). Por lo tanto, la estructura espacial del modo 1 representada en la Figura 4-7a refleja la asimetría espacial de los vientos del norte asociados con frentes fríos. Los vientos del norte más fuertes se presentan sobre la plataforma NNW y los más débiles sobre las regiones centro-este de la masa continental de la PY debido al aumento de la fricción. Se encuentra evidencia de esto en la varianza calculada de los vientos meridionales durante esta temporada (Fig. 4-6d).

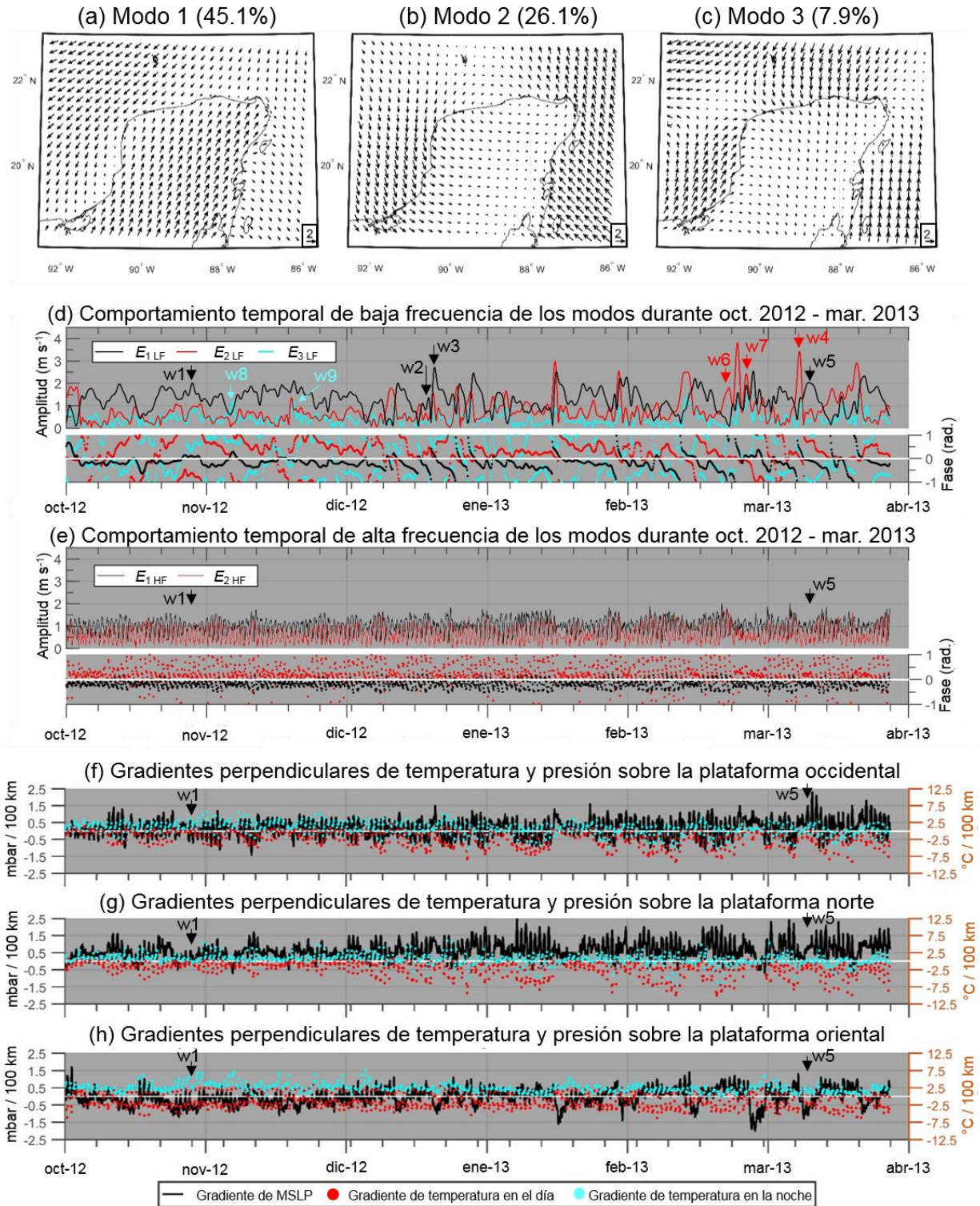


Figura 4-7. Estructura espacial de (a) modo 1, (b) modo 2 y (c) modo 3 de Oct-Mar. Asociada (d) LF y (e) HF amplitud y fase de los eigenvectores en la temporada 2012-2013. Gradientes perpendiculares a la costa de la temperatura del aire y MSLP estimados en la plataforma (f) oeste, (g) norte y (h) este de la península.

Esta condición se alcanza cuando el frente frío ha cruzado la PY (influencia post-frontal) o cuando un frente frío muestra una zona de transición menos pronunciada en el campo del viento a medida que se mueve a través de la PY (es decir, cuando un frente cruza la PY con una orientación más meridional). Por otro lado, al examinar la estructura espacial del modo 2 en la Figura 4-7b, es claro que los pulsos de amplitud de baja frecuencia de este modo en el invierno (Fig. 4-7d) representan una mayor atenuación del viento horizontal en la masa continental de la PY. Esto ocurre debido a una mayor cizalladura del viento (es decir, cuando un frente cruza la PY con una orientación más zonal) y los efectos de fricción de la tierra.

El modo 1 como el modo 2 representan influencias de frentes fríos y cuanto mayor sea la oscilación temporal de amplitud del modo 2, más abrupto será el cambio de dirección del campo de vientos de un evento específico. Los eventos de vientos del norte que comiencen con una dirección marcada del N o NE pueden asociarse con el modo 1, mientras que los eventos que comienzan con una dirección marcada del NW con el modo 2.

Esto indica que la influencia de los frentes fríos durante Oct-Mar se puede separar aproximadamente en dos patrones temporales diferentes los cuales son marcados por el comportamiento de la fase del modo 1: el primero consiste en eventos del NE (modo 1 con una fase de 0° , ver evento $w1$ en la Fig. 4-7d, que tiene lugar el 28 de octubre de 2012, 15:00 LT), que tienen una dirección más consistente (fase estable) de octubre a mediados de diciembre; y un segundo patrón más dinámico, con eventos de viento más fuertes que cambian de dirección abruptamente desde el SE (modo 1 con una fase $\sim -90^\circ$; influencia pre-frontal; evento $w2$ el 20 de diciembre de 2012, 03:00 LT) al NE (evento $w3$ el 21 de diciembre de 2012, 03:00 LT) en los meses de invierno. A veces, los nortes comienzan con una dirección marcada del NW (dominio del modo 2 con una fase de 0° ; evento $w4$ el 12 de marzo de 2013, 00:00 LT) y luego se convierten en NE (dominio del modo 1; influencia post-frontal; evento $w5$ el 13 de marzo de 2013, 18:00 LT). Al final, durante estos eventos la evolución del cambio anticiclónico de fase del modo 1 puede alcanzar $\sim 270^\circ$ en un lapso de ~ 48 hr. Esto se interpreta como una representación de un cambio pronunciado de orientación del campo de vientos de la PY que toma lugar por la influencia previa y posterior al paso de un frente frío durante el segundo patrón temporal. Por otra parte, el inicio de los eventos de norte con una dirección del NW es más común hacia el final del

invierno. Este comportamiento del modo 2 podría estar relacionado con la presencia de sistemas frontales asociados con masas de aire polar-marítimo (mP) provenientes del Océano Pacífico Norte, que fueron identificados por Henry (1979). Estos frentes tienden a dominar durante marzo y viajar en una dirección más hacia el este.

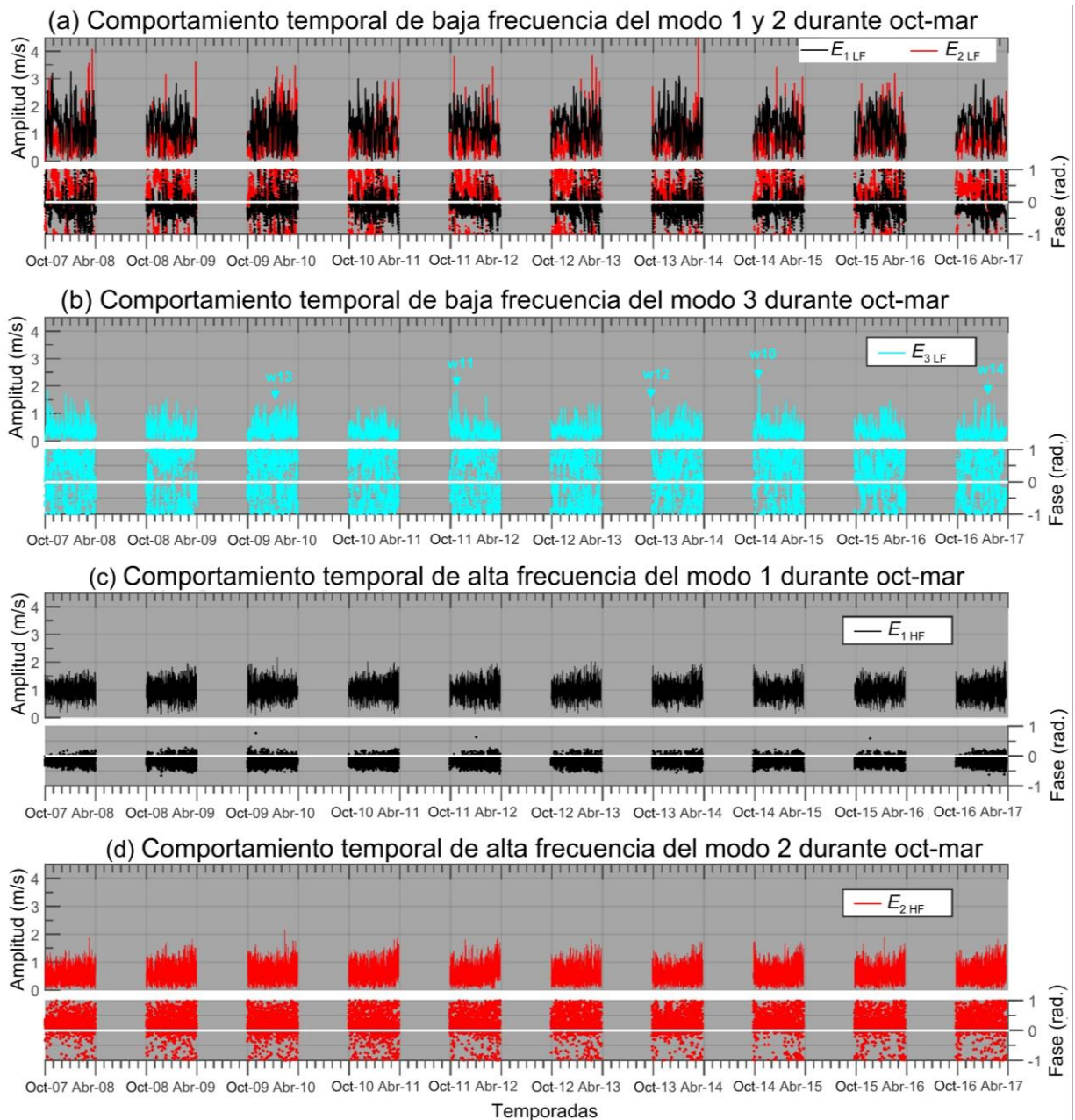


Figura 4-8. LF y HF amplitud y fase de los eigenvectores en todas las temporadas de Oct-Mar (2007-2017): (a) LF modos 1, 2; (b) LF modo 3; (c) HF modo 1; y (d) HF modo 2.

La inspección visual de las series de tiempo, sugiere que otras influencias relacionadas con frentes fríos, como lo son vaguadas pre-frontales que se producen en el aire caliente delante del frente (Schultz, 2005) y frentes estacionarios sobre la masa continental de la PY, podrían estar mejor representados por las LF del modo 2, debido que estos fenómenos también inducen cizalladura horizontal (por ejemplo, eventos $w6$ y $w7$ en la Fig. 4-7d, el 24 de febrero de 2013, 03:00 LT, y el 28 de febrero de 2013, 03:00 LT, respectivamente).

Como se esperaría, existe una variación interanual en el comportamiento temporal. Por ejemplo, durante las temporadas 2009-2010 y 2015-2016, los marcados cambios de fase y la amplificación del modo 1 comienzan antes, a mediados de otoño (Fig. 4-8a). En esos inviernos, el dominio del modo 2 sobre el modo 1 también fue considerable (Fig. 4-8b). Esto sugiere un incremento de la frecuencia e intensidad de los frentes fríos sobre la PY durante esas temporadas. En esos periodos se presentaron fases calientes de ENSO.

4.2.3.2 Brisas terrestres y marinas durante la temporada de frentes fríos (HF de los modos 1 y 2)

Si bien los modos 1 y 2 muestran un flujo sinóptico predominante (LF) (Fig. 4-7a y b, respectivamente), sus series de tiempo de HF asociadas también contienen un patrón diurno claro. Los períodos de oscilaciones de gran amplitud de las LF del modo 1 (Fig. 4-7d) coinciden con períodos de oscilaciones de amplitud reducida en las HF para el mismo modo (Fig. 4-7e). Por ejemplo, durante los eventos $w1$ y $w5$ en la Figura 4-7d, los gradientes de temperatura del aire sobre la plataforma de la PY fueron atenuados indicando un efecto de enfriamiento (ver Fig. 4-7f-h; observe que $w5$ fue un frente más fuerte). Por el contrario, la Figura 4-7e muestra que los períodos de amplificación de las altas frecuencias se localizan en períodos con menor influencia sinóptica, indicando sincronización y que la influencia frontal modula (reduce) las altas frecuencias. En la escala interanual, esta modulación es notable durante las estaciones de mayor actividad frontal (por ejemplo, 2009-2010 y 2015-2016; comparar Fig. 4-8a con Fig. 4-8c).

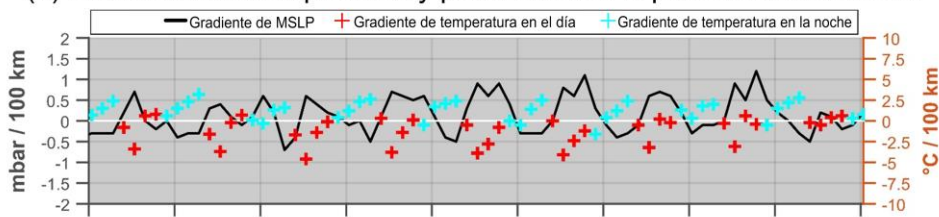
Esto es especialmente verdadero debido a que, bajo un menor forzamiento sinóptico, el gradiente de presión perpendicular a la costa sufrirá una menor atenuación, lo cual es una

condición favorable para desencadenar la circulación de la brisa marina y terrestre. Las series de tiempo de los gradientes de presión sobre la plataforma occidental muestran que la tendencia general es una oscilación diaria positiva/negativa (Fig. 4-7f; patrón de brisa marina/ terrestre); en la plataforma norte la oscilación permanece más positiva (Fig. 4-7g; dominancia de brisa marina); y en la plataforma este, la oscilación es más irregular (Fig. 4-7h; brisa débil-intermitente). Este patrón sugiere que la circulación de la brisa marina/terrestre será más activa en la plataforma occidental. Esta idea se ve reforzada por la existencia de enfriamiento nocturno (calentamiento diurno) en la costa occidental observada en la Figura 4-7f, que coincide con un flujo de viento hacia el mar (hacia la costa) sobre la plataforma occidental indicado por la estructura espacial del modo 1 en la Figura 4-7a (modo 2; Fig. 4-7b) cuando la fase de la oscilación temporal es $\sim 0^\circ$.

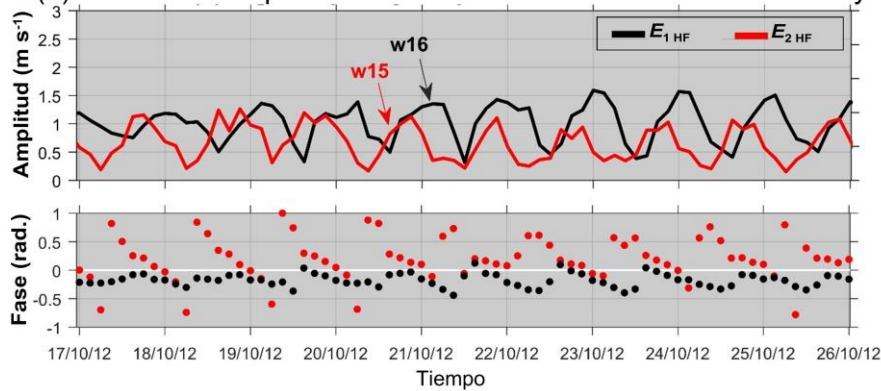
Se sugiere que las oscilaciones de HF del modo 1 están asociadas al inicio nocturno de la brisa terrestre; y la brisa marina con las oscilaciones HF del modo 2, que están fuera de fase detrás del modo 1. Un examen más cercano de un período de amplificación de las HF durante el periodo de octubre de 2012 a marzo de 2013, puede ilustrar mejor este comportamiento (Fig. 4-9). La Figura 4-9b muestra las HF del modo 1 y 2 del 17 al 25 de octubre de 2012, y en la Figura 4-9a, se muestran los gradientes de temperatura y MSLP establecidos en la plataforma occidental. La oscilación de amplitud del modo 1 (modo 2) está básicamente en fase opuesta (en fase) a la oscilación del gradiente de MSLP, y sus crestas se correlacionan con gradientes negativos (positivo) de presión. Estos fenómenos coinciden con el enfriamiento (calentamiento) nocturno (diurno) del continente indicado por los gradientes de temperatura positivos (negativos), que es una condición favorable para inducir la circulación de la brisa terrestre (brisa marina).

Los patrones espaciales de viento, anomalías, MSLP y temperatura que ocurren durante dos oscilaciones modales asociadas con la brisa marina (modo 2; evento *w15*) y brisa terrestre (modo 1; evento *w16*) se muestran en las Figura 4-9c y d, respectivamente. El evento *w15* (oscilación del modo 2 con una fase $\sim 0^\circ$) tuvo lugar el 20 de octubre de 2012 a las 15:00 LT y se puede observar en la Figura 4-9c un patrón de brisa marina con mayor intensidad en la costa occidental, que se indica más claramente por las anomalías del campo de viento.

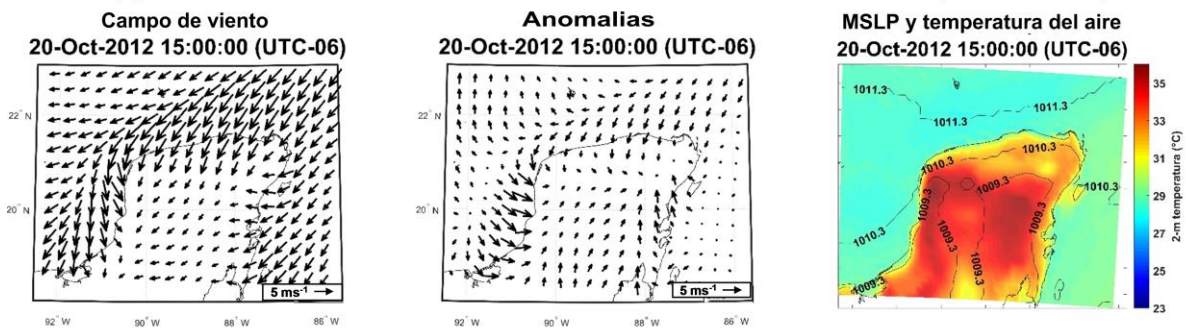
(a) Gradientes de temperatura y presión sobre la plataforma occidental



(b) Periodo de amplificación de las altas frecuencias del modo 1 y 2



(c) Evento w15 relacionado con las altas frecuencias del modo 2 (brisa marina)



(d) Evento w16 relacionado con las altas frecuencias del modo 1 (brisa de tierra)

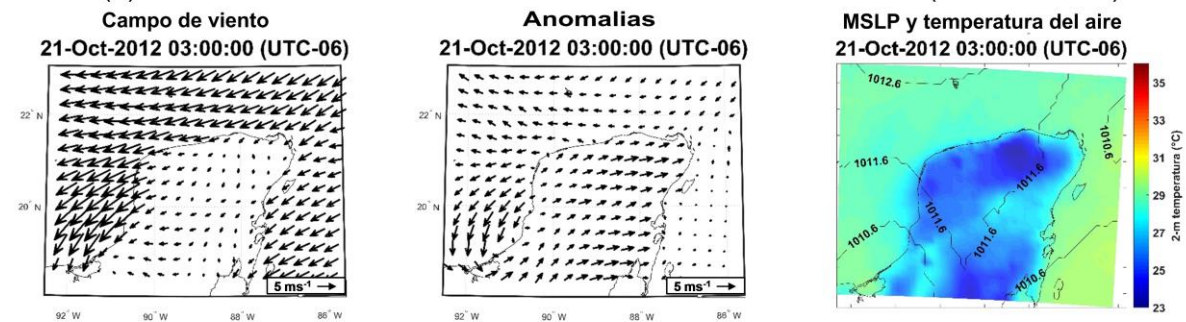


Figura 4-9. Series de tiempo de los gradientes perpendiculares a la costa de temperatura y MSLP estimados en (a) la plataforma occidental de la PY durante (b) un período seleccionado de amplificación de las altas frecuencias en la temporada de octubre 2012-marzo 2013. Se representan en (c) y (d) los campos de viento en superficie, anomalías, MSLP y temperatura del aire que se establecen durante los eventos indicados en la serie de tiempo de (b).

El evento w16 (modo 1 con una fase $\sim 0^\circ$) ocurrió al día siguiente a las 03:00 LT. Los gradientes de temperatura entre la tierra y el mar se invirtieron (Fig. 4-9a) y al examinar el patrón isobaras y las anomalías del viento (Fig. 4-9d) es evidente que se estableció una brisa terrestre que sopló hacia el sur de una Bahía de Campeche más caliente que la tierra.

Se pueden sacar algunas conclusiones generales del análisis de la interacción entre las LF y HF durante la temporada de frentes fríos. La variabilidad de alta frecuencia se atenúa cuando hay actividad frontal. Durante los periodos de baja sinopticidad, las brisas terrestres parecen ser más fuertes que las brisas marinas, ya que las amplitudes de HF del modo 1 son consistentemente más elevadas que las del modo 2 durante todo el período de 10 años analizado (Fig. 4-8c y Fig. 4-8d). Se presume que la brisa de la tierra tiende a dominar debido al mayor enfriamiento de la tierra en Oct-Mar. A pesar de esto, los patrones espaciales del modo 1 (Fig. 4-7a) y el modo 2 (Fig. 4-7b) muestran regiones donde la brisa terrestre o la brisa marina es de menor importancia durante la temporada de frentes fríos. Por ejemplo, la amplitud espacial del modo 1 (brisas terrestres) es mayor en la plataforma noroeste de PY, y hacia el este su importancia disminuye. El modo 2 (brisa marina) parece perder importancia en la costa norte durante este período y es más dinámico en las costas occidental y oriental. La sinopticidad durante la temporada de Oct-Mar afecta la amplitud espacial de la brisa marina/terrestre, lo que refuerza la idea de que las características más destacadas del modo 1 y el modo 2 representan influencias de frentes fríos.

4.2.3.3 Influencia de sistemas tropicales y altas presiones (LF del modo 3)

El modo 3 representa el 7.9% de la varianza de Oct-Mar y solo está asociado con comportamiento de baja frecuencia. La serie completa de 10 años (Fig. 4-8b) muestra oscilaciones de mayor amplitud durante octubre, pero este no es un patrón recurrente en todos los períodos. Por ejemplo, en la temporada 2009-2010, se amplifica desde el final del otoño hasta el final del invierno.

El mayor pulso de amplitud con una fase cercana a 0° fue el 22 de octubre de 2014 (evento w10 en Fig. 4-8b). En este evento, se formó una depresión tropical (que más tarde

evolució a la tormenta tropical Hanna) sobre la Bahía de Campeche que se desplazó hacia el este. Este sistema generó un patrón de anomalías de viento similar a la estructura espacial del modo 3 (Fig. 4-7c), que se caracteriza por mostrar circulación ciclónica en el área de la Bahía de Campeche cuando la fase asociada es 0° . Otros eventos constituyen las tormentas tropicales Rina (2011) y Karen (2013) que también se ilustran en la Figura 4-8b. En estos casos relativamente raros, las oscilaciones de LF del modo 3 fueron mayores que las de los otros modos. Por lo tanto, sugerimos que el modo 3 (con una fase cercana a 0°) representa la influencia (bastante limitada) de los sistemas tropicales en la PY durante la temporada Oct-Mar. Octubre es particularmente importante porque se considera un mes muy activo de la temporada de huracanes en el Atlántico (Kimball y Mulekar, 2004; Vecchi *et al.*, 2011).

Los eventos $w13$ (17 de enero de 2010) y $w14$ (29 de enero de 2017) que se muestran en la Figura 4-8b son ejemplos de diferentes comportamientos espacio-temporales. Estos corresponden a la presencia de sistemas migratorios de alta presión en el sur del GoM, asociados con frentes fríos que cruzaron la PY en los días anteriores. Con base en esta evidencia, se sugiere que el modo 3 con fase $\sim 180^\circ$ también puede representar circulaciones anticiclónicas. Esta idea se ve reforzada por el análisis del comportamiento interanual del modo 3. Durante el final del otoño y el final del invierno, este modo parece estar sincronizado con las temporadas de una frecuencia incrementada de frentes fríos (por ejemplo, 2009-2010 y 2015-2016), que muestran cambios bruscos de fase y amplificación de las LF del modo 1 que comienzan antes, a mediados de otoño (Fig. 4-8a).

Durante la temporada octubre 2012-marzo 2013, los eventos $w9$ (20 de noviembre de 2012, 09:00 LT) y $w8$ (5 de noviembre de 2012, 15:00 LT) en la Figura 4-7d son ejemplos de circulaciones ciclónicas y anticiclónicas, respectivamente.

4.2.4 Análisis para la temporada con mayor influencia tropical (abril a septiembre)

El mismo análisis se realizó para los meses con mayor actividad tropical en el GoM y el Mar Caribe. Del mismo modo, los primeros tres modos de variabilidad representaron el 74.2% (Tabla 4-4) y la variación restante se distribuyó en otros 14,495 modos. Sin embargo, las

características más destacadas del modo 1 de esta temporada representan una circulación de brisa marina (HF), con una varianza explicada similar a la del modo 1 de Oct-Mar.

Tabla 4-4. Principales modos de variabilidad de Abr-Sep. En la primera columna, se especifica el comportamiento predominante con las letras HF o LF.

Modo	λ	Varianza explicada	$\Delta\lambda$	$\delta\lambda$	Principal proceso representado
1 (HF)	26,160.5	42.4%	11,889.8	779.1	Circulación de brisa marina acentuada sobre la plataforma occidental
2 (LF)	14,270.7	23.1%	8,880.4	425.0	Influencias de frentes fríos (alrededor de abril a mediados de mayo) o de sistemas tropicales (alrededor de mediados de mayo a sep.)
3 (HF)	5,390.3	8.7%	1,170.7	160.5	Circulación de brisa de tierra acentuada sobre la plataforma occidental

En esta sección, se seleccionaron series de tiempo del periodo de abril a septiembre de 2013 para mostrar la amplitud y los cambios de fase de los modos (Fig. 4-10d, e). De manera análoga a la sección 4.2.3, algunos eventos específicos se indican en la serie de tiempo para resaltar los fenómenos asociados con los modos. El campo de viento, las anomalías y otras variables ambientales que tienen lugar en la PY durante abril-septiembre de 2013 (incluidas las de los eventos específicos indicados en las Fig. 4-10d, e) se muestran en una animación disponible en línea en: <https://www.youtube.com/watch?v=ahRIWpSzVic&t=135s>. Para examinar el comportamiento interanual, las series de tiempo de las 10 temporadas de Abr-Sep entre 2007 a 2017, se presentan en la Figura 4-11. Primero se discute el comportamiento de baja frecuencia en esta temporada para seguir un orden similar al de la sección 4.2.3.

4.2.4.1 Frentes fríos y sistemas tropicales (LF de los modos 2 y 1)

En esta sección se analiza el comportamiento de baja frecuencia de los modos 2 y 1, abordando ambos modos juntos para comprender mejor los procesos físicos involucrados. Sus series de tiempo asociadas explican dos diferentes dinámicas durante Abr-Sep (Fig. 4-10d).

El primer comportamiento está relacionado con los frentes fríos remanentes que pasan de abril a mediados de mayo. Aunque su paso hacia el ecuador se ve obstaculizado [el porcentaje que sufre frontolisis en el GoM en Abr-Sep es 51-100%, mientras que en Oct-Mar es del 17-51% (Henry, 1979)], algunos frentes pueden cruzar la PY llegando hasta el Mar Caribe, principalmente de abril a mediados de mayo. Este patrón está representado por pronunciados cambios anticiclónicos de fase ($\sim 180^\circ$) del modo 2, pero también incluye oscilaciones de amplitud superpuestas de los modos 2 y 1 (e.g., eventos $s1$ y $s2$ en la Fig. 4-10d, el 5 de abril de 2013, 09:00 LT). Se considera que esta superposición podría ser un artificio del análisis debido al corto período incluido para resolver la variabilidad de los frentes fríos, lo cual se describe adecuadamente en el análisis de la temporada Oct-Mar.

Un conjunto diferente de fenómenos involucra sistemas más débiles que se disipan (frontolizan) en la PY, o que son devueltos desde la PY al GoM como frentes cálidos (eventos $s4$ y $s3$ en la Fig. 4-10d, el 20 de abril y el 13 de abril de 2013, respectivamente). Esto se representa por oscilaciones de amplitud del modo 2 que se superponen con el modo 1, pero que no se acompaña con un cambio pronunciado de fase del modo 2. Según este criterio, entre abril y mayo de 2011 ningún frente penetró más allá de la PY (Fig. 4-11a). Por lo tanto, cambios menos pronunciados de fase del modo 2 en los primeros dos meses de la temporada (abril y mayo) pueden representar el inicio de la actividad tropical en Abr-Sep.

Desde mediados de mayo, las oscilaciones de amplitud del modo 2 se caracterizan por cambios de fase menos bruscos con cambios predominantemente leves en sentido antihorario (positivos) sobre una base quasi-semanal, que representan la presencia de sistemas tropicales (depresiones, tormentas tropicales, etc.) en el GoM o Mar Caribe que ejercen influencia sobre la PY. La dirección del cambio de fase se debe a la posición y la trayectoria del sistema con

respecto a la PY, la cual puede ser meridional (representada por cambios de fase negativos; evento *s6* en la Fig. 4-10d, 5 de junio de 2013) o zonal (cambios de fase positivos; evento *s8* el 14 de septiembre de 2013).

Cuando los sistemas tropicales tocan tierra en la PY (o cuando se desarrollan en la PY, e.g., evento *s7* en la Fig. 4-10d, 11 de septiembre de 2013) se observa una respuesta de las bajas frecuencias del modo 1 con una fase asociada de $\sim 0^\circ$. Esto podría atribuirse a la circulación ciclónica anómala en el continente que no se incluye en el patrón espacial del modo 2 (Fig. 4-10b). La mayor influencia tropical sobre la masa continental de la PY durante todo el periodo de análisis corresponde al huracán Dean, que tocó tierra en la costa oriental de la PY como categoría 5 el 21 de agosto de 2007, y que se asocia con la mayor oscilación de amplitud de las bajas frecuencias del modo 1 (Fig. 4-11a).

Por otro lado, la influencia de las ondas tropicales que se mueven hacia el oeste en el cinturón de los alisios parece estar mejor asociada con el modo 1, por medio de pequeñas oscilaciones periódicas de amplitud de LF (evento *s5* en la figura 4-10d, del 23 al 26 de mayo de 2013). Todos estos hallazgos son comparables con las influencias descritas en la cuenca de Yucatán-Mar Caribe por Pérez-Santos *et al.* (2010), las cuales son ondas tropicales, sistemas de baja presión y huracanes (primer, segundo y tercer modos de variabilidad, respectivamente). Sin embargo, como se describirá en la siguiente sección, tales influencias serían menos dominantes sobre la PY, si se considera la variabilidad impuesta por la circulación de la brisa marina.

La amplitud interanual de las influencias tropicales en la PY que se muestra en la Figura 4-11a (mediados de mayo a septiembre) indica que 2009, 2014 y 2015 fueron temporadas de baja actividad. Para 2009 y 2015, éstas coinciden con eventos de El Niño. Para 2014, un patrón anómalo de cizalladura vertical del viento sobre el Mar Caribe y gran parte del Atlántico tropical desde agosto hasta el final de la temporada, en combinación con subsidencia anómala en los trópicos, suprimió la ciclogénesis (Pasch, 2015).

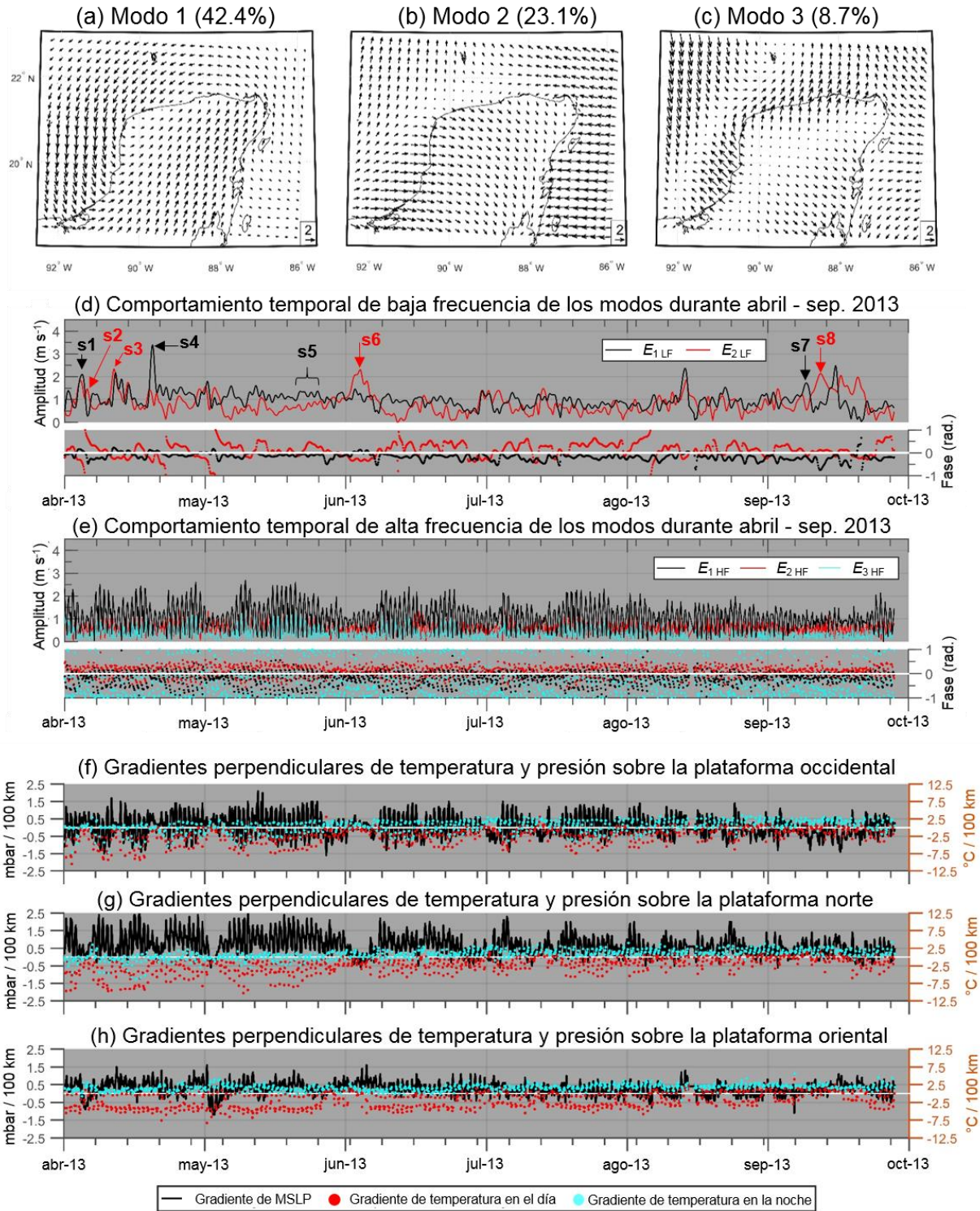


Figura 4-10. Estructura espacial de (a) modo 1, (b) modo 2 y (c) modo 3 de Abr-Sep. Asociada (d) LF y (e) HF amplitud y fase de los eigenvectores en la temporada del 2013. Gradientes perpendiculares a la costa de la temperatura del aire y MSLP estimados en la plataforma (f) oeste, (g) norte y (h) este de la península.

4.2.4.2 Brisas marinas y terrestres acentuadas sobre la plataforma occidental (HF de los modos 1 y 3)

Las oscilaciones de alta frecuencia del modo 1 son claramente dominantes sobre las bajas frecuencias en la PY de abril a septiembre con un claro comportamiento sinusoidal con frecuencia diurna (Fig. 4-10e). Esto es opuesto a lo que se observó durante la temporada de frentes fríos. La comparación de las Figuras 4-10d, e, muestra claramente que las oscilaciones de LF durante esta temporada (frentes fríos y sistemas tropicales) no son lo suficientemente fuertes y frecuentes como para amortiguar la amplitud de HF del modo 1. Al examinar el patrón espacial de este modo (Fig. 4-10a), es notorio que representa una estructura de circulación de brisa marina en la PY, que sopla con mayor intensidad hacia el oeste y noroeste de la península. Este patrón es consistente con la deflexión del campo de viento promedio en esta región de abril a septiembre (Fig. 4-6b) analizados en la sección 4.2.2.

La variabilidad temporal de la brisa marina (modo 1) exhibe estacionalidad. El modo 1 muestra un patrón consistente con oscilaciones de mayor amplitud de abril a mayo (Fig. 4-10e) con un patrón de rotación diario en el sentido horario desde $\sim 0^\circ$ (vientos hacia la costa) hasta $\sim 180^\circ$ (vientos hacia el mar) que permite que el fenómeno de la brisa marina sea establecido. Durante los siguientes meses de la temporada, la amplitud y la fase disminuyen. Esto puede entenderse como la disminución de la fuerza de la brisa marina (y la brisa terrestre). Refuerza esta idea que, en general, las oscilaciones diarias de los gradientes de MSLP y de temperatura en la plataforma de la PY también son mayores de abril a mayo y de igual forma tienden a ser más pequeñas hacia el final de la temporada con un ligero patrón consecutivo de reducción (Fig. 4-10f, g, h).

Sin embargo, hay algunas excepciones en el comportamiento interanual (2007, 2012 y 2014). Por ejemplo, en la temporada de 2014 las oscilaciones de mayor amplitud se presentaron durante junio y julio (Fig. 4-11b). Este patrón puede explicarse por el aumento de la influencia de frentes fríos entre abril y mediados de mayo de esa temporada (Fig. 4-11a; observar los cambios más pronunciados en la fase de las LF del modo 2 en $\sim 180^\circ$) que redujo la intensidad de la brisa marina. Por otra parte, la amplificación de las brisas marinas fue más consistente a lo largo de las

temporadas 2009 y 2015, lo cual puede atribuirse a la influencia disminuida de las perturbaciones tropicales en dichos periodos. Otra vez, esta actividad sinóptica reducida coincidió con eventos de El Niño.

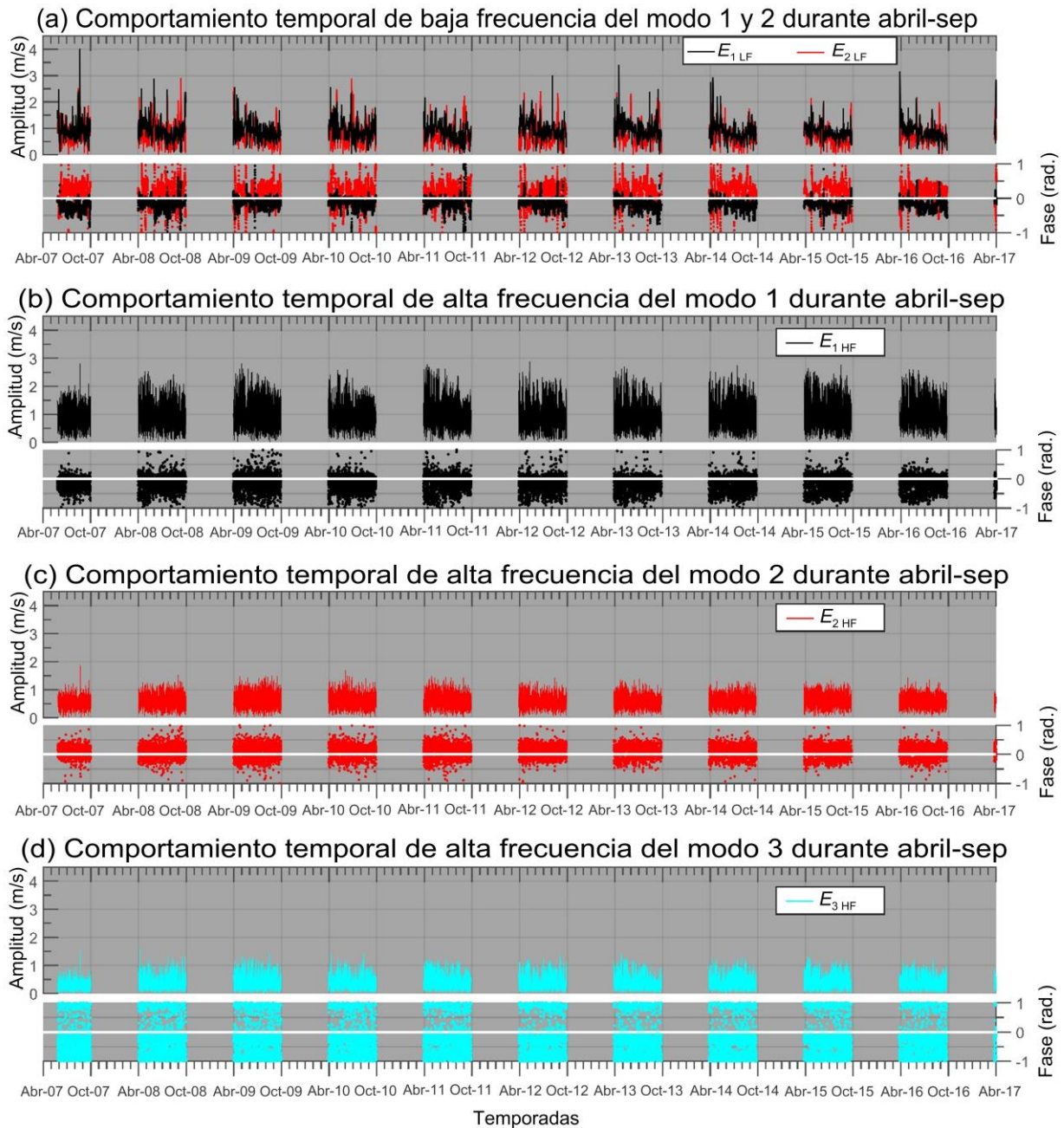


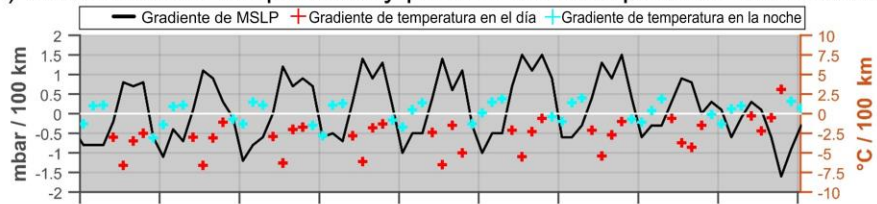
Figura 4-11. LF y HF amplitud y fase de los eigenvectores en todas las temporadas de Abr-Sep (2007-2017): (a) LF modos 1, 2; (b) HF modo 1; (c) HF modo 2; y (d) HF modo 3.

El modo 3 de abril a septiembre solo se asocia con fenómenos de HF (Fig. 4-10e). La serie de tiempo de la fase del modo 3 también muestra importantes cambios en el sentido horario ($\sim 180^\circ$) que están relacionados con la dinámica del modo 1. A continuación, se proporciona una descripción detallada de estos cambios de fase, utilizando un período de amplificación de las HF durante mayo de 2013 (Fig. 4-12b). De manera análoga a la temporada de frentes fríos, para reconocer los procesos representados por los modos, se utilizan las oscilaciones de los gradientes perpendiculares a la costa de MSLP y temperatura establecidos sobre la plataforma occidental (Fig. 4-12a), y los patrones espaciales de viento, anomalías, temperatura y presión durante algunos eventos específicos (Fig. 4-12c, d). Durante el día, cuando sopla la brisa marina (modo 1, fase $\sim 0^\circ$; evento *s9* en la Fig. 4-12b), el modo 3 cambia a $\sim 180^\circ$. Por la noche, la brisa terrestre gana fuerza (modo 1, cambio de fase en el sentido horario), y el modo 3 vuelve a $\sim 0^\circ$ (evento *s10*, Fig. 4-12b). En el día, durante el evento *s9*, un gradiente de presión positivo se estableció hacia la costa (Fig. 4-12a), impulsando una brisa marina que sopló con mayor intensidad hacia las costas oeste y noroeste (Fig. 4-12c). Por la noche, durante el evento *s10*, se invirtió el gradiente de presión (Fig. 4-12a) y se estableció un patrón de viento costa afuera (brisa terrestre; Fig. 4-12d) que sopló hacia una zona de baja presión establecida sobre la Bahía de Campeche.

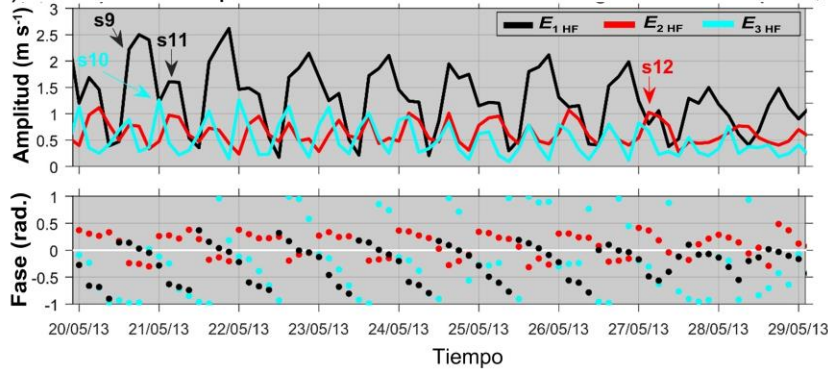
Por lo tanto, la estructura del viento nocturno asociada con el modo 3 puede representar la circulación de las brisas terrestres, que es de mayor intensidad sobre la plataforma occidental debido a la zona de convergencia indicada por su patrón espacial (Fig. 4-10c). También está claro que existe estacionalidad, con la brisa de tierra reduciendo su amplitud hacia el final del verano en cada temporada (Fig. 4-11d). Las brisas marinas tienen una amplitud mayor (por un factor de ~ 2) que las brisas terrestres durante este período.

Por otro lado, aunque la asociación más notable de las brisas terrestres es con la oscilación nocturna del modo 3 con fase $\sim 0^\circ$, sus efectos parecen distribuirse entre los otros modos, en forma de una oscilación superpuesta ligeramente desfasada (~ 3 horas) de los modos 1 y 2. Los eventos *s11* y *s12* en la Figura 4-12b constituyen tales casos, respectivamente, y se ubican temporalmente entre un patrón de reducción leve pero constante de los gradientes térmicos (Fig. 4-12a). Se puede observar que este comportamiento temporal es seguido por un patrón similar de reducción constante de amplitud modal.

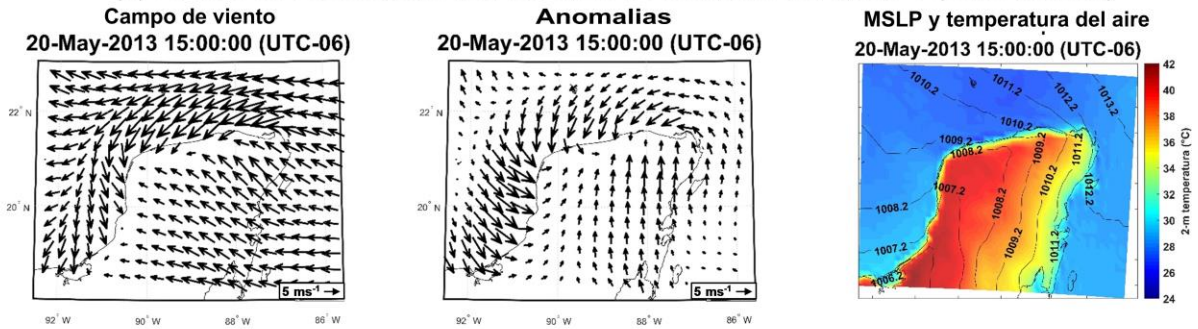
(a) Gradientes de temperatura y presión sobre la plataforma occidental



(b) Periodo de amplificación de las altas frecuencias del modo 1, 2 y 3



(c) Evento s9 relacionado con las altas frecuencias del modo 1 (brisa marina)



(d) Evento s10 relacionado con las altas frecuencias del modo 3 (brisa de tierra)

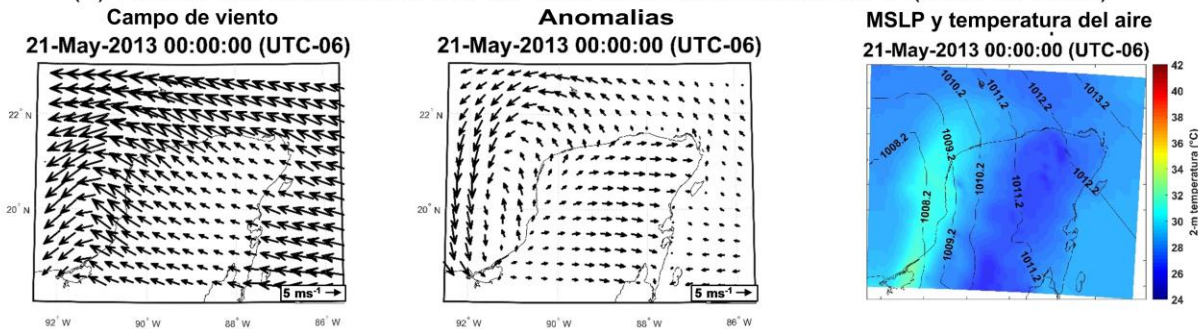


Figura 4-12. Series de tiempo de los gradientes perpendiculares a la costa de temperatura y MSLP estimados en (a) la plataforma occidental de la PY durante (b) un período seleccionado de amplificación de las altas frecuencias en la temporada de abril-septiembre 2013. Se representan en (c) y (d) los campos de: viento en superficie, anomalías, MSLP y temperatura del aire que se establecen durante los eventos indicados en la serie de tiempo de (b).

Durante el período de mayor influencia tropical (Abr-Sep), la circulación de la brisa marina/terrestre se producirá con mayor intensidad sobre la plataforma occidental. Las estimaciones de densidad de poder co-espectral de las observaciones de viento entre ARC-CAM refuerzan esta idea, ya que indican que la oscilación diurna es la frecuencia dominante sobre la plataforma occidental (Fig. 4-4a). La dominancia de ambos vientos locales en esta región también la indican los gradientes de presión que se alternan más periódicamente entre positivos y negativos (Fig. 4-10f), en comparación con las otras regiones de la plataforma (Fig. 4-10g, h). Este comportamiento confirma las ideas de Taylor-Espinosa (2009), Gille *et al.* (2003) y Soler-Bientz *et al.* (2010) sobre la distribución espacial de la variabilidad diurna en la PY y sus fenómenos asociados. La mayor actividad de la brisa marina durante abril a mayo encontrada en este análisis es consistente con los hallazgos durante el mismo período para la Bahía de Campeche por Taylor-Espinosa (2009).

4.2.4.3 Circulación de brisa marina a lo largo de la península (HF del modo 2)

Las altas frecuencias de los modos 1 y 3 muestran una circulación de brisa marina/terrestre muy débil en la plataforma oriental. De hecho, en las estimaciones de densidad de poder co-espectral, la co-oscilación diurna en esta región está por debajo del nivel de confianza a pesar de que el par de sitios evaluados (MUJ-CNC) están a solo 12 km de distancia (Tabla 4-3). Esto sugiere que los gradientes térmicos horizontales sobre la plataforma oriental generalmente no son lo suficientemente fuertes como para desencadenar la circulación local. Una explicación para este comportamiento es el efecto de enfriamiento de los vientos alisios que pueden ser más fuertes en el extremo oriental de la PY ya que está más expuesto a dicha influencia. Esta idea se ve reforzada por el comportamiento de los gradientes de la temperatura y MSLP en la plataforma oriental, que no muestran un cambio sistemático diario y son más bajos en comparación con las otras plataformas (compárense Fig. 4-10h, con Fig. 4-10f, g). Estos hallazgos son comparables con el trabajo de Pérez *et al.* (2018) en la costa del Caribe Colombiano, quienes plantean la hipótesis de que la disminuida brisa marina en su sitio más oriental podría deberse a los vientos alisios.

Sin embargo, los resultados del presente trabajo indican que se puede esperar cierta circulación local en la plataforma oriental. Al examinar la estructura espacial del modo 2 en la Figura 4-10b, se puede observar un patrón de viento hacia tierra (brisa marina) sobre las costas oeste y este. Una inspección visual de las series de tiempo de todas las temporadas Abr-Sep, indica que una oscilación diurna de HF del modo 2 de mayor amplitud que el HF modo 1, puede asociarse con una circulación inusual de brisa marina que abarca toda la costa de la PY. Con base en este criterio (mayor oscilación diurna de HF del modo 2), los resultados indican que este fenómeno ocurre principalmente en septiembre (3.4 eventos promedio en septiembre, contra 2.6 eventos promedio mensuales), pero puede ocurrir durante toda la temporada (Fig. 4-13). Este comportamiento puede explicarse en parte debido a las magnitudes de viento más bajas observadas entre los meses de septiembre y octubre en la PY (Soler-Bientz *et al.*, 2010), lo que a su vez podría estar asociado con el debilitamiento de los alisios sobre el Mar Caribe del verano hacia el otoño (Chang y Oey, 2013).

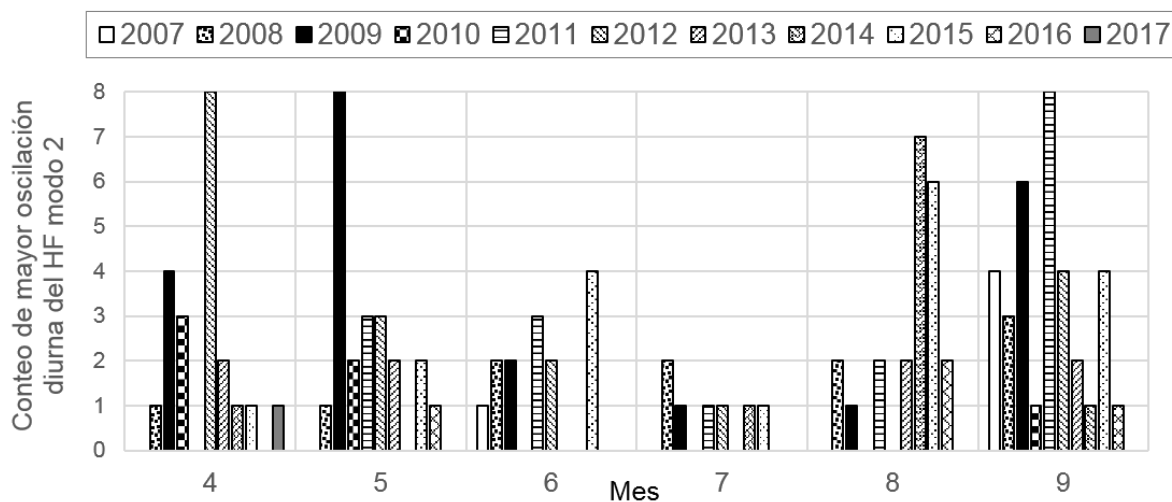


Figura 4-13. Conteo mensual de oscilaciones de mayor amplitud diurna de las HF modo 2.

4.3 Experimentos de transporte y dispersión de PCDD/F

Una vez caracterizados los patrones de circulación atmosférica dominantes en la región, en esta sección se reconoce su influencia en el transporte y dispersión atmosférica de PCDD/F en la PY con el modelo HYSPLIT-SV. Se seleccionaron 7 experimentos numéricos para examinar distintas dinámicas del viento entre octubre de 2012 y septiembre de 2013 (Tabla 4-5). En cada

uno, se evalúa el transporte y dispersión de dos congéneres representativos de PCDD/F de acuerdo con su propensión a encontrarse adsorbidos sobre partículas atmosféricas: TCDF (alrededor del 30.2 %) y OCDD (alrededor del 99.9 %), emitidos de manera continua desde una fuente hipotética localizada en el centro urbano más importante de la región (Mérida).

Tabla 4-5. Resumen de los experimentos de transporte y dispersión de TCDF y OCDD.

ID	Temporada	Modo	Fenómeno (s) representado (s) /asociados (s)	Fecha de inicio ¹	Fecha de fin ²	Precipitación acumulada estimada por el modelo NAM ³	Observaciones
e1	Oct-Mar	1 (LF)	Evento de norte moderado del NE	27 de octubre de 2012	1 de noviembre de 2012	1.8 mm	Ninguna
e2	Oct-Mar	1 (LF)	Evento de norte fuerte del N-NE	19 de diciembre de 2012	24 de diciembre de 2012	7.6 mm	Ninguna
e3	Oct-Mar	2 (LF)	Evento de norte fuerte del NW	15 de enero de 2013	20 de enero de 2013	62.6 mm	La mayor amplitud del modo 2, junto con la mayor precipitación acumulada, sugieren que el frente fue más fuerte.
e4	Oct-Mar	1 y 2 (HF)	Brisa de mar y tierra.	20 de enero de 2013	28 de enero de 2013	56.1 mm	El experimento se localiza en el periodo de máxima actividad de frentes fríos (invierno). Específicamente, se localiza entre dos eventos de frentes.
e6	Abr-Sep	1 y 3 (HF)	Brisa de mar y tierra.	17 de mayo de 2013	25 de mayo de 2013	21.2 mm	Periodo de más fuerte amplificación de las brisas observado en la temporada.
e9	Abr-Sep	1 y 3 (HF)	Brisa de mar y tierra.	27 de agosto de 2013	4 de septiembre de 2013	262.4 mm	Periodo de amplitud reducida de las brisas en la temporada. Al final del periodo, tres ondas tropicales

ID	Temporada	Modo	Fenómeno (s) representado (s) /asociados (s)	Fecha de inicio ¹	Fecha de fin ²	Precipitación acumulada estimada por el modelo NAM ³	Observaciones
							atravesaron el dominio.
e10	Abr-Sep	1 y 2 (LF)	Sistema tropicales con trayectoria zonal	11 de septiembre de 2013	16 de septiembre de 2013	376.3 mm	Periodo de mayor precipitación acumulada.

¹ Todas las fechas inician a las 00:00 hr del tiempo local (UTC-06).

² Todas las fechas terminan a las 00:00 hr del tiempo local (UTC-06).

³ Precipitación acumulada entre los puntos 3z, -x2 y -x3 que se ilustran en la Figura 3-3 localizados en Mérida, Celestún y en la Bahía de Campeche

4.3.1 Dispersión de una liberación continua bajo la influencia de frentes fríos

Los experimentos *e1*, *e2* y *e3* tienen como objetivo evaluar el comportamiento de una pluma bajo distintas influencias de frentes fríos. El experimento *e1* es representativo de las condiciones esperadas en el primer patrón temporal de influencias frontales en la PY (octubre a mediados de diciembre) representado por las LF del modo 1, en el cual la zona de transición de los sistemas es menos pronunciada, y esto es representado por una fase más estable ($\sim 0^\circ$) que indica una dirección consistente del NE en el campo de vientos. De mediados de diciembre hacia finales de marzo, predomina un segundo patrón temporal más dinámico con frentes más fuertes que se manifiestan con cambios abruptos de fase anticiclónicos (negativos) en las LF del modo 1, secundados con pulsos de amplitud de las LF del modo 1 o del modo 2, que indican un cambio abrupto en el campo de vientos del SE al N-NE, o al NW, respectivamente. Los experimentos *e2* y *e3* representan tales condiciones, respectivamente.

El efecto de la variabilidad del viento en los patrones de dispersión de TCDF en superficie (0-50 m de altura) puede ser observado en la Figura 4-14a, d, g. Cada pluma representa el comportamiento esperado bajo las influencias de frentes fríos seleccionadas, ya que a medida que los pulsos temporales de amplitud de las LF del modo 2 van de menos a más del experimento *e1* al *e3* (Fig. 4-15) la pluma es más excéntrica, y es posible observar los cambios del SE al NE o al NW que ocurren en el campo de vientos de la PY. Esto es especialmente verdadero en el evento

e2, donde la pluma es prácticamente más alargada y se propaga más hacia el oeste. El movimiento de la pluma en la vertical puede apreciarse en la Figura 4-14b, e, h, que muestra las concentraciones integradas entre 300 y 1000 m de altura para cada escenario. Puede apreciarse que el movimiento hacia arriba es mayor sobre la masa continental, lo cual es de esperarse ya que la capa límite terrestre es más turbulenta (Jacobson, 2005).

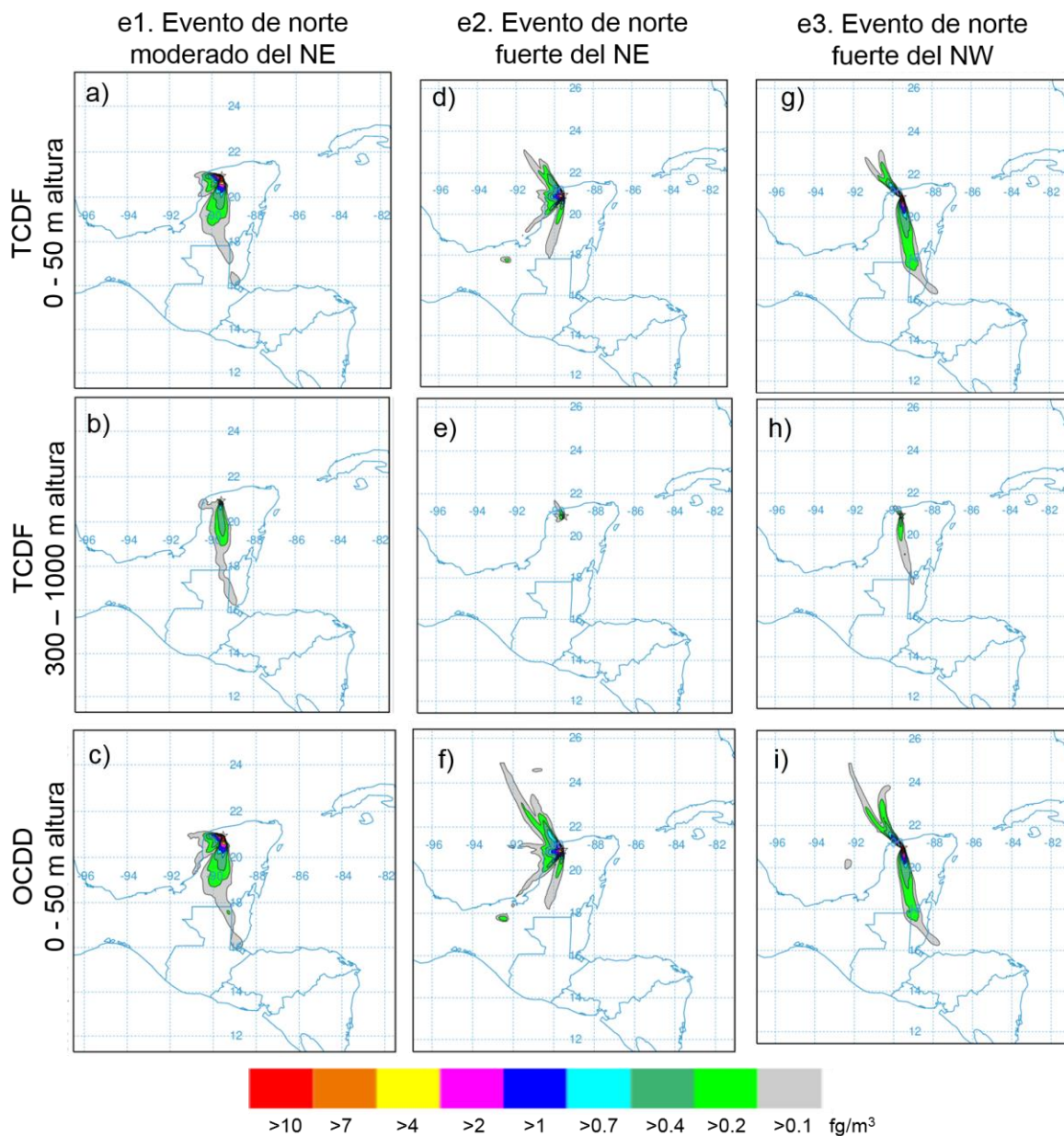


Figura 4-14. Dispersión de una liberación continua resultante del experimento *e1* (frente frío moderado) para TCDF en 0-50 m (a) y 300 - 1000 m de altura (b), y para OCDD en 0-50 m (c). Lo mismo, pero para el experimento *e2* (d, e, f) y *e3* (g, h, i). Se representan las concentraciones medias integradas en todo el periodo de modelado (5 días).

La variabilidad del viento muestra una influencia similar para OCDD en superficie (Fig. 4-14c, f, i). Sin embargo, la pluma alcanza mayores distancias respecto a TCDF, debido a que este congénere generalmente permanece más tiempo en la atmósfera al tener mayor propensión a estar asociado con partículas atmosféricas (~99%), lo que le permite ser menos susceptible a la fotólisis y a la degradación por radicales hidroxilo lo cual fue adecuadamente capturado por el modelo (Fig. 4-16b). El movimiento de la pluma hacia arriba (300 - 1000 m) mostró el mismo patrón que para TCDF por lo que no se incluye.

Por otra parte, una característica notable de los patrones espaciales de dispersión bajo este tipo de influencias es que durante los eventos de frentes fríos moderados (e1) hay una menor dilución en un radio de ~50 km al sur y oeste de la fuente alcanzando una concentración promedio de ~2 fg/m³ (Fig. 4-14a, c). Por el contrario, eventos de frentes fríos más fuertes (e2, e3) logran una mayor dilución y transportan los contaminantes mayores distancias hacia el norte y sur. Esto se interpreta como una clara manifestación del potencial que tiene las influencias sinópticas para contribuir al transporte a larga distancia de PCDD/F liberados desde la PY.

La evolución temporal de las plumas a través de 12 puntos de observación perpendiculares a la fuente en un plano x (dirección zonal), y (dirección meridional) (ver su ubicación en la Fig. 3-3) permite caracterizar la variabilidad de la dilución de los contaminantes. En este caso, solo se examina a TCDF ya que OCDD exhibió el mismo patrón temporal mostrando generalmente concentraciones superiores por un factor de ~1.1. Vista en el contexto de los cambios de fase y amplitud temporales-modales que representan los patrones de circulación, se reconoce la modulación de la dispersión (Figura 4-15). Por ejemplo, con una influencia frontal más suave con una dirección (fase) constante del NE (evento e1, paneles 1 y 2 de la Fig. 4-15a) las concentraciones de TCDF permanecen más constantes a 47 y 94 km al sur de la fuente (panel 4 de la misma figura), alcanzando concentraciones que superan en un 42 y 37% a las observadas en los mismos puntos cuando un sistema con orientación similar es más fuente (evento e3, Fig. 4-15c; notar que del 18 al 20 de enero la amplitud del modo 1 fue mayor). Al final del cuarto día del evento e1, un cambio de fase en ~-0.25° marcó el movimiento de la pluma hacia el oeste, alcanzando el sitio de Celestún localizado a 94 km de la fuente (punto -x₂; panel 3 de la Fig. 4-15a).

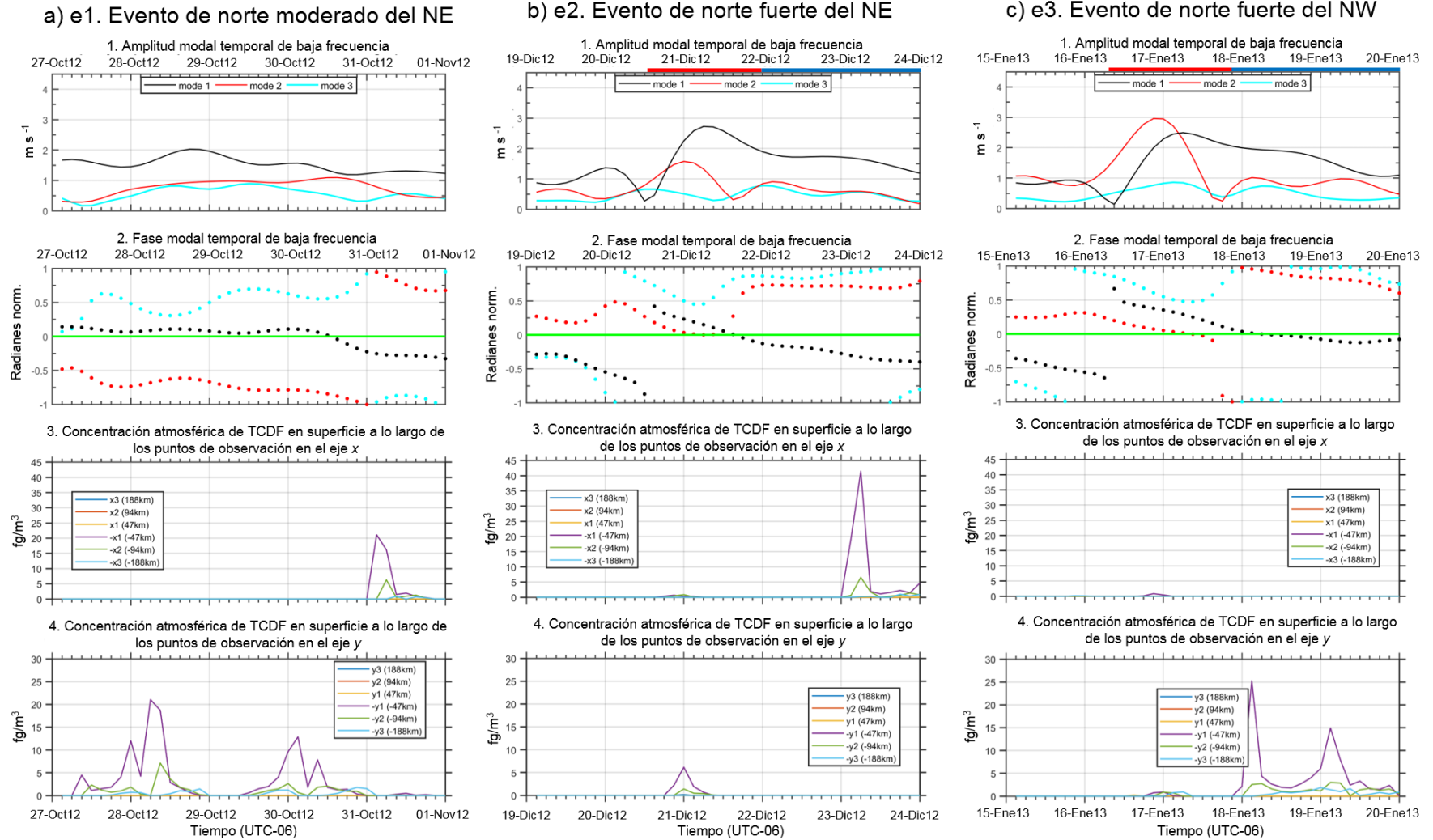


Figura 4-15. Series de tiempo de TCDF (fg/m³) entre 0-50 m durante los experimentos e1 (a), e2 (b) y e3 (c) a lo largo de los puntos de observación (Fig. 3-3) en los ejes x (panel 3), y (panel 4). También se representa el comportamiento temporal de baja frecuencia de los modos de la circulación atmosférica, que prevaleció durante cada experimento (amplitud y fase; paneles 1 y 2, respectivamente).

En cuanto a los eventos e2 y e3, estos se diferencian en que en el último la orientación del frente fue más zonal (mayor amplitud del modo 2) lo que se manifiesta con una menor concentración de integrada hacia el sur de la fuente (se señala este periodo con un recuadro rojo encima de la Fig. 4-15). El inicio de las condiciones post-frontales en cada evento se ilustra con un recuadro azul, y puede identificarse como un cambio de fase negativo más pronunciado del modo 1 en el evento e2 (hasta en $\sim -0.5^\circ$), marcó el movimiento de la pluma hacia oeste alcanzando Celestún, lo que no ocurre en el evento e3.

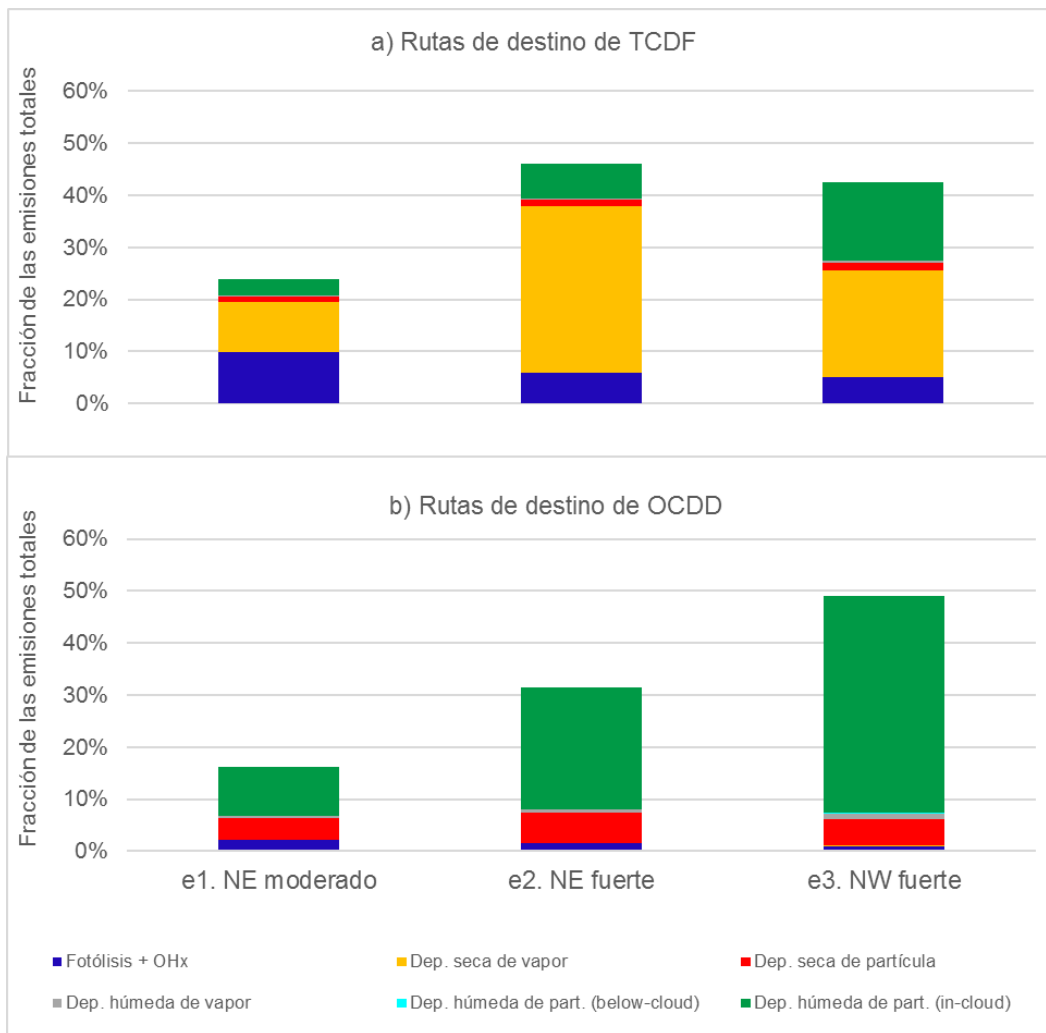


Figura 4-16. Fracción de las emisiones totales de TCDF (a) y OCDD (b) durante los experimentos e1, e2 y e3, contabilizado para las diferentes rutas de destino en todo el dominio de las simulaciones.

La intensidad relativa de los fenómenos atmosféricos también se distingue en los patrones de destino de cada congénere (Fig. 4-16). La precipitación acumulada estimada a partir del modelo NAM fue de 1.8, 7.6, 62.6 mm, para e1, e2 y e3, respectivamente, y esto puede ser explicado porque comparativamente la oscilación de amplitud de las bajas frecuencias del modo 2 también fue ascendiendo en cada prueba, sugiriendo que cada frente fue más fuerte que el anterior. La misma tendencia ascendente puede observarse en las estimaciones de depositación húmeda en el dominio del modelo para los dos congéneres evaluados (Fig. 4-16a, b), sin embargo, OCDD fue más sensitivo a esta ruta de destino debido a que para los congéneres adsorbidos en partículas el arrastre dentro de la nube es un mecanismo importante de remoción (Atkinson, 1996; Kaupp y McLachlan, 1998; Cohen *et al.*, 2002; McLachlan y Sellstrom, 2009). En la Figura 4-16a, b, la estimación de la fracción del total de emisiones que fue sujeta a degradación o a depositación se calculó dividiendo la masa total estimada para cada ruta de destino por el modelo entre la masa total emitida en la simulación; debido a que son simulaciones continuas durante 5 días a una tasa de 1 mg/hr, el total de emisiones por cada experimento es de 120 mg.

4.3.2 Dispersión de una liberación continua bajo la influencia de brisas marinas y terrestres.

En la presente sección se examinan los escenarios de transporte y dispersión de PCDD/F bajo 3 distintas condiciones de circulación local, en los cuales un experimento presentó nula influencia sinóptica (e6) mientras que los otros presentaron algún tipo de interacción (e4 y e9).

La temporada Abr-Sep se caracteriza por estar dominada por las brisas, pero es generalmente durante abril y mayo de cada temporada cuando las brisas marinas alcanzan su máxima actividad en la PY. Por lo tanto, se ha seleccionado un periodo de máxima amplificación dentro de estos meses para estudiar el patrón típico de una pluma bajo la influencia dominante de las brisas (evento e6). Es también importante señalar que durante abril y mayo la radiación solar incidente en la región es mayor (Soler-Bientz *et al.*, 2010) por lo que se espera que la degradación de PCDD/F por esta ruta de destino sea mayor. Hacia el

final de la temporada Abr-Sep ocurre una reducción gradual de la amplitud de las brisas marcada también por una mayor precipitación acumulada en la región (CONAGUA, 2018). Es así como el experimento e9, que registro una precipitación acumulada de 262.4 mm de acuerdo con las salidas del modelo NAM (mayor que los otros 2 experimentos), se ha elegido para identificar un patrón de dispersión cuando la circulación local se encuentra atemperada en un entorno de mayor precipitación pluvial. De hecho, al final del periodo de este experimento 3 ondas tropicales atravesaron el dominio seguramente contribuyendo a la precipitación registrada.

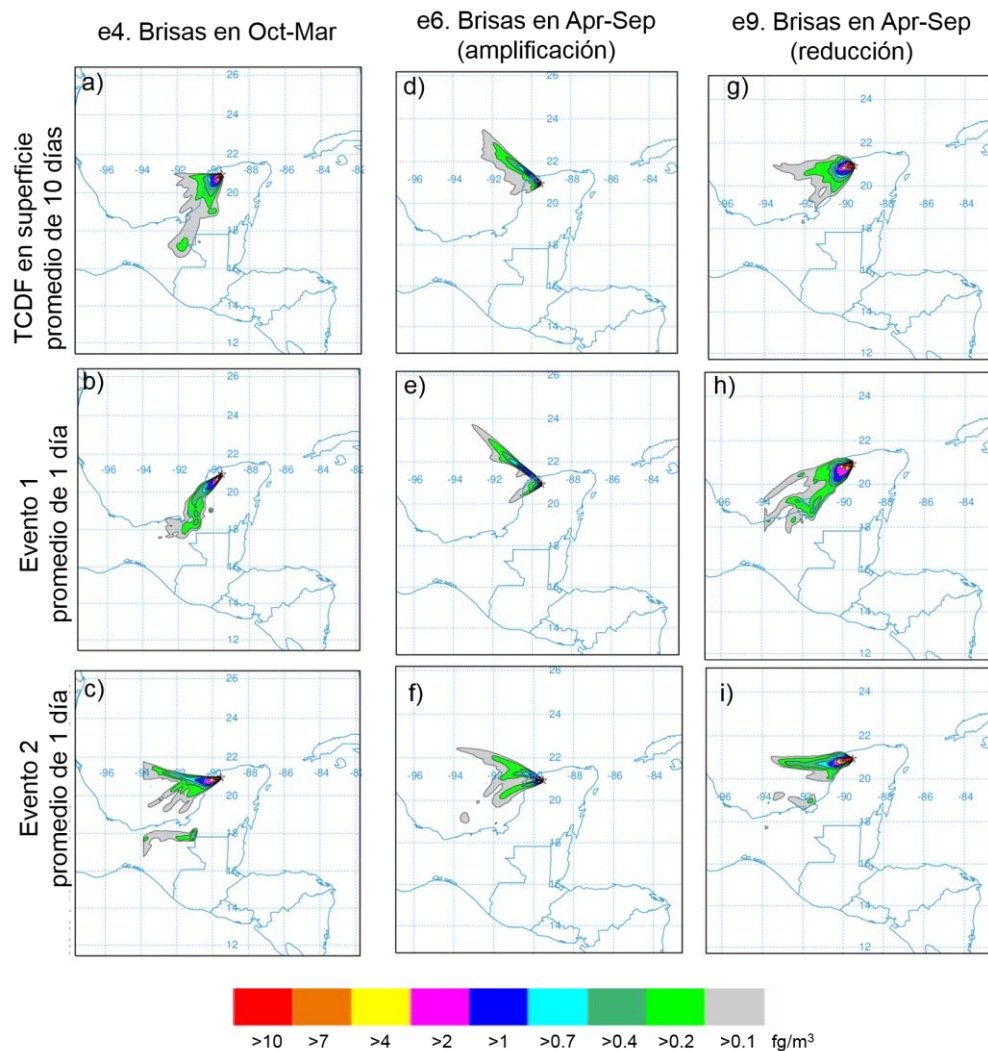


Figura 4-17. Dispersión de una liberación continua resultante del experimento e4 para TCDF en 0-50 m durante todo el periodo de modelado (a) y durante dos periodos cortos de 24-hr seleccionados (b, c). Lo mismo, pero para los eventos e6 (d, e, f) y e9 (g, h, i). Se representan las concentraciones medias integradas en cada periodo. La ubicación temporal de los eventos de 24-hr se muestra en la Fig. 4-18.

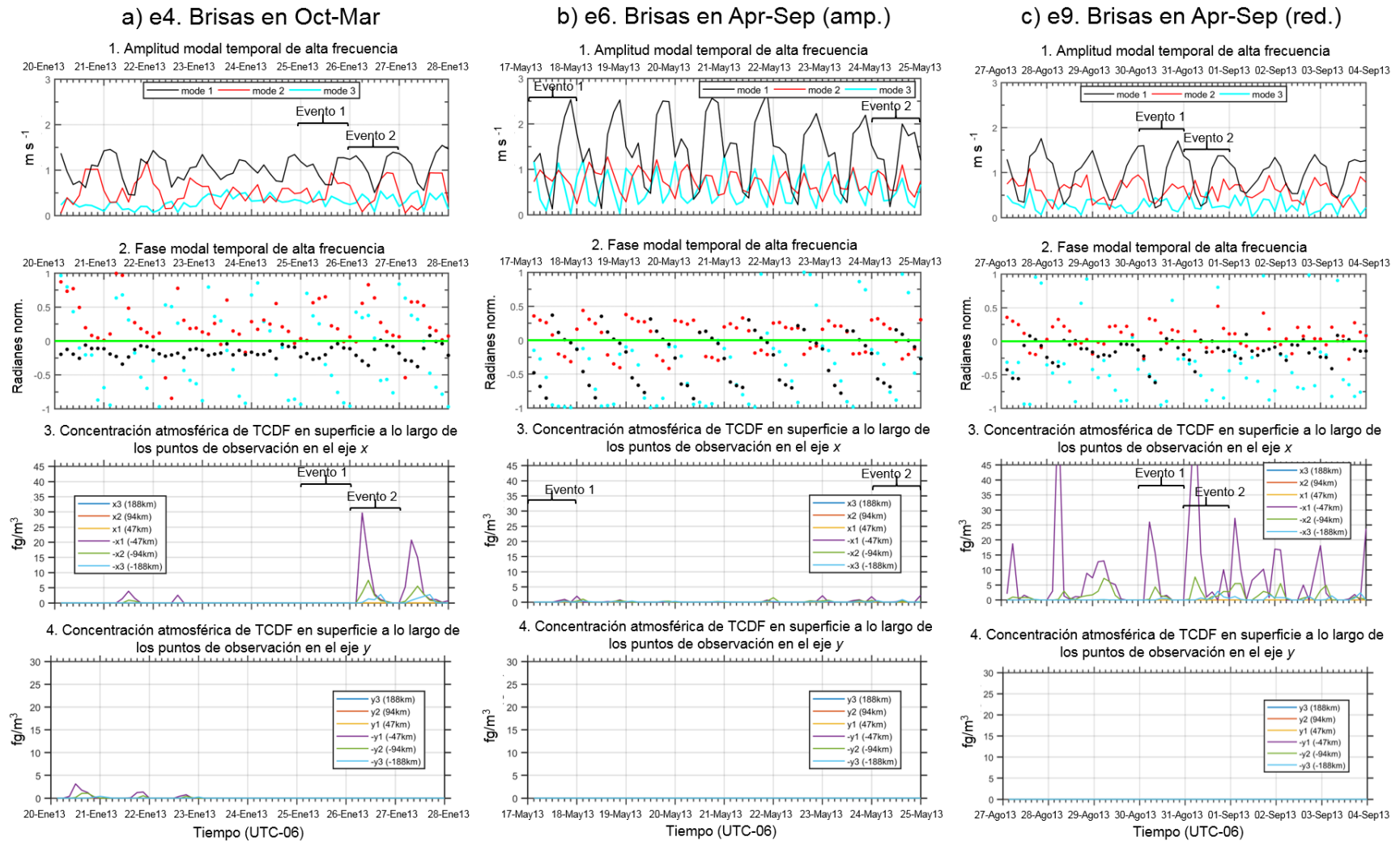


Figura 4-18. Series de tiempo de TCDF (fg/m^3) durante los experimentos e4 (a), e6 (b) y e9 (c) a lo largo de los puntos de observación (Figura 3-3) en los ejes x (panel 3), y (panel 4). También se representa el comportamiento temporal de alta frecuencia de los modos de la circulación atmosférica, que prevaleció durante cada experimento (amplitud y fase; paneles 1 y 2, respectivamente).

Finalmente, durante la temporada de los frentes fríos (Oct-Mar) el forzamiento sinóptico es mayor y la actividad de las brisas marinas disminuye más. El experimento e4 corresponde a un periodo de amplificación de las brisas dentro del periodo de máxima actividad frontal (invierno), seleccionando específicamente el mes de enero debido a que la radiación solar incidente es típicamente menor (Soler-Bientz *et al.*, 2010). El experimento e4 se localiza temporalmente entre dos eventos de frentes fríos (e3, y otro que inició el 28 de enero), y los remanentes del primero junto con una alta presión en el norte del GoM (asociada a un frente disipado en esa zona) indujeron un componente del norte en los primeros 6 días del periodo.

Para examinar los patrones espaciales de las plumas en cada experimento, por conveniencia se presenta el promedio de TCDF en superficie en todo el periodo de la simulación (Fig. 4-17a, d, g) junto con 2 periodos cortos de 24-hr seleccionados para mostrar la influencia de los cambios temporales de fase y amplitud de los modos de variabilidad, los cuales se muestran en la Figura 4-18. En esta misma figura, se muestran las concentraciones de la pluma integradas en los 12 puntos de observación, utilizando la misma escala de los experimentos de frentes fríos para fines comparativos. Al igual que en los escenarios de dispersión bajo la influencia de frentes fríos, las plumas alcanzan mayor altitud en las secciones terrestres y las plumas del congénere OCDD persisten más, por lo que no se incluyen y solo se examinará lo que corresponde a las rutas de destino de OCDD para mostrar la influencia de los fenómenos atmosféricos bajo análisis.

Lo primero que se observa es que cuando la amplitud de las brisas marinas es mayor (evento e6) es posible identificar en los periodos de 24-hr (Fig. 4-17e, f) una alternancia muy marcada hacia el suroeste-noroeste, lo cual se entiende como una manifestación clara de la influencia de las brisas de mar y tierra, respectivamente. Sin embargo, la pluma es menos excéntrica (Fig. 4-17f) a medida que la amplitud y fase del modo 1 se reduce de manera escalonada (Fig. 4-18b) lo que indica que el modelo capturó exitosamente la modulación temporal de las brisas en la PY. En segunda instancia, si bien en el promedio total del experimento no es posible distinguir claramente este comportamiento (Fig. 4-17d), experimentos subsecuentes en el mismo periodo permitieron confirmar que este patrón se atribuye a la posición de la fuente seleccionada (Mérida), en la cual la intensidad relativa de las brisas es menor en

comparación con la Bahía de Campeche (Fig. 4-10a). Estos experimentos se denominaron simplemente como *e6-b*, *e6-c*, y en estos se simuló el transporte y dispersión de TCDF liberado desde los puntos -x2 (Celestún) y -x3 (Bahía de Campeche) localizados a 47 y 94 km al oeste de Mérida, respectivamente (su ubicación puede identificarse en la Figura 3-3). Los patrones promedio de las plumas de estos experimentos muestran una pluma más excéntrica a medida que la liberación se realiza más cerca de la Bahía de Campeche, lo que sugiere que el modelo también fue capaz de capturar la variabilidad espacial de los vientos diurnos en la región (Fig. 4-19).

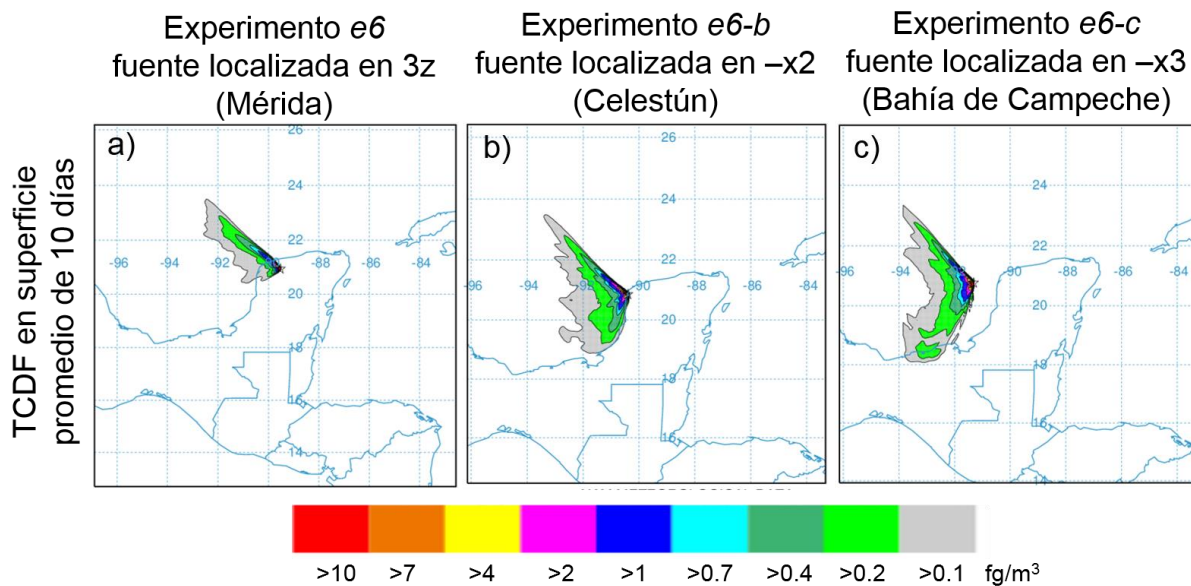


Figura 4-19. Dispersión de una liberación continua de TCDF en 0-50 m de altura resultante del experimento *e6* (a; amplificación de las brisas en Abr-Sep). Lo mismo, pero cuando la fuente se localiza en Celestún (b) y en la Bahía de Campeche (c). Se representan las concentraciones medias integradas en todo el periodo de modelado (10 días).

Cuando la amplitud temporal de las brisas disminuye hacia finales de la temporada Abr-Sep (evento e9; Fig. 4-18c) la pluma pierde excentricidad y se estanca más (Fig. 4-17g) como lo revelan los puntos de observación al oeste de la fuente de emisión (Fig. 4-18c), en donde las diferencias temporales de concentración pueden estar parcialmente relacionadas con la intensidad relativa de los sistemas (notar en la Fig. 4-18c que el evento 2 fue una brisa más débil que el evento 1, y esto se aprecia en el patrón de dispersión en la Figura 4-17h, i). De hecho, algunas pruebas exploratorias llevadas a cabo previamente sugerían que entre agosto y septiembre, había una mayor contribución de Mérida hacia Celestún. Se hipotetiza que esto es

debido a que, con un debilitamiento de las brisas y los vientos alisios hacia el final de la temporada Abr-Sep, una pluma liberada desde Mérida tiene una dirección zonal más estable y se propaga a una velocidad menor. Esta relación entre Mérida (fuente) y Celestún (receptor) contrasta claramente con el experimento e4, ya que debido a la posición geográfica relativa entre los sitios y a la alternancia marcada de la pluma hacia el noroeste y suroeste por el mayor efecto de las brisas en este periodo (mayo), menos concentración es integrada en Celestún y en general hacía en los puntos localizados al oeste de la fuente en el plano elegido (Fig. 4-18b).

A diferencia de los anteriores, en la temporada de frentes fríos la pluma del experimento seleccionado (e4) muestra claramente un mayor componente del norte inducido por los remanentes de los sistemas frontales de ese momento (Fig. 4-17a), lo cual es una situación común en esta temporada. La pluma tiene una excentricidad similar a la del experimento e9 (agosto), aunque se estanca menos y tiene una orientación hacia el suroeste, por lo que su paso casi no pudo ser registrado en los puntos de observación debido el plano elegido (Fig. 4-18a). Sin embargo, las oscilaciones de HF del modo 1 de variabilidad muestran que el componente del norte pudo ser menor al final del periodo, ya que hacia el mediodía del séptimo día una oscilación con un cambio de fase en $\sim -0.5^\circ$ (evento 2; Fig. 4-18a), marcó un cambio hacia un viento costa afuera perpendicular a la Bahía de Campeche, que puede ser apreciado en el patrón de dispersión resultante (Fig. 4-17c) y en los puntos de observación al oeste de la fuente incluyendo Celestún (panel 3; Fig. 4-18a). En efecto, los remanentes de los sistemas frontales indujeron un componente del norte hasta el sexto día (evento 1; Fig. 4-17b). Por lo tanto, se infiere que la relación fuente-receptor entre Mérida y Celestún pudiera ser mayor cuando las brisas de la temporada Oct-Mar se encuentren menos influenciadas por el viento medio en esta temporada.

La influencia de los fenómenos atmosféricos en las rutas de destino se muestra en la Figura 4-20. Lo más notable es que para la depositación seca, los resultados del modelo sugieren que es mayor conforme la pluma se propague más hacia la Bahía de Campeche, ya que la contribución de esta ruta es mayor en el periodo de máxima amplificación de las brisas cuando la pluma abarca una mayor extensión de superficie marina (e6; Fig. 4-17d), y es menor cuando la pluma presenta un mayor componente del norte y se propaga más hacia el continente durante la temporada de frentes fríos (e4). Esto es especialmente verdadero para TCDF (Fig. 4-20a) y es

explicable debido a que la resistencia a la depositación atmosférica es menor sobre los cuerpos de agua al tener encima una capa límite menos turbulenta. Esta estacionalidad tendría implicaciones importantes para la calidad ambiental del ecosistema marino de la Ria Celestún y habría que comprobarla con mediciones.

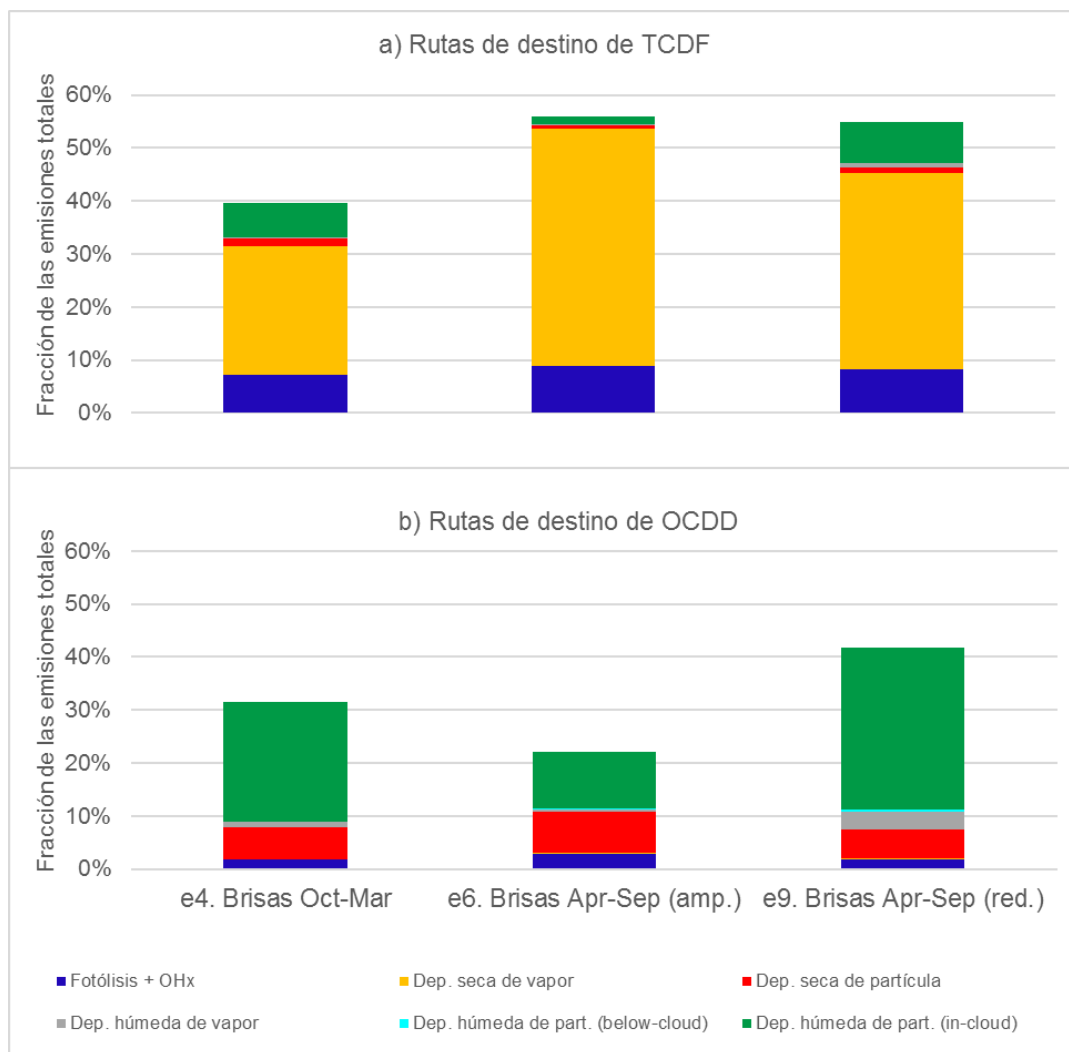


Figura 4-20. Fracción de las emisiones totales de TCDF (a) y OCDD (b) durante los experimentos e4, e6 y e9, contabilizado para las diferentes rutas de destino en todo el dominio de las simulaciones.

Por otra parte, al igual que en la temporada de frentes fríos, la depositación húmeda juega el papel más relevante para el congénere más asociado con partículas (OCDD) y es especialmente verdadero en el periodo de mayor precipitación de la región (e9), siguiendo un patrón consistente con las precipitaciones registradas en cada experimento (e9 > e4 > e6; Fig. 4-

20b). En cuanto a la contribución de la degradación, también se obtuvo el patrón esperado ya que ésta es mayor para el congénere más asociado a vapor (TCDF) cuando la radiación solar de la región es mayor en mayo (e6; Fig. 4-20a).

4.3.3 Dispersión de una liberación continua bajo la influencia de sistemas tropicales

En esta sección se presentan los resultados del experimento *e10*. Este experimento se encontró dominado por un sistema tropical con trayectoria zonal que se desplazó de la masa continental de la PY hacia el GoM, evolucionando de la siguiente manera: baja presión en la masa continental de la PY (LF modo 1; 11 sep. de 2013); depresión tropical en la Bahía de Campeche (LF modo 2; 12 sep.); y huracán Ingrid en el GoM ejerciendo influencia sobre la PY (LF modo 2; 14 sep.). Esta gran actividad generó una precipitación acumulada estimada de 376.3 mm la cual es mayor a la de todos los experimentos anteriores.

El desplazamiento zonal del sistema puede observarse en la rotación hacia el norte de la pluma en tres días seleccionados (Fig. 4-21b, c, d), en el cual únicamente en el primer día cuando el sistema se encontraba en la masa continental como baja presión, *golpeó* todos los puntos de observación hacia el oeste de la fuente de emisión, alcanzando concentraciones de hasta 12, 5 y 1 fg/m^3 en 47 y 94 (Celestún) y 188 km, respectivamente. Este impacto puede identificarse en la Figura 4-21b, por lo que no se incluye la serie de tiempo correspondiente.

La abundante precipitación que dejó el sistema se manifiesta en la remoción vía depositación húmeda estimada por el modelo del 25 y 79% del total de las emisiones de TCDF y OCDD, respectivamente (Fig. 4-22). Esto es mayor a cuando la liberación se realizó bajo una fuerte influencia frontal (experimento e3; 15 y 43%, respectivamente) o bajo la influencia de ondas tropicales (e9; 9 y 34%). La suma del resto de las contribuciones de las otras rutas de destino hace que en este experimento solo ~20% de la masa emitida de los congéneres permaneciera en la atmósfera al término de la simulación. A pesar de que los resultados de estos experimentos son solo representativos, muestran la importancia de los sistemas tropicales para transferir los PCDD/F del aire hacia el suelo o los cuerpos de agua.

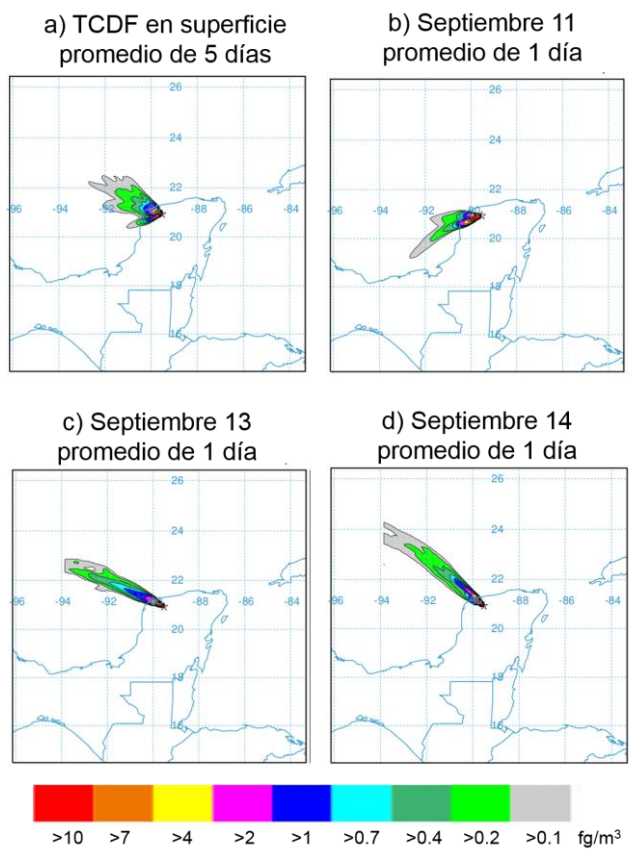


Figura 4-21. Dispersión de una liberación continua resultante del experimento e10 para TCDF en 0-50 m durante todo el periodo de modelado (a) y tres periodos cortos de 24-hr seleccionados (b, c, d). Se representan las concentraciones medias integradas en cada periodo. La ubicación temporal de los eventos de 24-hr se muestra en la Fig. 4-22.

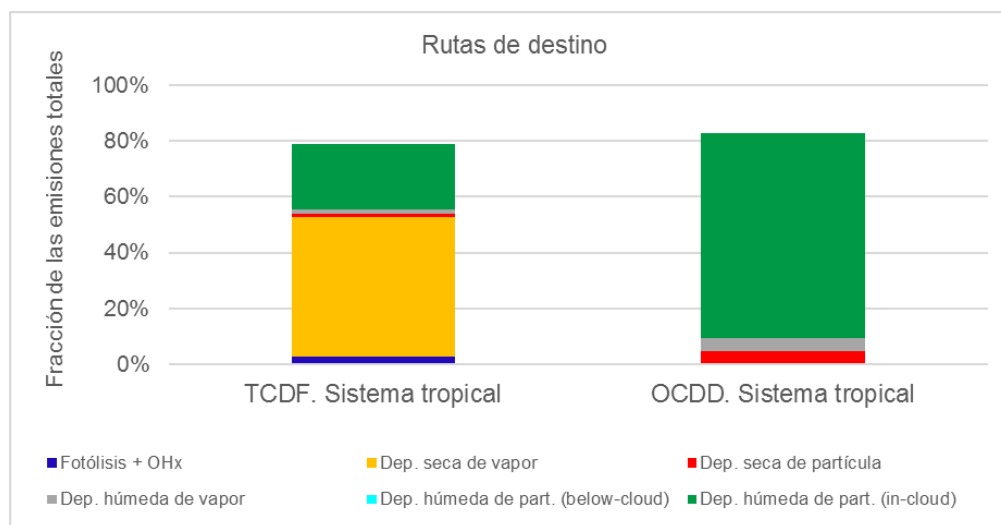


Figura 4-22. Fracción de las emisiones totales de TCDF y OCDD durante el experimento e10 contabilizado para las diferentes rutas de destino en todo el dominio de las simulaciones.

5 DISCUSIÓN

En esta sección, se sintetizan e interpretan los resultados de esta investigación, resaltando las conexiones y contrastes con la teoría existente.

Los principales modos de variación climática que presentan los vientos locales y sinópticos de la Península de Yucatán (PY) se recapitulan en la Tabla 5-1. Procesos secundarios asociados con la estructura espacio-tiempo de cada componente principal también fueron identificados. Un componente principal puede representar un modo importante de variabilidad o proceso físico, pero también puede incluir aspectos de otros procesos correlacionados (Wilks, 2006). En la PY hay dos modos dominantes: uno sinóptico de Oct-Mar que representa influencias de frentes fríos, y otro de mesoescala de Abr-Sep que representa la circulación de la brisa marina. Debido a que este estudio se realizó con los vientos superficiales, era de esperar que la variación diurna del viento exhibiera mayor amplitud en los meses más cálidos (Lyons, 1975; Gille *et al.*, 2003; Prtenjak y Grisogono, 2007). Sin embargo, se encontró una marcada asimetría espacial atribuible parcialmente a la influencia de los alisios, en la cual: (1) las altas frecuencias dominan en la plataforma occidental; (2) en la plataforma norte tanto procesos locales como sinópticos son importantes; y (3) en la plataforma oriental las bajas frecuencias prevalecen y generalmente suprimen el desarrollo de las brisas. También se encontró que la estacionalidad de las altas frecuencias en Abr-Sep puede alterarse en respuesta a la variabilidad de las perturbaciones sinópticas. En los meses más fríos se mantienen relaciones similares, aunque las bajas frecuencias (i.e. frentes fríos) exhiben más dominancia y muestran una mayor energía en la plataforma norte.

Tabla 5-1. Principales modos de variabilidad del campo de vientos de la PY y procesos secundarios. En la segunda columna, el comportamiento dominante se indica entre paréntesis.

Temporada	Modo	Varianza explicada	Principal proceso representado	Procesos secundarios asociados
Octubre-marzo	1 (LF)	45.1%	Eventos de vientos fuertes del N o NE asociados con el paso de frentes fríos	Brisa de tierra
	2 (LF)	26.1%	Eventos de vientos fuertes del NW asociados con el paso de frentes fríos	Brisa de mar; vaguadas pre-frontales y frentes fríos estacionarios

Temporada	Modo	Varianza explicada	Principal proceso representado	Procesos secundarios asociados
	3 (LF)	7.9%	Influencias de sistemas tropicales (alrededor de oct.) o de altas presiones (alrededor del final del otoño al final del invierno)	-
	1 (HF)	42.4%	Circulación de brisa marina acentuada sobre la plataforma occidental	Sistemas tropicales sobre la masa continental
Abril-septiembre	2 (LF)	23.1%	Influencias de frentes fríos (alrededor de abril a mediados de mayo) o de sistemas tropicales (mediados de mayo a sep.)	Brisa marina a lo largo de la península
	3 (HF)	8.7%	Circulación de brisa de tierra acentuada sobre la plataforma occidental	-

Investigaciones previas han documentado que los vientos alisios del este a menudo enmascaran las brisas en las costas este de las masas continentales en el Mar Caribe (Walters *et al.*, 1989; Pérez *et al.*, 2018). Ahora se sabe que su influencia modula parcialmente hasta tres regímenes de circulación asociados con la frecuencia diurna en la PY en el periodo de Abr-Sep. Es decir, el régimen más importante en la región muestra claramente en su estructura espacial el efecto de los vientos alisios del este (modo 1; Fig. 4-10a), ya que la brisa marina que proviene del GoM sopla con mayor intensidad hacia las costas occidental y noroccidental de la PY en contra del flujo sinóptico prevaleciente, mientras que una brisa bastante disminuida sopla desde el Caribe hacia la costa oriental más expuesta al flujo sinóptico predominante. Esto refuerza la idea de que el flujo costa afuera tiende a crear brisas más fuertes, mientras que el flujo costa adentro tiende a crear brisas más débiles (Estoque, 1962; Arritt, 1993; Zhong y Takle, 1993; Helmis *et al.*, 1995; Atkins y Wakimoto, 1997; Weaver, 2006), lo cual es atribuido a su influencia sobre los gradientes horizontales de temperatura, incrementándolos o disminuyéndolos, respectivamente (Estoque, 1962; Atkinson, 1981; Arritt, 1993), como se muestra en la Figura 4-10f-h. En el periodo de máxima amplificación de las brisas marinas, que generalmente ocurre entre abril y mayo, los gradientes diurnos de temperatura sobre la plataforma occidental pueden alcanzar hasta ~ 11 °C, mientras que en la plataforma oriental alcanzan ~ 7.5 °. Esto contrasta, por ejemplo, con los gradientes diurnos más fuertes identificados en otras regiones cercanas como lo son la península de Baja California (Turrent y Zaitsev, 2014) y la costa del Caribe Colombiano (Pérez *et*

al., 2018), que son de $\sim 8-4$ y 3 °C, respectivamente. Por lo anterior, es posible sugerir que los gradientes de temperatura que se alcanzan en la plataforma occidental de la PY son un factor importante que determina la marcada variabilidad diurna del viento a nivel hemisférico identificada por Gille *et al.* (2003). En la plataforma norte de la PY se identifican gradientes similares a los de la occidental, sin embargo, esto puede ser resultado de los puntos elegidos para el cálculo (SIS-b; Fig. 3-1), que se encuentran hacia el extremo oeste de su línea de costa donde el efecto de enfriamiento por la influencia de los alisios puede ser menor, lo cual se aprecia espacialmente en la Fig. 4-12c.

La influencia del flujo sinóptico medio también se observa en el régimen de la brisa de tierra (modo 3) de Abr-Sep, ya que su mayor amplitud se registra sobre la Bahía de Campeche, aunque su intensidad es menor que su fenómeno espejo ($\sim 2x$) esperable por los menores gradientes de temperatura nocturnos que se alcanzan ($\sim 2.5^\circ\text{C}$; Fig. 4-10f-h). Sin embargo, es de notar en la Figura 4-10f que en la plataforma occidental los gradientes nocturnos de temperatura van aumentando hacia el final de la temporada de ~ 1 a 2.5°C , mientras que la amplitud de las brisas terrestres va disminuyendo (Fig. 4-10e). Un examen más cercano a un periodo de amplificación de las brisas en esta temporada en el mes de mayo de 2013 (evento s10; Fig. 4-12) permite identificar que la inversión del gradiente de presión, apuntando de la tierra hacia el mar, ocurre antes de que el continente sea más frío que la Bahía de Campeche, coincidiendo con la oscilación del modo 3. Con base en esta evidencia y la observación de los patrones espaciales de calentamiento-enfriamiento durante este periodo en la animación disponible en línea, se especula que los mecanismos detrás de su desarrollo pudieran ser distintos al enfriamiento radiativo diferencial, tales como la advección del aire caliente por el flujo sinóptico al término de la fase de la brisa marina, proveniente del fuerte calentamiento diurno de la masa continental que suele ser mayor entre abril y mayo (Soler-Bientz *et al.*, 2010). De manera similar, en la península de Florida se sugiere que el régimen de brisa terrestre durante el verano se desarrolla por mecanismos físicos distintos al del enfriamiento radiativo diferencial, tales como las interacciones entre la circulación diurna de la brisa marina, la fuerza de Coriolis y el flujo sinóptico (Case *et al.*, 2005). Estas brisas terrestres fueron precedidas con mayor frecuencia por una brisa marina de la tarde, tuvieron los gradientes de temperatura horizontal más pequeños (\sim -

1 °C h⁻¹) y experimentaron tiempos de inicio más cortos que las brisas terrestres en la época más fría.

Un tercer proceso local, correspondiente a una brisa marina a lo largo de la península, pudo observarse de manera ocasional en las altas frecuencias del modo 2, principalmente en septiembre lo cual se atribuye a que los vientos alisios del este tienden a disminuir su intensidad en el Mar Caribe del verano hacia el otoño (Chang y Oey, 2013). Esta circulación difiere parcialmente del modelo de la brisa marina de doble costa (Simpson, 1994), ya que la convergencia de los frentes de brisa hacia el interior de la masa continental parece bastante improbable debido a que el ancho de la PY es mayor a 250 km (Xian y Pielke, 1991). Debido a que la estructura espacial del modo 2 presenta influencia de bajas frecuencias (Fig. 4-10b), no es posible evaluar la penetración tierra adentro de este régimen de brisas. Sin embargo, haciendo a un lado esta cuestión se puede comparar este resultado con Lecha *et al.* (1994), Jury *et al.* (2009) y Walters *et al.* (1989), que identificaron el régimen de la brisa marina de doble costa como un fenómeno recurrente en Cuba, Puerto Rico, Costa Rica y Panamá durante periodos de gradiente de flujo débil. En las penínsulas de Florida (Blanchard y López, 1985) y Baja California (Turrent y Zaitsev, 2014), es el régimen de brisa marina dominante en los meses de verano. En la escala interanual, 2009 fue el año de mayor actividad (amplitud) de la brisa marina a lo largo de la península (Fig. 4-11c). Se presume que esto puede estar relacionado con un debilitamiento de los vientos alisios junto con una menor actividad de sistemas tropicales relacionada con un evento de El Niño (moderado en 2009), ya que tales influencias se correlacionan negativamente con la fase cálida de ENSO (Enfield y Mayer, 1997; Colbert y Soden, 2012). Sin embargo, otros experimentos deben llevarse a cabo para probar esta hipótesis.

En la temporada Oct-Mar, cuando ASAN es más débil, los frentes fríos que se desplazan hacia la PY reducen y modulan en gran medida a los sistemas de circulación locales antes referidos, siendo un mecanismo la disrupción de los gradientes horizontales de temperatura y presión (Figura 4-7f-h). La advección de aire frío asociada con el paso de los frentes fríos ha sido identificada como un factor importante para limitar el calentamiento diferencial diurno tierra-mar en otras regiones, como la costa de Nueva Inglaterra inhibiendo el desarrollo la brisa marina (Miller 2003; Miller y Keim, 2003). Esta influencia sinóptica en la PY se representa por los 2

primeros modos de variabilidad que generalmente tienden a ser más energéticos de mediados de diciembre hacia finales de marzo. Trabajos previos habían identificado que los meses de invierno son precisamente los de mayor actividad frontal en la región del GoM y el Mar Caribe, pero particularmente Henry (1979) observó en este periodo que los sistemas frontales cruzan del GoM al Mar Caribe en un lapso menor que va de 53 a 59 hr. Los resultados del presente análisis han logrado representar este comportamiento a través de pronunciados cambios anticiclónicos de fase del LF modo 1 ($\sim 270^\circ$) en un lapso de ~ 2 días, lo cual se interpreta como el cambio de dirección que experimenta el campo de vientos de la PY del inicio del periodo pre-frontal al post-frontal. Más aún, este comportamiento se relaciona con 2 estructuras espaciales distintas que indican la orientación del evento de norte cuando el frente se desplaza por la región (modo 1, N-NE; modo 2, NW). Desde la perspectiva climática, los eventos de fuertes vientos del N-NE son más frecuentes que los NW (45.1% y 26.1% de la varianza explicada, respectivamente). Este resultado expande los hallazgos de Pérez-Santos *et al.* (2010) sobre la cuenca de Yucatán, que había encontrado un modo de variabilidad dominante en los meses de invierno asociado con vientos del norte relacionados con frentes fríos (46.3% de la varianza). Es posible que las diferencias encontradas parcialmente radiquen en el procedimiento utilizado para el cálculo de las anomalías, ya que este trabajo consideró la sustracción de la media espacial en lugar de la temporal, lo cual refuerza la idea de que este es el mejor método para caracterizar los frentes o remolinos (Lagerloef y Bernstein, 1988; Paden *et al.*, 1991).

Según Gille *et al.* (2003), desde la latitud de 15° hacia el polo, la extensión de la brisa marina hacia el mar muestra un fuerte ciclo estacional con la señal muy atenuada en invierno. Se coincide con la descripción de este comportamiento espacio-temporal, ya que la amplitud de la oscilación de la brisa marina en la PY es mayor de Abr-Sep (en un factor de ~ 2) que en Oct-Mar (compárense las figuras 4-10e y 4-7e, respectivamente). Por otro lado, durante la temporada de frentes fríos (Oct-Mar), los resultados de este trabajo sugieren que la amplitud de las brisas terrestres nocturnas es ligeramente mayor que la brisa marina (en un factor de ~ 1.3), lo que puede estar relacionado con efectos muy activos de enfriamiento de la tierra como se mostró en la Figura 4-7f. El contraste en el ciclo estacional de la brisa marina/terrestre también es evidente en la estructura espacial de los principales modos, ya que en Abr-Sep la circulación local se encuentra bien representada (modos 1 y 3), mientras que en Oct-Mar el patrón es básicamente

sinóptico (modos 1 y 2). Futuras investigaciones sobre los mecanismos subyacentes para el desarrollo de la brisa marina y la brisa terrestre durante todo el ciclo estacional en la PY son necesarias y los hallazgos reportados en esta investigación pueden proporcionar un marco de referencia muy valioso.

En relación con la variación interanual, hay evidencia sustancial que sugiere que las fases cálidas y frías de ENSO modulan la actividad de las perturbaciones sinópticas en varias regiones del hemisferio occidental (Enfield y Mayer, 1997; Melo-González *et al.*, 2000; Hirsch *et al.*, 2001; Romero-Centeno *et al.*, 2003; Wang, 2004; Shaman *et al.*, 2009; Colbert y Soden, 2012). Los resultados de este trabajo complementan esta teoría ya que cierta variabilidad de los patrones interanuales de frentes fríos (aumentando en las temporadas Oct-Mar de 2009-2010 y 2015-2016) y sistemas tropicales (disminuyendo en las temporadas Abr-Sep de 2009 y 2015) en la PY se pueden vincular con la fase cálida de ENSO (El Niño). Sin embargo, debido a la sensibilidad del sistema de brisa marina al viento sinóptico, también se identificó una respuesta de los vientos locales a su variación. Esto fue verdadero para las temporadas Abr-Sep de 2009 y 2015 en las cuales se observó una amplificación de las brisas a lo largo de los periodos. Se ha documentado en el sureste asiático la influencia de ENSO en los sistemas de brisas y la precipitación diurna asociada, a través de la influencia del primero en los regímenes de viento de monzón (Qian *et al.*, 2010; Rauniyar y Walsh, 2012; Qian *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2015). Considerando que el fuerte ciclo diurno de precipitación observado en la PY ha sido asociado con los frentes de brisa marina (Tian *et al.*, 2005), la modificación del régimen de brisas locales puede tener implicaciones importantes en un contexto de cambio climático atribuible al calentamiento global (IPCC, 2014). Cai *et al.* (2015) enumeran que las posibles consecuencias del calentamiento global incluyen más eventos de El Niño que se propagan hacia el este y un aumento en la frecuencia de eventos extremos de El Niño y La Niña, con al menos una fuerza de teleconexión similar a la de los eventos actuales. Su efecto final sobre la actividad de los ciclones tropicales del Atlántico Norte está por verse, pero una investigación reciente muestra que la situación es incierta (Bell *et al.*, 2020). En este contexto, es bien sabido que otros forzamientos además de ENSO, tales como el AMM y la NAO, modulan la actividad de los ciclones tropicales (Kossin *et al.*, 2010; Colbert y Soden, 2012) y la intensidad de los vientos alisios en el Atlántico Norte (Malmgren *et al.*, 1998; Servain *et al.*, 1999). A pesar de que este documento se centró en ENSO por ser el forzamiento

interanual más destacado, es plausible la influencia de estos y otros impulsores climáticos en los modos de variabilidad de las perturbaciones sinópticas y los vientos locales en la PY.

La variabilidad del viento tiene una fuerte influencia en varios procesos importantes que ocurren en las zonas costeras. Uno de estos procesos es el transporte asociado con la contaminación atmosférica, ya que las emisiones se transportan y transforman en todas las escalas espaciales y temporales (Molina, 2011). En este trabajo se abordó el transporte atmosférico de dos congéneres de dioxinas y furanos (PCDD/F) generados localmente en la PY, mediante la implementación del modelo de dispersión HYSPLIT-SV alimentado con las mismas salidas del modelo NAM. A pesar de que los PCDD/F son sustancias cancerígenas reconocidas como COP, que han sido medidas en cantidades elevadas en la Reserva Ecológica de Ría Celestún (CCA, 2013), y de que son liberadas a la atmósfera prácticamente a partir de cualquier proceso de combustión (PNUMA, 2005; Fiedler, 2007), poco se sabía acerca de sus mecanismos de propagación en la región. A través de una serie de experimentos numéricos exploratorios considerando la pluma de contaminación generada por el centro urbano más importante de la PY (Mérida), ahora se reconoce que los PCDD/F quedan fácilmente atrapados en diferentes regímenes de flujo dependientes del dominio variable de las brisas locales y los sistemas sinópticos, lo que resulta en patrones de plumas muy diferentes. De estos, la característica más notable es que la pluma pierde excentricidad y se dispersa menos hacia el final de la temporada Abr-Sep, lo que conduce a una mayor contribución de Mérida (fuente) hacia Ría Celestún (receptor). Lo anterior se atribuye a que, con un debilitamiento de las brisas y los vientos alisios hacia el final de la temporada Abr-Sep, una pluma liberada desde la fuente tiene una dirección más continua hacia el receptor y se propaga a una velocidad menor. En contraste, en periodos de mayor actividad de las brisas hay una alternancia más marcada de la dirección de la pluma hacia el SW (brisa marina) y NW (brisa de tierra más la influencia de los vientos alisios) que disminuye la contribución hacia el receptor. Por lo tanto, no se identificó el fenómeno de la recirculación de contaminantes como un proceso que contribuya a la relación fuente-receptor, lo cual ha sido ampliamente asociado con los sistemas de brisas en otras regiones (Yimin y Lyons, 2003; Choi *et al.*, 2008; Levy *et al.*, 2008a; Levy *et al.*, 2008b; Surkova, 2013). No obstante, la variabilidad interanual de las brisas puede repercutir en estos patrones reconocidos. Como se mencionó anteriormente, en la temporada del 2009 ocurrió una amplificación de las brisas a lo largo de

Abr-Sep y la rotación diurna del campo de vientos fue más perpendicular hacia la costa que lo usual (Fig. 4-11b), lo cual se representa por los cambios de fase más pronunciados del modo 1. Un potencial efecto de este comportamiento puede ser un aumento del coeficiente de recirculación atmosférica (Allwine y Whiteman, 1994).

A pesar de que los resultados de los experimentos de dispersión son solo representativos, pueden proporcionar una idea de las escalas atmosféricas que el modelo meteorológico debe resolver para estimar los patrones de dispersión relevantes para una sustancia determinada. Para abordar este aspecto se recurrirá a comparar las predicciones del modelo con las observaciones de TCDF y OCDD recabadas en la campaña de monitoreo en aire ambiente en Celestún, durante 15 momentos de muestreo mensuales distribuidos irregularmente entre 2008 y 2012 (los gráficos se incluyen en el Apéndice D). Este ejercicio no puede considerarse una validación debido a que el modelo no está considerando las aportaciones sobre Celestún del universo de las fuentes de emisión localizadas en la PY. Así, las aportaciones simuladas desde Mérida explican el 0.9% y el 5.6% de las concentraciones medidas de OCDD y TCDF, respectivamente, sin considerar la incertidumbre del flujo de emisión utilizado. Por otra parte, mientras que las mediciones de OCDD fueron superiores al TCDF por un factor de ~ 8 , la relación entre los congéneres a partir del modelo es de ~ 1.1 . En América del Norte, la diferencia entre OCDD y TCDF medido oscila entre un factor de ~ 60 (para sitios remotos) y ~ 3.3 (para sitios urbanos) (i.e. Fig. 8, 11 y 13 en CCA, 2013). Esta evidencia muestra claramente que el modelo implementado en la PY subestima más las concentraciones de OCDD lo cual sugiere una mayor contribución de este congénere desde fuentes más alejadas debido a su mayor persistencia atmosférica al estar más asociado con las partículas atmosféricas (Atkinson, 1991). Por otra parte, las concentraciones de TCDF pueden estar más relacionadas con fuentes locales y refuerza esta idea que los furanos son prominentes en los factores de emisión de la basura mexicana (Fiedler *et al.*, 2010). Para estudiar su transporte atmosférico en el contexto local, es necesario resolver adecuadamente los fenómenos que tienen influencia en la capa límite como las brisas locales y las perturbaciones sinópticas, lo cual fue satisfactoriamente incorporado en los experimentos de dispersión. En el caso de sustancias como OCDD, incluir la evaluación del *transporte a larga distancia* (movimiento de plumas entre regiones subtropicales y latitudes medias, o entre hemisferios) sería razonable. Este mecanismo ocurre en la atmósfera libre donde los contaminantes son transportados casi horizontalmente a

mayor velocidad e interaccionan con la capa limite a través de subida/subsidencia (NCRUS, 2010). Estudios que han sido realizados para evaluar el transporte a larga distancia de PCDD/F en América del Norte han utilizado meteorología con una escala horizontal de 180-190 km (Commoner *et al.*, 2000; Cohen *et al.*, 2002).

6 CONCLUSIONES

Se realizó un análisis exhaustivo del campo de vientos superficiales de la Península de Yucatán (PY) utilizando, métodos espectrales con mediciones *in situ* de estaciones meteorológicas automatizadas (CONAGUA, SEMAR y CINVESTAV), análisis de Funciones Empíricas Ortogonales Complejas (CEOF) con 10 años (2007-2017) de salidas validadas de un modelo meteorológico (NAM), y filtrado digital. El análisis CEOF, en combinación con los otros métodos, demostraron ser una técnica eficaz para llevar a cabo una evaluación cuantitativa del dominio de frentes fríos, sistemas tropicales y los sistemas locales de brisa marina/terrestre sobre el campo de viento superficial de la PY durante todo el ciclo estacional y su variación multianual. La forma en que estos fenómenos contribuyen al transporte atmosférico de importantes contaminantes para la región (PCDD/F) también fue explorada satisfactoriamente a través del modelo de transporte y dispersión HYSPLIT-SV.

Los principales hallazgos se resaltan a continuación:

- i. De octubre a marzo, los frentes fríos (bajas frecuencias) dominan la variabilidad del viento a través de dos modos distintos asociados con la orientación del evento de norte (primer modo, N-NE, 45.1% de la varianza explicada; segundo modo, NW, 26.1%). Su influencia temporal se puede separar aproximadamente en dos patrones diferentes: eventos de fuertes vientos del NE que ocurren predominantemente desde octubre hasta finales de otoño y tienen una dirección más consistente (fase estable); y un segundo patrón más dinámico, que predomina durante los meses de invierno, con eventos que cambian de dirección del SE al NE o al NW. Este comportamiento rotacional se manifiesta con cambios bruscos anticiclónicos de fase del primer modo.
- ii. Los frentes fríos tienen una profunda influencia sobre la actividad de la brisa marina y la brisa terrestre, reduciendo y modulando en gran medida estos eventos. Las brisas terrestres son más fuertes durante esta época y ocurren con mayor frecuencia en la plataforma occidental, pero son relativamente escasas en la plataforma norte y este. La

brisa marina, por otro lado, aunque menos intensa, también es más energética en la plataforma occidental.

- iii. La influencia de los sistemas tropicales en esta temporada, aunque más pequeña, es notable (bajas frecuencias; tercer modo), principalmente durante octubre.
- iv. Para el período de mayor influencia tropical (abril a septiembre), la variabilidad del viento está dominada en gran medida por la brisa marina (altas frecuencias; primer modo, 42.4%), con brisas terrestres menos activas durante esta temporada en comparación con la temporada de frentes fríos (altas frecuencias; tercer modo, 8.7%). Abril-mayo es generalmente el período de mayor amplitud de la brisa marina. Sin embargo, durante las temporadas en las que hay aumento de los pasos de frentes fríos (por ejemplo, durante la temporada de 2014, representados por las bajas frecuencias del segundo modo), la brisa marina no puede alcanzar sus intensidades máximas durante abril-mayo. La circulación de la brisa marina/terrestre domina sobre la plataforma occidental. Este comportamiento espacial se relaciona con los fuertes gradientes horizontales de temperatura que se alcanzan en esta zona (hasta ~ 11 °C durante abril-mayo).
- v. Los procesos sinópticos en este período de abril-septiembre ejercen una influencia más leve en la variabilidad del viento, excepto cuando estos sistemas (depresiones, tormentas, huracanes) están muy cerca. El patrón espacial de la influencia de los sistemas tropicales en el campo de viento depende principalmente de la posición y trayectoria del sistema con respecto al PY. No hay un patrón fijo, pero cambios en el sentido antihorario (cambios de fase ciclónica) son los patrones más comúnmente representados por las bajas frecuencias del segundo modo.
- vi. Los espectros y la coherencia de la variabilidad del viento observado en las estaciones meteorológicas confirman los hallazgos basados en el modelo NAM de que la oscilación diurna del viento (brisas marinas) se reduce considerablemente en la plataforma oriental de la península. Se observa que los gradientes térmicos horizontales no son lo suficientemente fuertes como para desencadenar esta circulación local en el este, debido

al efecto de enfriamiento de los vientos alisios que son más fuertes sobre la PY más oriental. No obstante, la brisa marina puede ocurrir ocasionalmente en la plataforma oriental en una circulación de brisa marina que abarca toda la costa de la PY (vista en las altas frecuencias del segundo modo de abril a septiembre).

- vii. Existe cierta variabilidad interanual en los patrones climáticos. Por ejemplo, durante los eventos de El Niño en las temporadas de octubre-marzo (i.e. 2009-2010, 2015-2016), los cambios bruscos de fase y la amplificación del primer modo comienza antes, a mediados de otoño, relacionados con una mayor frecuencia e intensidad de los frentes fríos. En los eventos de El Niño de las temporadas de abril-septiembre (i.e. 2009, 2015) se observa una actividad reducida de los sistemas tropicales y una amplificación de las brisas marinas, posiblemente en respuesta al menor forzamiento sinóptico.

- viii. La variabilidad del viento juega un papel importante en los patrones de dispersión de los PCDD/F emitidos localmente. Los experimentos numéricos con el modelo HYSPLIT-SV sugieren que la Reserva de Ría Celestún localizada en la costa occidental, es susceptible de recibir una mayor contribución del centro urbano más importante de la región (Mérida) cuando la amplitud de las brisas marinas y la influencia de los vientos alisios se reduce hacia el final de la temporada abril-septiembre, ya que esto conduce a que la pluma tenga una dirección más continua hacia el receptor y se propague a una menor velocidad. Sin embargo, la influencia adicional de posibles fuentes regionales vía el transporte a largo alcance parece ser razonable para los congéneres más persistentes (OCDD).

7 BIBLIOGRAFÍA

1. Allwine, KJ & Whiteman, CD. (1994). Single-station integral measures of atmospheric stagnation, recirculation and ventilation. *Atmospheric Environment*, 28(4), 713-721.
2. Altarawneh M, Dlugogorski BZ, Kennedy EM & Mackie JC. (2009). Mechanisms for formation, chlorination, dechlorination and destruction of polychlorinated dibenzo-p-dioxins and dibenzofurans (PCDD/F). *Progress in Energy and Combustion Science* 35(3), 245-274.
3. AMS. [American Meteorological Society]. (2012a). Synoptic - Glossary of Meteorology. Disponible en: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Synoptic> (último acceso: 17 junio de 2019).
4. AMS. [American Meteorological Society]. (2012b). Local winds - Glossary of Meteorology. Disponible en: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Local_winds (último acceso: 17 junio de 2019).
5. AMS. [American Meteorological Society]. (2012c). Easterly wave - Glossary of Meteorology. Disponible en: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Easterly_wave (último acceso: 10 junio de 2020).
6. AMS. [American Meteorological Society]. (2012d). Tropical cyclone - Glossary of Meteorology. Disponible en: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Tropical_cyclone (último acceso: 10 junio de 2020).
7. AMS. [American Meteorological Society]. (2012e). Dispersión - Glossary of Meteorology. Disponible en: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Dispersion> (último acceso: 25 junio de 2019).
8. AMS. [American Meteorological Society]. (2012f). Advection - Glossary of Meteorology. Disponible en: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Advection> (último acceso: 3 mayo de 2020).
9. Anthes R. (Ed.). (2016). *Tropical cyclones: their evolution, structure and effects* (Vol. 19). Springer.
10. Apple CR. (2015). *Climatology of the NAO and North Atlantic hurricanes from 1950 to 2008: an analysis of physical and spatial comparisons*. University of Delaware. M.S. Thesis.

11. Arritt RW. (1993). Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. *Journal of Applied Meteorology*, 32(1), 116-125.
12. Atkins NT & Wakimoto RM. (1997). Influence of the synoptic-scale flow on sea breezes observed during CaPE. *Monthly weather review*, 125(9), 2112-2130.
13. Atkinson BW. (1981). *Meso scale atmospheric circulations*. London: Academic Press.
14. Atkinson R. (1991). Atmospheric lifetimes of dibenzo-p-dioxins and dibenzofurans. *Science of the total environment*, 104(1-2), 17-33.
15. Atkinson R. (1996). Atmospheric Chemistry of PCBs, PCDDs and PCDFs. En: *Chlorinated Organic Micropollutants*. Hester, R.E. and Harrison, R.M. (eds). *Issues in Environmental Science and Technology*, Number 6, Royal Society of Chemistry, Cambridge, UK, pp 53-72.
16. Austin J, Brimblecombe P & Sturges W. (2002). *Air Pollution Science for the 21st Century*. School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, UK.
17. Barry RG. (1970). A framework for climatological research with particular reference to scale concepts. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 61-70.
18. Barry RG & Carleton AM. (2001). *Synoptic and dynamic climatology* (Vol. 620). London: Routledge.
19. Bell SS, Chand SS & Turville C. (2020). Projected changes in ENSO-driven regional tropical cyclone tracks. *Climate Dynamics*, 54(3), 2533-2559.
20. Berlyand ME. (1991). *Prediction and regulation of air pollution*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, 14. Springer Science and Business Media, 312 pp.
21. Bidleman TF. (1988). Atmospheric processes - Wet and dry deposition of organic compounds are controlled by their vapor-particle partitioning. *Environ. Sci. Technol.*, 22 (4), pp 361-367
22. Blanchard DO & López RE. (1985). Spatial patterns of convection in south Florida. *Monthly Weather Review* 113(8), 1282-1299.
23. Bonell, M & Bruijnzeel LA. (Eds.). (2004). *Forests, water and people in the humid tropics: past, present and future hydrological research for integrated land and water management*. Cambridge University Press.

24. Bornstein RD & Thompson WT. (1981). Effects of frictionally retarded sea breeze and synoptic frontal passages on sulfur dioxide concentrations in New York City. *Journal of Applied Meteorology* 20(8), 843-858.
25. Brzuzy LP & Hites RA. (1996). Global Mass Balance for Polychlorinated Dibenzo-p-dioxins and Dibenzofurans. *Environmental Science & Technology*, 30(6), 1797-1804.
26. Cai W, Santoso A, Wang G, Yeh SW, An SI, Cobb KM, Collis M, Guilyardi E, Jin FF, Kug JS, Lengaigne M, McPhaden MJ, Takahashi K, Timmermann A, Vecchi G, Watanabe M & Wu L. (2015). ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 5(9), 849.
27. Carlson TN & Lee JD. (1978). *Independent Study by Correspondence: Meteorology 420: Tropical Meteorology*. Pennsylvania State University.
28. Case JL, Wheeler MM, Manobianco J, Weems JW & Roeder WP. (2005). A 7-yr climatological study of land breezes over the Florida spaceport. *Journal of applied meteorology*, 44(3), 340-356.
29. CCA. [Comisión para la Cooperación Ambiental de América del Norte]. (2013). Evaluación de la comparabilidad de datos sobre DDPC, DFPC y BPC coplanares en la atmósfera obtenidos por las redes de monitoreo atmosférico de América del Norte. Montreal, Canadá, 253 pp. Disponible en: <http://www3.cec.org/islandora/es/item/11537-assessing-comparability-atmospheric-pcdd-pcdf-and-coplanar-pcb-data-from-north> (último acceso: abril 23, 2020)
30. Cetola JD. (1997). A climatology of the sea breeze at Cape Canaveral, Florida (No. AFIT-97-107). AIR FORCE INST OF TECH WRIGHT-PATTERSON AFB OH. M.S. Thesis.
31. Chang YL & Oey LY. (2013). Loop Current growth and eddy shedding using models and observations: Numerical process experiments and satellite altimetry data. *Journal of Physical Oceanography* 43(3), 669-689.
32. Chen TC, Tsay JD & Takle ES. (2015). Interannual Variation of the Summer Rainfall in the Taipei Basin Caused by the Impact of ENSO on the Land-Sea Breeze Activity. *EGUGA*, 8339.
33. Cheremisinoff NP. (2002). *Handbook of Air Pollution Prevention Control*. Elsevier Science. USA. ISBN 0-7506-7499-7.

34. Choi MP, Ho SK, So BK, Cai Z, Lau AK, & Wong MH. (2008). PCDD/F and dioxin-like PCB in Hong Kong air in relation to their regional transport in the Pearl River Delta region. *Chemosphere*, 71(2), 211-218.
35. Chung-ru H, Zhe-wen Z, Chun-yi L, Nan-jung K & Chih-chung T. (2008). Wind field variations in the tropical Pacific Ocean from satellite scatterometer data. *Geographic Information Sciences* 14(2), 120-123.
36. CONANP. [Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas]. (2000). Programa de Manejo de la Reserva de la Biosfera Ría Celestún. Estado de Yucatán, México. 191 p.
37. Cohen M, Draxler R, Artz R, Commoner B, Bartlett P, Cooney P, Couchot K, Dickar A, Eisl H, Hill C, Quigley J, Rosenthal J, Niemi D, Ratté D, Deslauriers E, Laurin R, Mathewson L & McDonald J. (2002). Modeling the atmospheric transport and deposition of PCDD/F to the Great Lakes. *Environmental Science and Technology*, 36 (22), pp. 4831 - 4845.
38. Colbert AJ & Soden BJ. (2012). Climatological variations in North Atlantic tropical cyclone tracks. *Journal of Climate* 25(2), 657-673.
39. Commoner B, Bartlett PW, Eisl H & Couchot K. (2000). Long-range Air Transport of Dioxin from North American Sources to Ecologically Vulnerable Receptors in Nunavut, Arctic Canada. Center for the Biology of Natural Systems (CBNS) Queens College, CUNY.
40. CONAGUA. [Comisión Nacional del Agua]. (2018). Atlas del agua en México 2018. Disponible en: https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2019/04/AAM_2018.pdf (último acceso: abril 12, 2020).
41. Czuczwa JM & Hites RA. (1984). Environmental Fate of Combustion-Generated Polychlorinated Dioxins and Furans. *Environ. Sci. Technol.*, 18 (6), pp 444-450.
42. Dachs, J., Lohmann, R., Ockenden, W. A., Méjanelle, L., Eisenreich, S. J., & Jones, K. C. (2002). Oceanic biogeochemical controls on global dynamics of persistent organic pollutants. *Environmental science & technology*, 36(20), 4229-4237.
43. Davis RE, Hayden BP, Gay DA, Phillips WL & Jones G V. (1997). The North Atlantic subtropical anticyclone. *Journal of Climate* 10(4), 728-744.

44. Delgado-González, O. E., Ocampo-Torres, F., & Larios-Castillo, S. I. (1994). Las brisas durante algunos meses de primavera y verano en el noroeste del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 20(3), 421-440.
45. DiMego GJ, Bosart LF & Endersen GW. (1976). An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Monthly Weather Review* 104(6), 709-718.
46. Draxler RR & Hess GD. (1997). Description of the HYSPLIT_4 Modelling System, NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224. Air Resources Laboratory. Silver Spring, MD.
47. Draxler RR & Hess GD. (1998). An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories. *Australian meteorological magazine*, 47(4), 295-308.
48. Enfield DB & Mayer DA (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C1), 929-945.
49. Enriquez C, Mariño-Tapia IJ & Herrera-Silveir JA. (2010). Dispersion in the Yucatan coastal zone: Implications for red tide events. *Continental Shelf Research*, 30(2), 127-137.
50. Estoque MA. (1962). The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 19(3), 244-250.
51. Fiedler F & Panofsky HA. (1970). Atmospheric scales and spectral gaps. *Bulletin of the American Meteorological Society* 51(12), 1114-1120.
52. Fiedler H. (2003). Dioxins and Furans (PCDD/PCDF). En: Fiedler, H. *Persistent Organic Pollutants Series: The Handbook of Environmental Chemistry, Part 3 / 30*. Springer Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-540-43728-4.
53. Fiedler H. (2007). National PCDD/PCDF release inventories under the Stockholm Convention on Persistent Organic Pollutants. *Chemosphere* 67, S96-S108.
54. Fiedler H, Solorzano Ochoa G, Yu G, Zhang T, Marklund S & Lundin, L. (2010). *Hazardous Chemicals from Open Burning of Waste in Developing Countries-Final Report*. United Nations Environment Programme, Division of Technology, Industry and Economics, Chemicals Branch.
55. Figueroa-Espinoza B, Salles P & Zavala-Hidalgo J. (2014). On the wind power potential in the northwest of the Yucatán Peninsula in Mexico. *Atmósfera* 27(1), 77-89.

56. Fontán, A, Esnaola G, Sáenz J & González, M. (2013). Variability in the air-sea interaction patterns and timescales within the south-eastern Bay of Biscay, as observed by HF radar data. *Ocean Science*, 9(2), 399.
57. Frank, W. M. (1977). The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Monthly Weather Review*, 105(9), 1119-1135.
58. Gille ST, Llewellyn-Smith SG & Lee SM. (2003). Measuring the sea breeze from QuikSCAT scatterometry. *Geophysical Research Letters* 30(3), 14-1:14-4.
59. Gille ST, Llewellyn Smith SG & Statom NM. (2005). Global observations of the land breeze. *Geophysical Research Letters*, 32(5).
60. Gusev A & MacLeod M. (2013). Global and regional modelling of POPs. In: *Hemispheric Transport of Air Pollution 2010: Persistent Organic Pollutants*. UN.
61. Hageman KJ, Bogdal C & Scheringer M. (2015). Long-range and regional atmospheric transport of POPs and implications for global cycling. In *Comprehensive Analytical Chemistry* (Vol. 67, pp. 363-387). Elsevier.
62. Hassanin A, Lee RGM, Steinnes E & Jones KC. (2005). PCDD/F in Norwegian and U.K. Soils: Implications for Sources and Environmental Cycling. *Environ. Sci. Technol.*, 39 (13), 4784-4792.
63. Hastenrath S. (2012). *Climate dynamics of the tropics* (Vol. 8). Springer Science & Business Media.
64. Helmis CG, Papadopoulos KH, Kalogiros JA, Soilemes AT & Asimakopoulos DN. (1995). Influence of background flow on evolution of Saronic Gulf sea breeze. *Atmospheric Environment*, 29(24), 3689-3701.
65. Henry WK. (1979). Some aspects of the fate of cold fronts in the Gulf of Mexico. *Monthly Weather Review* 107(8), 1078-1082.
66. Hirsch ME, DeGaetano AT & Colucci SJ. (2001). An East Coast winter storm climatology. *Journal of Climate* 14(5), 882-899.
67. Hites RA. (1990). Environmental Behavior of Chlorinated Dioxins and Furans. *Accounts of Chemical Research* 23(6), 194-201.
68. Hordon RM & Binkley M. (2005). Azores (Bermuda) High. En: Oliver J.E. (eds) *Encyclopedia of World Climatology*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht.

69. Hsu SA. (2013). Coastal meteorology. Elsevier.
70. Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G & Visbeck M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 134, 1-36.
71. INE – UABJ. [Instituto Nacional de Ecología - Universidad Autónoma de Baja California]. (2007). Evaluación y definición de sitios potenciales que conformarán la red mexicana de monitoreo de niveles de fondo de dioxinas y furanos en aire.
72. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2001). Conjunto de datos vectoriales de la Carta batimétrica internacional del Mar Caribe y Golfo de México (IBCCA) Hoja 1-06: escala 1:1,000,000. Disponible en: <http://www.beta.inegi.org.mx/app/mapas/?t=0150003000000000andtg=3614> (último acceso Julio 20, 2018).
73. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2002a). Estudio Hidrológico del Estado de Yucatán, México.
74. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2002b). Estudio Hidrológico del Estado de Quintana Roo, México.
75. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2013). Datos de relieve. Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0. Disponible en: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/descarga.aspx> (último acceso Julio 20, 2018).
76. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2017a). Anuario estadístico y geográfico de Yucatán 2017
77. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2017b). Anuario estadístico y geográfico de Campeche 2017.
78. INEGI. [Instituto Nacional de Estadística y Geografía]. (2017c). Anuario estadístico y geográfico de Quintana Roo 2017.
79. IPCC. [Intergovernmental Panel on Climate Change]. (2013). Annex III: Glossary [Planton, S. (ed.)]. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

80. IPCC. [Intergovernmental Panel on Climate Change]. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
81. Jacobson MZ. (2005). Fundamentals of atmospheric modeling. Cambridge university press.
82. Janjic Z, Black T, Pyle M, Rogers E, Chuang HY & DiMego G. (2005). High-resolution applications of the WRF NMM. In Preprints, 21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction. American Meteorological
83. Jury MR, Chiao S & Harmsen EW. (2009). Mesoscale structure of trade wind convection over Puerto Rico: composite observations and numerical simulation. *Boundary-layer meteorology*, 132(2), 289-313.
84. Kai K. (1987). Spectrum Climatology of the Surface Winds in Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 65(5), 751-765.
85. Kantha LH & Clayson CA. (2000). Small scale processes in geophysical fluid flows. Elsevier.
86. Kaupp H & McLachlan MS. (1998). Atmospheric particle size distributions of polychlorinated dibenzo-p-dioxins and dibenzofurans (PCDD/F) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) and their implications for wet and dry deposition. *Atmospheric Environment*, 33(1), 85-95.
87. Keyser D. (1986). Atmospheric fronts: An observational perspective. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting* (pp. 216-258). American Meteorological Society, Boston, MA.
88. Kimball SK & Mulekar MS. (2004). A 15-year climatology of North Atlantic tropical cyclones. Part I: Size parameters. *Journal of Climate* 17(18), 3555-3575
89. Klotzbach PJ. (2011). The influence of El Niño–Southern Oscillation and the Atlantic multidecadal oscillation on Caribbean tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 24(3), 721-731.
90. Kossin JP, Camargo SJ, & Sitkowski M. (2010). Climate modulation of North Atlantic hurricane tracks. *Journal of Climate*, 23(11), 3057-3076.

91. Kulkarni PS, Crespo JG & Afonso CAM. (2008). Dioxins sources and current remediation technologies - A review. *Environment International*, Volume 34, Issue 1, Pages 139-153.
92. Lagerloef GSE & Bernstein RL. (1988). Empirical orthogonal function analysis of advanced very high-resolution radiometer surface temperature patterns in Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 93, 6863-6873.
93. Lalas DP, Asimakopoulos DN, Deligiorgi DG & Helmis CG. (1983). Sea-breeze circulation and photochemical pollution in Athens, Greece. *Atmospheric Environment* (1967) 17, 1621-1632.
94. Langenbach T. (2013). Persistence and bioaccumulation of persistent organic pollutants (POPs). *Applied bioremediation active and passive approaches*, 305.
95. Lecha L, Paz L & Lapinel B. (1994). *El clima de Cuba*. Editorial Academia, La Habana, 186.
96. Lee X. (2018). *Fundamentals of Boundary-Layer Meteorology*. Springer International Publishing.
97. Legler DM. (1983). Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. *Bulletin of the American Meteorological Society* 64(3), 234-241.
98. Levy I, Dayan U & Mahrer Y. (2008a). Studying coastal recirculation with a simplified analytical land-sea breeze model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D3).
99. Levy I, Dayan U & Mahrer Y. (2008b). A five year study of coastal recirculation and its effect on air pollutants over the East Mediterranean region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D16).
100. Lohmann R, Jurado E, Dachs J, Lohmann U & Jones KC. (2006). Quantifying the importance of the atmospheric sink for polychlorinated dioxins and furans relative to other global loss processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D21).
101. Ludwig FL, Horel J & Whiteman CD. (2004). Using EOF analysis to identify important surface wind patterns in mountain valleys. *Journal of Applied Meteorology* 43(7), 969-983.
102. Lutgens FK & Tarbuck EJ. (2013). *The atmosphere: An introduction to meteorology*. Pearson Education, New Jersey, 528 pp.

103. Lyons TJ. (1975). Mesoscale wind spectra. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(430), 901-910.
104. Magaña V & Ambrizzi T. (2005). Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera*, 18(4), 211-235.
105. Maíz-Larralde P & Morales-Silva S. (2012). Inventario de Liberaciones de Dioxinas y Furanos - México 2004 (Revisión 2012). Contrato 2012-1096. (No publicado).
106. Mak MK & Walsh JE. (1976). On the relative intensities of sea and land breezes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(2), 242-251.
107. Malmgren BA, Winter A & Chen D. (1998). El Niño–southern oscillation and North Atlantic oscillation control of climate in Puerto Rico. *Journal of Climate*, 11(10), 2713-2717.
108. Márquez C, Cario C, Caetano C, Galindo I, Cervantes J, Reyes E, Wöhrnschimmel H, Blanco S & Cardenas B. (2007). Evaluación del transporte de contaminantes atmosféricos persistentes a escala local y sinóptico en el diseño de la red mexicana de monitoreo de dioxinas y furanos. En "Memorias del XVI Congreso Mexicano de Meteorología, Edición internacional", Organización Mexicana de Meteorólogos, AC., Veracruz, México. pp. 1-8.
109. Masselink G. (1998). The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Geology* 146(1-4), 115-135.
110. Mayor YG & Mesquita MD. (2015). Numerical simulations of the 1 May 2012 deep convection event over Cuba: sensitivity to cumulus and microphysical schemes in a high-resolution model. *Advances in Meteorology*, 2015.
111. McLachlan MS & Sellstrom U. (2009). Precipitation scavenging of particle-bound contaminants - A case study of PCDD/Fs. *Atmospheric Environment* 43, 6084 - 6090.
112. McPhaden MJ, Zebiak SE & Glantz MH. (2006). ENSO as an integrating concept in earth science. *science*, 314(5806), 1740-1745.
113. Medellín G, Torres-Freyermuth, A, Tomasicchio GR, Francone A, Tereszkievicz PA, Lusito L, Palemón-Arcos L & López J. (2018) Field and Numerical Study of Resistance and Resilience on a Sea Breeze Dominated Beach in Yucatan (Mexico). *Water*, 10(12), 1806.
114. Melo-González NM, Muller-Karger FE, Estrada SC, De los Reyes RP, del Río IV, Pérez PC & Arenal IM. (2000). Near-surface phytoplankton distribution in the western Intra-

- Americas Sea: The influence of El Niño and weather events. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 105(C6), 14029-14043.
115. Meng F, Zhang B, Gbor P, Wen D, Yang F, Shi C, Aronson J & Sloan J. (2007). Models for gas/particle partitioning, transformation and air/water surface exchange of PCBs and PCDD/Fs in CMAQ. *Atmospheric Environment* 41, 9111-9127.
 116. Merceret FJ. (2007). *Spatial Correlation and Coherence of Boundary Layer Winds Near Cape Canaveral Florida*. NASA Kennedy Space Center; Cocoa Beach, FL, United States. Disponible en: <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20130012698.pdf> (último acceso: junio 10, 2020)
 117. Merritt ES. (1964). Easterly waves and perturbations, a reappraisal. *Journal of Applied Meteorology*, 3(4), 367-382.
 118. Miller ST. (2003). *The central New England sea breeze study*. PhD Thesis.
 119. Miller ST & Keim BD. (2003). Synoptic-scale controls on the sea breeze of the central New England coast. *Weather and forecasting*, 18(2), 236-248.
 120. Miller STK, Keim BD, Talbot RW & Mao H. (2003). Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Reviews of Geophysics* 41(3), 1-1:1-31.
 121. Misra V, Moeller L, Stefanova L, Chan S, O'Brien JJ, Smith TJ & Plant N. (2011). The influence of the Atlantic Warm Pool on the Florida panhandle sea breeze. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D21).
 122. Molina M. (2011). *World atlas of atmospheric pollution*. Anthem Press.
 123. Muñoz-Arnanz, J, Roscales JL, Vicente A, Ros M, Barrios L, Morales L, Abad E & Jiménez B. (2018). Assessment of POPs in air from Spain using passive sampling from 2008 to 2015. Part II: Spatial and temporal observations of PCDD/Fs and dl-PCBs. *Science of The Total Environment*, 634, 1669-1679.
 124. NCRUS. [National Research Council]. (2010). *Global sources of local pollution: An assessment of long-range transport of key air pollutants to and from the United States*. National Academies Press.
 125. Nix RK. (2013). *The Gulf of California. A physical, geological and biological study*. University of Texas, Dallas.
 126. N-Krishnamurti T, Stefanova L & Misra V. (2013). *Tropical Meteorology: An Introduction*. Springer.

127. NOAA-ARL. [US National Oceanic and Atmospheric Administration's Air Resources Laboratory]. (2020). 7.7 Particle Distributions Using Puffs. Concentration Calculation Using Puffs. HYSPLIT Basic Tutorial Contents. Disponible en: ready.arl.noaa.gov/documents/Tutorial/html/conc_puff.html (último acceso: mayo 27, 2020).
128. North GR, Bell TL, Cahalan RF & Moeng FJ. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review* 110(7), 699-706.
129. Oort AH & Taylor A. (1969). On the kinetic energy spectrum near the ground. *Monthly Weather Review*, 97(9), 623-636.
130. Paden CA, Abbott MR & Winant CD. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California: 1. Sea surface temperature variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96(C10), 18337-18359.
131. Pandžić K & Likso T. (2005). Eastern Adriatic typical wind field patterns and large-scale atmospheric conditions. *International Journal of Climatology* 25(1), 81-98.
132. Pasch RJ. (2015). 2014 Atlantic hurricane season. National Hurricane Center Annual Summary. Disponible en: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/summary_atlc_2014.pdf (último acceso: junio 2, 2018).
133. Passarelli Jr RE & Braham Jr RR. (1981). The role of the winter land breeze in the formation of Great Lake snow storms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 62(4), 482-491.
134. Pérez RA, Ortiz RJC, Bejarano ALF, Otero DL, Restrepo LJC & Franco HA. (2018). Sea breeze in the Colombian Caribbean coast. *Atmósfera* 31(4), 389-406.
135. Pérez-Santos I, Schneider W, Sobarzo M, Montoya-Sánchez R, Valle-Levinson A & Garcés-Vargas J. (2010). Surface wind variability and its implications for the Yucatán basin-Caribbean Sea dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115(C10).
136. Piolle JF & Bentamy A. (2002). QuikSCAT scatterometer mean wind field products user manual. L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer/Centre ERS d'Archivage et de Traitement. Disponible en: http://apdrc.soest.hawaii.edu/doc/qscat_mwf.pdf (último acceso: diciembre 10, 2018).

137. PNUMA. [Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente]. (1999). Inventarios de dioxinas y furanos; emisiones nacionales y regionales de PCDD/PCDF. Châtelaine, Suiza. pp. 3 - 5.
138. PNUMA. [Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente]. (2005). Instrumental normalizado para la identificación y cuantificación de liberaciones de dioxinas y furanos. Châtelaine, Suiza.
139. Poljak G, Prtenjak MT, Kvakić M, Strelec Mahović N, & Babić K. (2014). Wind patterns associated with the development of daytime thunderstorms over Istria. In *Annales Geophysicae*, 32(4), 401-420.
140. Preisendorfer RW & Mobley CD (1988). Principal component analysis in meteorology and oceanography. *Developments in atmospheric science*, 17.
141. Prtenjak MT & Grisogono B. (2007). Sea/land breeze climatological characteristics along the northern Croatian Adriatic coast. *Theoretical and Applied Climatology*, 90(3-4), 201-215.
142. Qian JH, Robertson AW & Moron V. (2010). Interactions among ENSO, the monsoon, and diurnal cycle in rainfall variability over Java, Indonesia. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(11), 3509-3524.
143. Qian JH, Robertson AW & Moron V. (2013). Diurnal cycle in different weather regimes and rainfall variability over Borneo associated with ENSO. *Journal of Climate*, 26(5), 1772-1790.
144. Ramírez MY, García AG & Barrera J. (2003). El Convenio de Estocolmo sobre contaminantes orgánicos persistentes y sus implicaciones para México. *Gaceta Ecológica*, (69), 7-28.
145. Rauniyar SP & Walsh KJ. (2012). Characteristics of the Diurnal Cycle of Rainfall over the Maritime Continent under the Influence of ENSO. *AGUFM*, 2012, A53J-0283.
146. Reding PJ. (1992). The Central American cold surge: An observational analysis of the deep southward penetration of North American cold fronts. TEXAS A AND M UNIV COLLEGE STATION. M.S. Thesis.
147. Reed JW. (1979). Cape Canaveral sea breezes. *Journal of Applied Meteorology*, 18(2), 231-235.

148. Reyes-Mendoza RO, Mariño-Tapia I, Herrera-Silveira J, Ruiz-Martínez G, Enriquez C & Largier JL. (2016). The effects of wind on upwelling off Cabo Catoche. *Journal of Coastal Research* 32(3), 638-650.
149. Riehl H. (1954). *Tropical meteorology* (No. 551.50913 R555). McGraw-Hill.
150. Rolph G, Stein A & Stunder B. (2017). Real-time environmental applications and display system: READY. *Environmental Modelling and Software* 95, 210-228.
151. Romero-Centeno R, Zavala-Hidalgo J, Gallegos A & O'Brien JJ. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate* 16(15), 2628-2639.
152. Russell A. (2000). NARSTO critical review of photochemical models and modeling. *Atmospheric Environment*, 34(12-14), 2283-2324.
153. Sahsamanoglou HS. (1990). A contribution to the study of action centres in the North Atlantic. *International Journal of Climatology*, 10(3), 247-261.
154. Salas de León DA, Monreal Gómez MA & Ramírez JA. (1992). Periodos característicos en las oscilaciones de parámetros meteorológicos en Cayo Arcas, México. *Atmósfera* 5(44), 193-205.
155. Salas S, Mexicano-Cíntora G & Cabrera MA. (2006). ¿Hacia dónde van las pesquerías en Yucatán? Tendencias, Retos y Perspectivas. Cinvestav, Ciudad de México, D.F. 97.
156. Saltsman B. (1957). Equations governing the energetics of the larger scales of atmospheric turbulence in the domain of wave number. *Journal of Meteorology*, 14(6), 513-523.
157. SCE. [Secretaría del Convenio de Estocolmo - Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente]. (2011). *Convenio de Estocolmo 10 Aniversario*. Ginebra, Suiza.
158. Schaum J, Cohen M, Perry S, Artz R, Draxler R, Frithsen JB, Heist D, Lorber M & Phillips L. (2010). Screening Level Assessment of Risks Due to Dioxin Emissions from Burning Oil from the BP Deepwater Horizon Gulf of Mexico Spill. *Environ. Sci. Technol.* 44(24), 9383-9389.
159. Schultz DM. (2005). A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Monthly Weather Review* 133(8), 2449-2472.
160. Scovil DH. (1989). An analysis of diurnal wind variability in the Santa Barbara Channel from SODAR measurements. *NAVAL POSTGRADUATE SCHOOL MONTEREY CA. M.S. Thesis.*

161. Serra YL, Kiladis GN & Hodges KI. (2010). Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea. *Journal of Climate* 23(18), 4823-4840.
162. Servain J, Wainer I, McCreary Jr JP & Dessier A. (1999). Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 26(4), 485-488.
163. Shaman J, Esbensen SK & Maloney ED. (2009). The Dynamics of the ENSO-Atlantic Hurricane Teleconnection: ENSO-Related Changes to the North African-Asian Jet Affect Atlantic Basin Tropical Cyclogenesis. *Journal of Climate*, 22(9), 2458-2482.
164. Shatalov V, Johansson JH, Wiberg K & Cousins IT. (2012). Tracing the origin of dioxins in Baltic air using an atmospheric modeling approach. *Atmospheric Pollution Research* 3, 408-416.
165. Shoeib M & Harner T. (2002). Characterization and comparison of three passive air samplers for persistent organic pollutants. *Environmental science & technology*, 36(19), 4142-4151.
166. Simpson JE. (1994). *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, New York, 252 pp.
167. Simpson RH, Frank N, Shideler D & Johnson HM. (1968). Atlantic tropical disturbances. *Monthly Weather Review*, 96(4), 251-259.
168. Soler-Bientz R, Watson S & Infield D. (2010). Wind characteristics on the Yucatán Peninsula based on short term data from meteorological stations. *Energy Conversion and Management* 51, 754-764.
169. Soler-Bientz R, Watson S, Infield D & Ricalde-Cab L. (2011). Preliminary study of the offshore wind and temperature profiles at the North of the Yucatán Peninsula. *Energy conversion and management*, 52(8-9), 2829-2843.
170. Soulard N, Lin H & Yu B. (2019). The changing relationship between ENSO and its extratropical response patterns. *Scientific reports*, 9(1), 6507.
171. Stein AF, Draxler RR, Rolph GD, Stunder BJ, Cohen MD & Ngan F. (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059-2077.
172. Stull RB. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers.

173. Surkova, G. (2013). Air recirculation and ventilation in the coastal regions of the Black Sea. *Open Geosciences*, 5(2), 196-207.
174. Tartaglione CA, Smith SR & O'Brien JJ. (2003). ENSO impact on hurricane landfall probabilities for the Caribbean. *Journal of Climate*, 16(17), 2925-2931.
175. Taylor-Espinosa N. (2009). Análisis y visualización de la componente diurna de los vientos en el sur del Golfo de México. Universidad Nacional Autónoma de México. B.Sc. Thesis.
176. Taylor MA & Alfaro EJ. (2005) Central America and the Caribbean, Climate of. In: Oliver J.E. (eds) *Encyclopedia of World Climatology*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht
177. Thomson RE & Emery WJ. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. 3rd ed. Elsevier, 728 pp.
178. Tian B, Held IM, Lau NC & Soden BJ. (2005). Diurnal cycle of summertime deep convection over North America: A satellite perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D8).
179. Torres-Freyermuth A, Puleo JA, DiCosmo N, Allende-Arandía ME, Chardón-Maldonado P, López J, Figueroa-Espinoza B, de Alegria-Arzaburu AR, Figlus J, Briggs TMR, de la Roza J & Candela J. (2017). Nearshore circulation on a sea breeze dominated beach during intense wind events. *Continental Shelf Research* 151(1), 40-52.
180. TOXNET. [Toxicology Data Network]. (2004a). Hazardous Substances Data Bank (HSDB): 2,3,7,8-Tetrachlorodibenzo-p-dioxin. U.S. National Library of Medicine. Disponible en: <http://toxnet.nlm.nih.gov/cgi-bin/sis/search2/f?./temp/~Mz5tBR:1> (último acceso: noviembre 17, 2014)
181. TOXNET. [Toxicology Data Network]. (2004b). Hazardous Substances Data Bank (HSDB): octachlorodibenzo-p-dioxin. U.S. National Library of Medicine. Disponible en: <http://toxnet.nlm.nih.gov/cgi-bin/sis/search2/f?./temp/~cy28vU:1> (último acceso: noviembre 17, 2014).
182. Tsonis, A. A. (2001). The impact of nonlinear dynamics in the atmospheric sciences. *International Journal of Bifurcation and Chaos*, 11(04), 881-902.
183. Tum ABC & Van Delden AJ. (1999). The role of sound waves in sea breeze initiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(558), 1997-2018.

184. Turner DB. (1994). Workbook of atmospheric dispersion estimates: an introduction to dispersion modeling. CRC press.
185. Turrent C & Zaitsev O. (2014). Seasonal cycle of the near-surface diurnal wind field over the bay of La Paz, Mexico. *Boundary-layer meteorology* 151(2), 353-371.
186. UNEP. [United Nations Environment Programme]. (2011). Stockholm Convention 10th anniversary. Major achievements in 10 years Secretariat of the Stockholm Convention, Chatelaine, Geneva, Switzerland, report, p. 38. Disponible en: <http://www.pops.int/Implementation/Publications/Other/tabid/3072/Default.aspx> (último acceso: junio 10, 2019).
187. UNEP. [United Nations Environment Programme]. (2018). Stockholm Convention on persistent organic pollutants (POPs). Text and annexes. Revised in 2017. Geneva, Switzerland. p. 78. Disponible en: <http://chm.pops.int/TheConvention/Overview/TextoftheConvention/tabid/2232/Default.aspx> (último acceso: junio 10, 2019).
188. USEPA. [United States Environmental Protection Agency]. (2004). Exposure and Human Health Reassessment of 2,3,7,8-Tetrachlorodibenzo-P-Dioxin (TCDD) and Related Compounds National Academy Sciences (External Review Draft). Washington D.C., EPA/600/P-00/001Cb. Disponible en: <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/part1and2.cfm?ActType=default> (último acceso: junio 20, 2020).
189. USEPA. [United States Environmental Protection Agency]. (2006). An inventory of sources and environmental releases of dioxin-like compounds in the United States for the years 1987, 1995, and 2000. Washington, DC, EPA/600/P-03/002F. Disponible en: <https://cfpub.epa.gov/ncea/risk/recordisplay.cfm?deid=159286> (último acceso: junio 20, 2020).
190. Van den Berg M, Birnbaum LS, Denison M, De Vito M, Farland W, Feeley M, Fiedler H, Hakansson H, Hanberg A, Haws L, Rose M, Safe S, Schrenk D, Tohyama C, Tritscher A, Tuomisto J, Tysklind M, Walker N & Peterson RE. (2006). The 2005 World Health Organization Reevaluation of Human and Mammalian Toxic Equivalency Factors for Dioxins and Dioxin-Like Compounds. *Toxicological Sciences* 93 (2), 223-241.

191. Vázquez-Romaña F. (2013). Evaluación del riesgo en instalaciones costeras y costa afuera por efectos de ciclones tropicales en el Golfo de México. Ciencias del Agua: Hidrometeorología y Meteorología Operativa. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. M.S. Thesis
192. Vecchi GA, Zhao M, Wang H, Villarini G, Rosati A, Kumar A, Held IM & Gudgel R. (2011). Statistical-dynamical predictions of seasonal North Atlantic hurricane activity. *Monthly Weather Review* 139(4), 1070-1082.
193. Vinnichenko NK. (1970). The kinetic energy spectrum in the free atmosphere-1 second to 5 years. *Tellus*, 22(2), 158-166.
194. Von Storch H & Zwiers FW. (1999). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press.
195. Walters KR, Korik AG & Vojtesak MJ. (1989). *The Caribbean basin: A climatological study*. Air Force Environmental Technical Applications Center Scott Afb IL.
196. Walters RA. (1982). Low-frequency variations in sea level and currents in south San Francisco Bay. *Journal of Physical Oceanography*, 12(7), 658-668.
197. Wang C. (2004). ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. En: *The Hadley circulation: Present, past and future* (pp. 173-202). Springer, Dordrecht.
198. Wania F & Mackay D, (1996). Tracking the distribution of persistent organic pollutants. *Environ. Sci. Technol.* 30(9), 390-396.
199. Weaver JC. (2006). The impact of synoptic-scale flow on sea breeze front propagation and intensity at Eglin air force base. Naval Postgraduate School Monterey CA Dept of Meteorology. M.S. Thesis.
200. Webster PJ & Holton JR. (1982). Wave propagation through a zonally varying basic flow: the influences of mid-latitude forcing in the equatorial regions. *J. Atmos. Sci*, 39, 722-733.
201. Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on audio and electroacoustics*, 15(2), 70-73.
202. Wellens A. (2009). El modelo gaussiano de dispersión atmosférica. Cuadernillo de divulgación. FI-UNAM, proyecto PAPIME-DGAPA 105407.

203. WHO. [World Health Organization]. (2000). Air Quality Guidelines for Europe. WHO Region Publications, European Series, No. 91. Second edition.
204. Wilks DS. (2006). Statistical methods in the atmospheric sciences (Vol. 91). Academic press.
205. Winston Prakash JJ, Ramchandran R, Nair KN, Gupta KS & Kunhikrishnan PK. (1993). On the spectral behaviour of atmospheric boundary layer parameters at Thumba, India. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 119(509), 187-197.
206. Wong F, Alegria HA, Bidleman TF, Alvarado V, Angeles F, Ávila GA, Bandala ER, de la Cerda HI, Galindo EI, Galindo RG, Gold BG, Macías ZJV, Joaquín Murguía GJ & Elias Ramirez EE. (2009). Passive Air Sampling of Organochlorine Pesticides in Mexico. Environ. Sci. Technol., 43(3), 704-710
207. WSDE. [Washington State Department of Ecology]. (2007). Evaluating the toxicity and assessing the carcinogenic risk of environmental mixtures using toxicity equivalency factors. Disponible en: <https://fortress.wa.gov/ecy/clarc/FocusSheets/TEF.PDF> (último acceso: octubre 12, 2014).
208. Xian Z & Pielke RA. (1991). The effects of width of landmasses on the development of sea breezes. Journal of Applied Meteorology 30(9),1280-1304.
209. Yan H & Anthes RA. (1987). The effect of latitude on the sea breeze. Monthly weather review, 115(5), 936-956.
210. Yanai M. (1968). Evolution of a tropical disturbance in the Caribbean Sea region. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 46(2), 86-109.
211. Yeh SW & Kirtman BP. (2005). Pacific decadal variability and decadal ENSO amplitude modulation. Geophysical research letters, 32(5).
212. Yimin, M., & Lyons, T. J. (2003). Recirculation of coastal urban air pollution under a synoptic scale thermal trough in Perth, Western Australia. Atmospheric Environment, 37(4), 443–454.
213. Zannetti P. (Ed.). (2013). Air pollution modeling: theories, computational methods and available software. Springer Science & Business Media.
214. Zavala-Hidalgo J, Romero-Centeno R, Mateos-Jasso A, Morey SL & Martínez-López B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmósfera* 27(3), 317-334.

215. Zhang B, Meng F, Shi C, Yang F, Wen D, Aronsson J, Gbor PK & Sloan JJ. (2009). Modeling the Atmospheric Transport and Deposition of Polychlorinated Dibenzo-p-dioxins and Dibenzofurans in North America. *Atmospheric Environment* 43.
216. Zhang J, Wang P & Hughes J. (2012). EOF Analysis of Water Level Variations for Microtidal and Mangrove-Covered Frog Creek System, West-Central Florida. *Journal of Coastal Research*, 28(5), 1279-1288.
217. Zhong S & Takle ES. (1993). The effects of large-scale winds on the sea-land-breeze circulations in an area of complex coastal heating. *Journal of Applied Meteorology*, 32(7), 1181-1195.

Apéndice A. Glosario de términos

Aerosol. Conjunto de partículas suspendidas en fase sólida, líquida o mezcla de los anteriores en el aire (Wark *et al.*, 1998).

Contaminantes Orgánicos Persistentes (COP). Son un grupo de sustancias químicas que comparten cuatro características fundamentales (UNEP, 2011; UNEP, 2018):

1. Son persistentes. Es decir: (i) la vida media de la sustancia debe ser mayor a dos meses en agua y mayor a seis meses en suelo o sedimento; o (ii) la sustancia es de cualquier otra forma lo suficientemente persistente para que se tenga en consideración;
2. Se bioacumulan. (i) Evidencia de que la bioconcentración o el factor de bioacumulación en especies acuáticas para la sustancia sea mayor a 5,000 (adimensional) o, en la ausencia de tal información, que el log K_{OW} (coeficiente de partición octanol-agua) sea superior a 5; (ii) evidencia de que la sustancia presenta otras razones de preocupación, tales como elevada bioacumulación en otras especies, elevada toxicidad o ecotoxicidad; o (iii) los datos de monitoreo en la biota indican que el potencial de bioacumulación de la sustancia es suficiente para su consideración.
3. Tienen el potencial de transporte a largo alcance en el medio ambiente. Dicho de otra forma: (i) la sustancia química ha sido detectada en sitios *distantes* de la fuente de emisión y lo anterior puede ser motivo de preocupación; (ii) los datos de monitoreo muestran el transporte a largo alcance de la sustancia (el cual pudo haber ocurrido a través de aire, agua o especies migratorias), y que la sustancia tiene el potencial para transferirse a un medio receptor; o (iii) las propiedades de destino en el medio ambiente y/o resultados de modelos demuestran que la sustancia química tiene el potencial de transporte a largo alcance en el medio ambiente a través del aire, agua o especies migratorias, con el potencial de transferirse a un medio receptor en sitios distantes de las fuentes de liberación. Para una sustancia química que migre significativamente a través del aire su vida media debe ser superior a dos días.
4. Producen efectos adversos: (i) Pruebas de efectos adversos para la salud humana o el medio ambiente que justifiquen que al producto químico se le tenga en consideración; o

(ii) datos de toxicidad o ecotoxicidad que indiquen el potencial de daño a la salud humana o al medio ambiente.

Fuerza de gradiente de presión. Fuerza horizontal que apunta de mayor a menor presión, perpendicular a las isobaras (Miller *et al.*, 2003).

Gas. Átomo o molécula individual, suspendida en el aire en su propio estado de fase. Las moléculas de gas tienen diámetros del orden de 0.0002 – 0.0005 μm (Wark *et al.*, 1998; Jacobson 2005).

Partícula. Consiste en un agregado de átomos y/o moléculas unidas. Los diámetros de las partículas oscilan entre valores mayores a las moléculas de gas ($>0.0005 \mu\text{m}$) hasta los 500 μm (Wark *et al.*, 1998; Jacobson 2005).

Pluma. Una corriente de contaminantes del aire, en su mayoría horizontal (a veces inicialmente vertical), que sopla a favor del viento desde una chimenea (AMS, 2012).

Tiempo de vida media atmosférico. El tiempo que tarda la mitad de la cantidad de contaminante que emana de una fuente en desaparecer en sus diversos sumideros (Vallero, 2014).

Bibliografía apéndice A

1. AMS. [American Meteorological Society]. (2012). Plume - Glossary of Meteorology. Disponible en: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Plume> (último acceso: 22 agosto de 2019).
2. Jacobson MZ. (2005). Fundamentals of atmospheric modeling. Cambridge university press.
3. Miller STK, Keim BD, Talbot RW & Mao H. (2003). Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. Reviews of Geophysics 41(3), 1-1:1-31.
4. UNEP. [United Nations Environment Programme]. (2011). Stockholm Convention 10th anniversary. Major achievements in 10 years Secretariat of the Stockholm Convention, Chatelaine, Geneva, Switzerland, report, p. 38. Disponible en:

<http://www.pops.int/Implementation/Publications/Other/tabid/3072/Default.aspx> (último acceso: junio 10, 2019).

5. UNEP. [United Nations Environment Programme]. (2018). Stockholm Convention on persistent organic pollutants (POPs). Text and annexes. Revised in 2017. Geneva, Switzerland. p. 78. Disponible en: <http://chm.pops.int/TheConvention/Overview/TextoftheConvention/tabid/2232/Default.aspx> (último acceso: junio 10, 2019).
6. Vallero DA. (2014). Fundamentals of air pollution. Academic press.
7. Wark K, Warner CF, & Wayne TD. (1998). Air pollution: its origin and control. Addison-Wesley.

Apéndice B. Ecuaciones que resuelve el modelo de dispersión

La descripción de las ecuaciones que resuelve el modelo de dispersión se realiza con base en el trabajo de Draxler y Hess, (1997), a excepción de la parametrización de la resistencia de la subcapa laminar para estimar la depositación seca (sección B.3.1.2), la cual ha sido modificada en el modelo HYSPLIT-SV (Cohen *et al.*, 2002). Las referencias bibliográficas que se mencionen en el presente apéndice se encuentran disponibles en Draxler y Hess, (1997), y por lo tanto no se incluyen en el presente apéndice.

B.1 Advección

La base de cualquier modelo Lagrangiano es que la dispersión es calculada siguiendo a la partícula o el puff. Esto es, la advección de una partícula es calculada independientemente; si se supone que una partícula se deja llevar por el viento pasivamente, entonces su trayectoria estará representada por la integral en tiempo y espacio del vector de posición.

La advección de una partícula o puff es calculada del promedio de los tres vectores de velocidad, para la posición inicial $P(t)$ y para la posición de la primera aproximación $P'(t+\Delta t)$. Los vectores de velocidad son linealmente interpolados en el espacio y el tiempo. La posición de la primera aproximación es

$$P'(t+\Delta t) = P(t) + V(P,t) \Delta t \quad (\text{B-1})$$

y la posición final es

$$P(t+\Delta t) = P(t) + 0.5 [V(P,t) + V(P',t+\Delta t)] \Delta t \quad (\text{B-2})$$

Las trayectorias terminan si alcanzan el tope del dominio del modelo, pero la advección continúa a lo largo de la superficie si las trayectorias alcanzan el suelo. El tiempo de integración (Δt) puede variar durante la simulación. Es calculado del requerimiento de que la distancia de advección por el tiempo de integración debe ser menor que el espacio de malla. La

velocidad de transporte máxima U_{\max} es determinada de la velocidad de transporte máxima de la partícula o puff durante la hora previa. Los tiempos de integración pueden variar de un minuto a una hora, y son calculados de la relación

$$U_{\max} \text{ (grid-unidades min}^{-1}\text{)} \Delta t \text{ (min)} < 0.75 \text{ (grid-unidades)}. \quad (\text{B-3})$$

B.2 Dispersión

B.2.1 Estabilidad atmosférica

Hay dos opciones para estimar la estabilidad de la capa límite. El método preferido es utilizar los flujos de calor y el momentum proporcionados por el modelo meteorológico, si están disponibles. De lo contrario, la temperatura y los gradientes de viento de cada punto de rejilla son utilizados para estimar la estabilidad. En cualquier situación, la velocidad de fricción y la temperatura se estiman primero y a partir de ellas se calcula la longitud de Obukhov. En el presente estudio se utilizó la primera opción.

En primera instancia, la profundidad de la capa límite (Z_i) es calculada en cada punto de la malla. Esta profundidad se asume que es igual a la altura a la cual la primera temperatura potencial excede el valor de la temperatura del suelo por 2K [$\theta = T (1000/P)^{0.286}$]. El perfil de temperatura es analizado de arriba hacia abajo para determinar la profundidad de la capa límite. El enfoque de arriba a abajo reduce la influencia de las capas superficiales cerca del suelo. En adición, una profundidad mínima de 250 m es asumida todo el tiempo. La altura se eligió para corresponder con la resolución de altura mínima típica de los modelos meteorológicos. Las profundidades nocturnas probablemente se sobreestiman.

Cuando los flujos de superficie están disponibles en el modelo meteorológico, y dependiendo de las variables disponibles en la salida del modelo, la velocidad de fricción se calcula a partir del coeficiente de intercambio escalar (E),

$$u_* = (E u / \rho)^{0.5} \quad (\text{B-4})$$

donde el producto $E u$ es equivalente al estrés ($E = \rho C_D u$ donde C_D es el coeficiente de arrastre), o se calcula directamente a partir de los flujos de momento del vector (F),

$$u_* = (| -F | / \rho)^{0.5} \quad (\text{B-5})$$

Los flujos de momento del vector (N m^{-2}) se convierten en un escalar antes del cálculo de la velocidad de fricción.

La fricción de temperatura es calculada del flujo de calor sensible (H),

$$T_* = -H (\rho C_p u_*)^{-1} \quad (\text{B-6})$$

donde C_p es el calor específico del aire seco ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). La escala de velocidad convectiva es entonces

$$W_* = [g u_* T_* Z_i T^{-1}]^{1/3} \quad (\text{B-7})$$

donde Z_i es la profundidad de la capa límite convectiva. En este punto la longitud de Obukhov (L) es calculada de los valores de fricción para ser consistente con los campos de flujo derivados del modelo, de manera que

$$z/L = Z_2 k g T_* (u_*^2 T_2)^{-1} \quad -2 \leq z/L \leq 10 \quad (\text{B-8})$$

donde Z_2 indica la altura del segundo nivel del modelo, que se supone que es la profundidad de la capa superficial, k es la constante de Von Karman (0.4), y g es la aceleración debido a la fuerza de gravedad (9.8 m s^{-2}). La estabilidad se determina de acuerdo con la relación z/L ; donde valores (>0 , <0) representan condiciones estables o inestables, respectivamente.

B.2.2 Varianzas de la velocidad turbulenta

Tanto la dispersión de partículas como de puffs se formulan en términos de los componentes de la velocidad turbulenta. Estos componentes de velocidad se encuentran en función de las difusividades turbulentas (no incluidas aquí) o de las funciones de estabilidad. El último permite el uso del TKE (energía cinética turbulenta) del modelo meteorológico si está disponible. Las variaciones de velocidad de la capa límite se definen como una función de u^* , W^* y Z_i siguiendo a Kantha y Clayson (2000). Este método no utiliza la difusividad y , por lo tanto, no se requieren suposiciones sobre escalas turbulentas. En la capa límite estable o neutral,

$$w'^2 = 3.0 u_*^2 (1 - z/Z_i)^{3/2} \quad (\text{B-9})$$

$$u'^2 = 4.0 u_*^2 (1 - z/Z_i)^{3/2} \quad (\text{B-10})$$

$$v'^2 = 4.5 u_*^2 (1 - z/Z_i)^{3/2}. \quad (\text{B-11})$$

En la capa superficial estable o neutral,

$$w'^2 = 3.0 u_*^2 \quad (\text{B-12})$$

$$u'^2 = 3.0 u_*^2 \quad (\text{B-13})$$

$$v'^2 = 3.0 u_*^2. \quad (\text{B-14})$$

En capa límite inestable, de nuevo siguiendo a Kantha y Clayson (2000),

$$w'^2 = W_*^2 (z/Z_i)^{2/3} (1 - z/Z_i)^{2/3} (1 + 0.5 R^{2/3}) \quad (\text{B-15})$$

donde R es la proporción del flujo de calor en la inversión respecto al flujo de calor en la superficie; se asume como una constante de 0.2. De Garrat (1992), las varianzas horizontales son simplemente una función constante de la escala de velocidad convectiva

$$u'^2 = v'^2 = 0.36 W_*^2. \quad (\text{B-16})$$

En la capa superficial inestable,

$$w'^2 = 1.74 u_*'^2 (1 - 3 z/L)^{2/3} \quad (\text{B-17})$$

$$u'^2 = v'^2 = 0.36 W_*^2. \quad (\text{B-18})$$

A diferencia del enfoque de difusividad (no incluido aquí), la varianza de la velocidad vertical no se promedia para un solo valor en la capa límite. La turbulencia varía según la altura según las ecuaciones (B-9:B-18). Las varianzas de las velocidades turbulentas no promediadas en la capa límite son mucho más realistas para las simulaciones de dispersión de corto alcance.

Finalmente, la desviación estándar de las velocidades turbulentas se calcula para cada componente direccional

$$\sigma_w = (w'^2 / T_{Li})^{0.5}, \quad (\text{B-19})$$

$$\sigma_u = (u'^2 / T_{Li})^{0.5}, \quad (\text{B-20})$$

donde $T_{Li} = [T_{lw} \text{ o } T_{lu}]$, y donde T_{lw} (vertical) = 100 s, y T_{lu} (horizontal) = 10800 s ($\sim 1/f$) corresponden a los tiempos de escala Lagrangianos, que se asumen constantes por conveniencia.

B.2.3 Dispersión de puffs

La dispersión de puffs es tratada de dos maneras, cuando el puff es más pequeño que el tamaño de malla del modelo meteorológico, y cuando es más grande que este. En este último caso se asume que el modelo meteorológico es capaz de resolver los movimientos de turbulencia en esa escala. Los puffs gaussianos y de "sombrero de copa" se tratan casi de manera idéntica.

Cuando los puffs tienen dimensiones menores que el espaciado de la malla meteorológica, la tasa de crecimiento vertical del puff se asume que es,

$$d\sigma_z^2 / dt = 2 \sigma_w^2 T_L, \quad (\text{B-21})$$

y hay dos opciones para la tasa de crecimiento horizontal,

$$d\sigma_h/dt = \sigma_u, \quad (\text{crecimiento lineal con el tiempo}) \quad (\text{B-22})$$

$$d\sigma_h/dt = \sigma_u (0.5 T_L / t) \quad (\text{crecimiento proporcional a la raíz cuadrada del tiempo}) \quad (\text{B-23})$$

Variaciones adicionales en las tasas de crecimiento se alcanzan a través del proceso de división de puffs, a medida que el puff crece en diferentes regiones de mezclado.

En la dirección vertical, la distribución del puff se asume siempre como un sombrero de copa (top-hat), esto es, un valor constante dentro del puff y cero fuera de este. El borde del puff se asume con un valor en la abscisa de $1.54 \sigma_z$. Las tasas de crecimiento vertical se calculan en la parte superior (t) y en el fondo (b) del puff ($\pm 1.54\sigma$) de tal manera que,

$$\sigma_{zt}^2 (t+\Delta t) = \sigma_z^2(t) + 2 \sigma_{wt}^2(t) T_L \Delta t, \quad \text{y} \quad (\text{B-24})$$

$$\sigma_{zb}^2 (t+\Delta t) = \sigma_z^2(t) + 2 \sigma_{wb}^2(t) T_L \Delta t. \quad (\text{B-25})$$

La desviación estándar vertical final del puff es solo un promedio de las dos,

$$\sigma_z(t+\Delta t) = 0.5 [\sigma_{zt}(t + \Delta t) + \sigma_{zb}(t + \Delta t)] \quad (\text{B-26})$$

En cada tiempo de integración, para los puffs que están cerca de los límites del dominio del modelo, σ_z es truncada para que el puff no pueda crecer debajo de la superficie del suelo ni en el tope del modelo.

La desviación estándar horizontal del puff es evaluada del componente de la velocidad turbulenta en la posición central del puff.

$$\sigma_h(t+\Delta t) = \sigma_h(t) + 2 \sigma_u(t) \Delta t \quad (\text{B-27})$$

Cuando un puff se expande para cubrir varios puntos de la rejilla meteorológica, un puff sombrero de copa se divide horizontalmente en cuatro puffs, cada una con el 25% de la masa, cuando $1.54\sigma_h > L_h$, en las posiciones $P(x \pm 0.5\sigma_h, y \pm 0.5\sigma_h)$, y donde L_h es el tamaño de la rejilla del modelo meteorológico. Un puff gaussiano grande se divide en cinco puffs más pequeños cuando $3.0\sigma_h > L_h$, en las mismas posiciones que el puff sombrero de copa y con puff adicional en la posición central. El puff central obtiene el 60% de la masa, mientras que los 4 puffs externos obtienen el 10% cada uno. Los puffs se dividen verticalmente en "n" componentes cuando $\pm 1.54\sigma_z > 2\Delta Z$, donde ΔZ es el tamaño de la cuadrícula vertical y "n" es el número de capas ΔZ dentro de $\pm 1.54 \sigma_z$. Cada nuevo puff tiene una posición, $P_n(z)$, en la altura central de las capas "n", cada una de profundidad $\pm 1.54 \sigma_z / n$.

La división de puffs puede superar rápidamente el espacio de dimensión de la matriz. Hay tres mecanismos para eliminar los puffs excesivos. (1) Cada hora, los puffs se clasifican espacialmente de modo que los puffs cercanos entre sí estén en ubicaciones de matriz contiguas. Los puffs cuyos centros están dentro de $1.0 \sigma_h$ y $0.5 \sigma_z$, y sus σ_h están dentro de 0.1 el uno del otro, se fusionan. Los coeficientes de dispersión del nuevo puff son una suma ponderada en masa de los puffs individuales contribuyentes. (2) Cada seis horas, todas las bocanadas se ordenan por masa, y los puffs cuya masa acumulada es inferior al 10% de la masa total se ordenan nuevamente por posición y se fusionan con criterios menos restrictivos; es decir, los centros están dentro de $1.75 \sigma_h$ y $2.0 \sigma_z$, y σ_h dentro de 0.20. (3) Además, se pueden establecer límites en cuanto a la edad máxima de un contaminante y la masa mínima que se permite retener a cualquier puff. Estos límites pueden modificarse de acuerdo con el problema en consideración.

B.2.4 Cálculo de las concentraciones atmosféricas

Para cada puff, las concentraciones se suman en cada paso de tiempo a todos los puntos de cuadrícula que caen dentro de la extensión del puff definida para distribuciones de sombrero de copa ($\pm 1.54 \sigma_i$), donde i indica z o h , o distribuciones gaussianas ($\pm 3.0 \sigma_h$). Las distribuciones verticales siempre se definen como sombrero de copa, mientras que las distribuciones horizontales pueden ser cualquiera de los dos. La contribución de la concentración incremental por cada puff de masa m a un punto de la cuadrícula se calcula de la siguiente manera para un puff de sombrero de copa,

$$\Delta c = m (\pi r^2 \Delta z)^{-1}, \quad (\text{B-28})$$

donde la extensión vertical $\Delta z = 3.08 \sigma_z$, y el radio horizontal $r = 1.54 \sigma_h$. Todos los nodos de cuadrícula dentro de la extensión del puff reciben el mismo Δc . La contribución de concentración incremental para un puff gaussiano es,

$$\Delta c = m (2 \pi \sigma_h^2 \Delta z)^{-1} \exp(-0.5 x^2/\sigma_h^2), \quad (\text{B-29})$$

donde x es la distancia desde el centro del puff al nodo de la cuadrícula, y los otros términos son como se definieron anteriormente.

Las concentraciones incrementales se agregan a cada nodo de la cuadrícula en cada paso de tiempo de advección para todos los puffs que pasan por ese punto. La concentración promedio final es la suma incremental dividida por el número de pasos de tiempo en el período promedio de concentración (intervalo de muestreo). Para evitar la situación en la que los puffs pueden omitir un punto de la cuadrícula debido a pasos de tiempo de advección “grandes”, el paso de tiempo calculado en la ecuación (B-3) utiliza el espaciado de la rejilla de concentración (concentration grid) en lugar del espaciado de la rejilla meteorológica, cuando el modelo se usa para calcular las concentraciones de aire (transporte y dispersión) en lugar de solo las trayectorias (transporte).

B.3 Depositación atmosférica

Para simplicidad computacional, la depositación total para los procesos de remoción seca y húmeda es expresada en términos de constantes de tiempo. Las constantes de tiempo pueden ser sumadas y por lo tanto la depositación total sobre un tiempo de integración se expresa de la siguiente manera,

$$D_{\text{wet+dry}} = m \{ 1 - \exp [-\Delta t (\beta_{\text{dry}} + \beta_{\text{gas}} + \beta_{\text{inc}} + \beta_{\text{bel}})] \} \quad (\text{B-30})$$

donde m es la masa del puff o partícula. La masa de los contaminantes en el aire es entonces reducida por la cantidad depositada. Cada una de las constantes de tiempo representan: depositación seca de gases y partículas (β_{dry}), remoción húmeda de gases (β_{gas}), remoción húmeda de partículas dentro de la nube (β_{inc}) y remoción húmeda de partículas bajo la nube (β_{bel}).

β_{dry} y β_{inc} representan procesos físicos importantes de remoción para PCDD/F, por lo cual se presenta una descripción más detallada de como se estiman estas constantes por el modelo.

B.3.1 Depositación seca

En lugar de definir explícitamente una velocidad de depositación seca para un contaminante (opción disponible por el modelo), la velocidad total de depositación puede ser calculada de la suma de varias resistencias y de la velocidad de sedimentación para partículas de tal manera que la velocidad total de depositación es

$$V_d = [R_a + R_b + R_c + R_a R_b V_g]^{-1} + V_g, \quad (\text{B-31})$$

donde los subíndices para las resistencias (R), representan la capa atmosférica (a), la subcapa laminar (b) y la capa canopy (c) que representa la resistencia a granel de varias superficies. La sedimentación gravitacional V_g es cero para gases y R_c es cero para partículas.

La sedimentación gravitacional de partículas es calculada siguiendo el método de Van der Hoven (1968), donde la velocidad de sedimentación (V_g) es directamente calculada del diámetro esférico de la partícula (d_p), la densidad de partícula (ρ_g) y la densidad del aire (ρ); lo anterior para una partícula esférica

$$V_g = d_p^2 g (\rho_g - \rho) (18 \mu)^{-1}, \quad (\text{B-32})$$

donde μ es la viscosidad dinámica del aire ($0.01789 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Esta velocidad de sedimentación se ajusta con un factores de corrección incluidos en Draxler y Hess, (1997).

Los componentes de la resistencia en la ecuación (B-31) dependen de las condiciones meteorológicas, así como de las propiedades de la superficie. Las propiedades de la superficie utilizadas en estos cálculos se obtienen de fuentes externas. Cada uno de los componentes de resistencia son por definición inversos a la velocidad total de depositación, y su estimación se describirá en la siguientes subsecciones.

La velocidad total de depositación seca es entonces convertida en una constante de tiempo en la forma de

$$\beta_{\text{dry}} = V_d \Delta Z_p^{-1}, \quad (\text{B-33})$$

donde ΔZ_p es igual a $\pm 1.54 \sigma_z$, y se determina cuando el fondo del puff alcanza la capa superficial que es definida internamente en el modelo como el segundo nivel de los datos meteorológicos.

B.3.1.1 Resistencia de la capa atmosférica

La resistencia atmosférica parametriza el papel limitante de la turbulencia atmosférica y es incorporado para gases y partículas a través de la resistencia aerodinámica

$$R_a = Pr_n (\ln z/Z_o - \psi_h) / k u^* , \quad (B-34)$$

donde Pr_n es el número turbulento de Prandtl (0.923) durante condiciones neutras, ψ_h la corrección de estabilidad para el calor, Z_o la longitud de la rugosidad aerodinámica, y los otros términos han sido definidos con anterioridad. Sobre el suelo Z_o es constante y determinada a partir del uso de suelo y la cobertura de vegetación; sobre el agua la relación de Charnock, modificada por Smith,

$$Z_o = 0.011 u^{*2}/g + \nu/(9.1u^*) , \quad (B-35)$$

es usada para definir la longitud de rugosidad aerodinámica, donde ν es la viscosidad cinemática del aire ($\nu = \mu/\rho$). El segundo término se agrega para tener en cuenta los casos de viento ligero ($u^* > 0$).

La corrección de estabilidad para el calor se calcula a partir de

$$\psi_h = \int [(1 - \phi_h/Pr)/(z/L)] d(z/L) , \quad (B-36)$$

donde ϕ_h representa el perfil normalizado para calor, $d=0.35$, y donde se evalúa z en la parte superior de la capa superficial. Para condiciones inestables,

$$\psi_h = - 2.7283 z/L, \quad -0.001 \leq z/L \leq 0 \quad (B-37)$$

$$\psi_h = a_1 + z/L (a_2 + z/L (a_3 + z/L (a_4 + a_5 z/L))), \quad -2 \leq z/L \leq -0.001 \quad (B-38)$$

donde $a_1 = 0.1164 \times 10^{-4}$, $a_2 = -2.7188$, $a_3 = -2.1551$, $a_4 = -0.9859$ y $a_5 = -0.1765$. Para condiciones estables,

$$\psi_h = - (1 + ab z/L)^{3/2} - b (z/L - c/d) \exp(-d z/L) - bc/d + 1, \quad 0 \leq z/L \leq 10 \quad (B-39)$$

donde $a = 1$, $b = 2/3$, $c = 5$ y, $d = 0.35$.

En la ecuación B-36, a partir de Beljaars y Holtslag (1991) el perfil normalizado para calor (φ_h) para una capa superficial estable ($0 \leq z/L \leq 10$) es,

$$\varphi_h = \text{Pr}_n \{ 1 + z/L [a (1 + a b z/L)^{1/2} + b \exp(-d z/L) (1 - d z/L + c)] \}, \quad (\text{B-40})$$

donde $a = 1$, $b = 2/3$, $c = 5$, y $d = 0.35$. En una capa superficial inestable ($-2 \leq z/L \leq 0$) Betchov y Yaglom (1971) y Kadar y Perepelkin (1989) proponen,

$$\varphi_h = 0.64 \{ [3 - 2.5 z/L] / [1 - 10 z/L + 50 (z/L)^2] \}^{1/3}. \quad (\text{B-41})$$

B.3.1.2 Resistencia de la subcapa laminar

La resistencia de la subcapa laminar incorpora el efecto de la capa laminar justo sobre la superficie, y en superficies terrestres es parametrizada como,

$$R_b^{-1} = 0.5 k u_* (Sc^{-0.67} + 10^{-3/St}), \quad (\text{B-42})$$

donde el número de Schmidt (Sc) se estima como el ratio de la viscosidad cinemática del aire (ν) en relación con la difusividad del contaminante (D),

$$Sc = \nu / D, \quad (\text{B-43})$$

mientras que el número de Stokes (St) es definido como

$$St = (2 V_g u_*) (\ell^* g C_c)^{-1}, \quad (\text{B-44})$$

donde ℓ^* es la escala de longitud de la capa laminar ($\ell^* = \nu / u^*$) y C_c es el factor de corrección de deslizamiento Cunningham. Con base en Draxler y Hess, (1997), en la ecuación B-43, la difusividad de un contaminante gaseoso se encuentra relacionada con el radio de los pesos moleculares del contaminante (W_p) y del aire (W_a), a través de la Ley de Graham

$$D = \nu (W_a/W_p)^{1/2}. \quad (\text{B-45})$$

Para contaminantes particulados, la tasa de difusión (Seinfeld, 1986, p. 324) se encuentra dada por

$$D = k_b T C_c (3 \pi \mu d_p)^{-1} \quad (\text{B-46})$$

donde k_b es igual a la constante de Boltzmann ($1.38 \times 10^{-20} \text{ g}^2 \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-2}$), C_c es la corrección de deslizamiento de Cunningham (no se incluye aquí su formulación), y los otros símbolos han sido previamente definidos.

La resistencia de la subcapa laminar en superficies marinas es parametrizada utilizando esencialmente el método del modelo HYSPLIT-4. Sin embargo, una modificación introducida en el modelo HYSPLIT-SV es que para d_p se utiliza un enfoque de crecimiento de la partícula cerca de la superficie asumiendo un 99% de humedad:

$$d_p^{\text{ surface layer}} = 4.5 d_p^{1.04} \quad (\text{B-47})$$

B.3.1.3 Resistencia “canopy”

La resistencia canopy depende primariamente de un número de plantas y las características de la superficie del suelo que controlan la captación de gases dentro de plantas y actúan en paralelo. El siguiente procedimiento sigue las ecuaciones y la notación descritas por Wesely (1989) para la resistencia total del dosel,

$$R_c = [1/(R_s+R_m) + 1/R_{lu} + 1/(R_{dc}+R_{cl}) + 1/(R_{ac}+R_{gs})]^{-1} , \quad (B-48)$$

y se encuentra compuesta por la resistencia estomática (s), mesofilica (m), cutículas superiores de follaje (lu), transferencia gas-fase por convección (dc), superficies en el follaje interior (cl), factor de densidad y altura del follaje (ac) y la superficie del suelo (gs). El valor total de la resistencia canopy se encuentra limitado a un valor mínimo de 10 s m^{-1} para prevenir velocidades de depositación altas-no realistas bajo ciertas condiciones de terreno.

La resistencia estomática depende primariamente de la radiación solar y de las especies contaminantes y puede ser expresada como

$$R_s = R_i D_{hx} [1 + \{200/(G+0.1)\}^2] [400 / (T_s (40-T_s))] \quad (B-49)$$

donde G es la radiación solar en W/m^2 (provista por el modelo meteorológico), D_{hx} es el radio de la difusividad del vapor de agua respecto a la del contaminante (ecuación B-45), T_s es la temperatura ambiente y R_i es la mínima resistencia del vapor de agua (Tabla 1 en Wesely, 1989). Las otras resistencias dependen primariamente de la solubilidad y reactividad del gas contaminante y una expresión simple fraccional puede ser utilizada para cada una:

$$R_m = [H^*/3000 + 100 f_o]^{-1} \quad (B-50)$$

$$R_{lu} = R_{lu1} [H^* 10^{-5} + f_o]^{-1} \quad (B-51)$$

$$R_{dc} = 100 [1 + 1000 / (G+10)] \quad (B-52)$$

$$R_{cl} = [H^* 10^{-5} / R_{cl1} + f_o / R_{cl2}]^{-1} \quad (B-53)$$

$$R_{gs} = [H^* 10^{-5} / R_{gs1} + f_o / R_{gs2}]^{-1} \quad (B-54)$$

donde H^* es la constante efectiva de Henry y f_o es un parámetro de reactividad específica del contaminante (se ha asumido como 1 para PCDD/F de acuerdo con Cohen *et al.*, 2002). El resto de las constantes (incluyendo R_{ac} en la ecuación B-48) se definen en tablas dadas por Wesely (1989) y Chang (1990).

B.3.2 Depositación húmeda de partículas dentro de la nube

Para los contaminantes adsorbidos en partículas, la hipótesis simplificada de una proporción de lavado es asumida para contaminantes localizados dentro de la nube. En los puntos de malla donde se encuentre lloviendo, el nivel inferior de la nube es definido como aquel en el que la humedad relativa alcanza el 80%, mientras que el tope o nivel superior se define cuando la humedad cae por debajo del 60%. Todas las cantidades de eliminación se ajustan por la fracción de la masa contaminante que se encuentra dentro de la capa de nubes definiendo la fracción de la capa contaminante que está debajo de la cima de la nube (F^t) y la fracción de la capa contaminante que está por encima del fondo de la nube (F_b).

Para la remoción húmeda de partículas mediante procesos dentro de la nube, una proporción de lavado, que es la relación entre la concentración del contaminante en el agua y su concentración en el aire, se expresa como una velocidad de depositación húmeda,

$$V_{inc} = S P , \quad (B-55)$$

donde S es la proporción de lavado y P es la tasa de precipitación (proveniente del modelo meteorológico). Se pueden definir diferentes proporciones de lavado para diferentes contaminantes.

Como una constante de tiempo, la depositación húmeda originada dentro de la nube es,

$$\beta_{inc} = F^t F_b V_{inc} \Delta Z_p^{-1} , \quad (B-56)$$

donde ΔZ_p se determina cuando el fondo del puff alcanza la capa superficial, tal y como se describió en la sección anterior.

B.4 Bibliografía apéndice B

1. Cohen M, Draxler R, Artz R, Commoner B, Bartlett P, Cooney P, Couchot K, Dickar A, Eisl H, Hill C, Quigley J, Rosenthal J, Niemi D, Ratté D, Deslauriers E, Laurin R, Mathewson L & Mcdonald J. (2002). Modeling the atmospheric transport and deposition of PCDD/F to the Great Lakes. *Environmental Science and Technology*, 36 (22), pp. 4831 - 4845.
2. Draxler RR & Hess GD. (1997). Description of the HYSPLIT_4 Modelling System, NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224. Air Resources Laboratory. Silver Spring, MD.

Apéndice C. Resultados de las pruebas de sensibilidad con el modelo HYSPLIT-SV

En esta sección se presentan los resultados de las pruebas de sensibilidad llevadas a cabo para estimar la cantidad apropiada de puffs para las simulaciones y los pasos de tiempo óptimos. En todas las pruebas, se examina la variación de las concentraciones superficiales aportadas sobre Celestún (de 0 a 50 m de altura) por una fuente de emisión que libera 2,3,7,8-TCDD de manera continua durante los meses de enero y mayo de 2010, ya que estos meses son representativos de dos dinámicas de viento diferentes en la PY (dominio de frentes fríos y brisas marinas, respectivamente). En estas pruebas, la localización de la fuente de emisión representa el *peor caso* (e.g. para evaluar la edad máxima de puffs se elige la fuente más lejana del receptor, que es Cancún). El resumen de los resultados se presenta en la Tabla C-1. Es posible notar como en todas las pruebas el parámetro QCYCLE se fijó en 1-hr, lo que significa que las emisiones son continuas ya que cada hora, durante el periodo total de la simulación, se libera un puff.

Tabla C-1. Resumen de la configuración y resultados de las pruebas de sensibilidad.

Parámetro examinado	Condición que establece	Valores examinados	Valores de los otros parámetros					Fuente de emisión	Parámetro final seleccionado	Observaciones
			KHMAX	KSPL	QCYCLE	DELTA	MAXPAR			
KHMAX	Es la edad máxima (en horas) que se permite alcanzar a cualquier puff o partícula. Todos los contaminantes más allá de esta edad se eliminan.	24, 48, 72 y 120-hr		24-hr	1-hr	0	5.0E+04	Cancún	48-hr	-

Parámetro examinado	Condición que establece	Valores examinados	Valores de los otros parámetros					Fuente de emisión	Parámetro final seleccionado	Observaciones
			KHMAX	KSPL	QCYCLE	DELTA	MAXPAR			
KSPL	Es el intervalo (en horas) de división de puffs. Por ejemplo, si KSPL = 1, la división de puffs toma lugar cada hora, si KSPL = 2, cada dos horas, etc.	1, 3, 6 y 12-hr	24-hr		1-hr	30-min	6.0E+05	Cancún	-	Se examinó otra fuente más cercana al sitio receptor.
KSPL	idem	1, 3, 6 y 12-hr	24-hr		1-hr	30-min	6.0E+05	Mérida	3-hr	-
QCYCLE	Es el ciclo de emisión (en horas). Un valor cero significa que las emisiones no se repiten. Cuando no es cero, la emisión se repite nuevamente a las horas QCYCLE.	1, 3 y 7-hr	24-hr	3-hr		0	1.0E+05	Mérida	1-hr	-

Parámetro examinado	Condición que establece	Valores examinados	Valores de los otros parámetros					Fuente de emisión	Parámetro final seleccionado	Observaciones
			KHMAX	KSPL	QCYCLE	DELTA	MAXPAR			
DELTA	Paso de tiempo (en min.). El valor predeterminado de cero hace que el programa calcule el paso de tiempo cada hora de acuerdo con la velocidad máxima del viento, el espaciado meteorológico y de la cuadrícula de concentración.	0, 2, 4, 10 y 30-min	24-hr	3-hr	1-hr		1.0E+05	Kinchil	4-min	-
MAXPAR	Es el máximo número de puffs que se permiten en cualquier tiempo durante la simulación.	2.5E+05, 5.0E+05, 1.0E+06, 1.5E+06 y 2.0E+06 puffs	48-hr	3-hr	1-hr	30-min		Cancún	1.0E+06 puffs	-

La edad máxima permitida de un puff (KHMAX) se evaluó primeramente. La Figura C-1 muestra el efecto de la variación del parámetro (24, 48, 72 y 120-hr) sobre la concentración atmosférica estimada por el modelo sobre Celestún. La mayor variación se observa en el mes de enero (~15%) lo que puede ser atribuido a patrones de recirculación a escala sinóptica inducidos por una mayor actividad frontal. Si se considera por defecto un valor KHMAX de 48-hr, las diferencias con respecto a las pruebas con un KHMAX de 120-hr son de ~6% y ~2% para enero y mayo de 2010, respectivamente. Debido a que estas pruebas representan el peor escenario, es posible considerar que la elección de un KHMAX de 48-hr parece ser razonable para representar las condiciones de ventilación o recirculación que pudieran existir en la región. Sin embargo, los picos más importantes de la serie de tiempo de las concentraciones aportadas sobre el receptor son inclusive bien representados utilizando un KHMAX de 24-hr (Fig. C-2 y C-3). Por lo tanto, se utilizó este valor para las otras pruebas de sensibilidad, aunque una edad máxima de 48-hr se consideró para la configuración de las simulaciones finales.

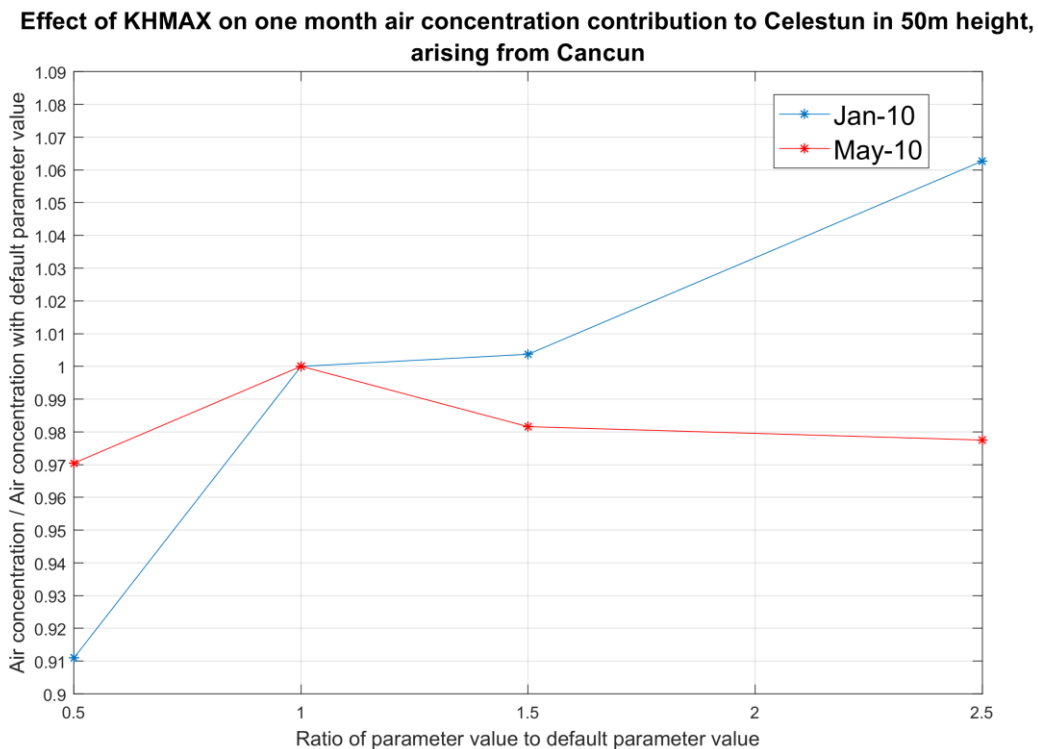


Figura C-1. Efecto de la edad máxima de puffs permitida en la simulación (KHMAX) en las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión continua localizada en Cancún. El valor default de KHMAX es 48-hr.

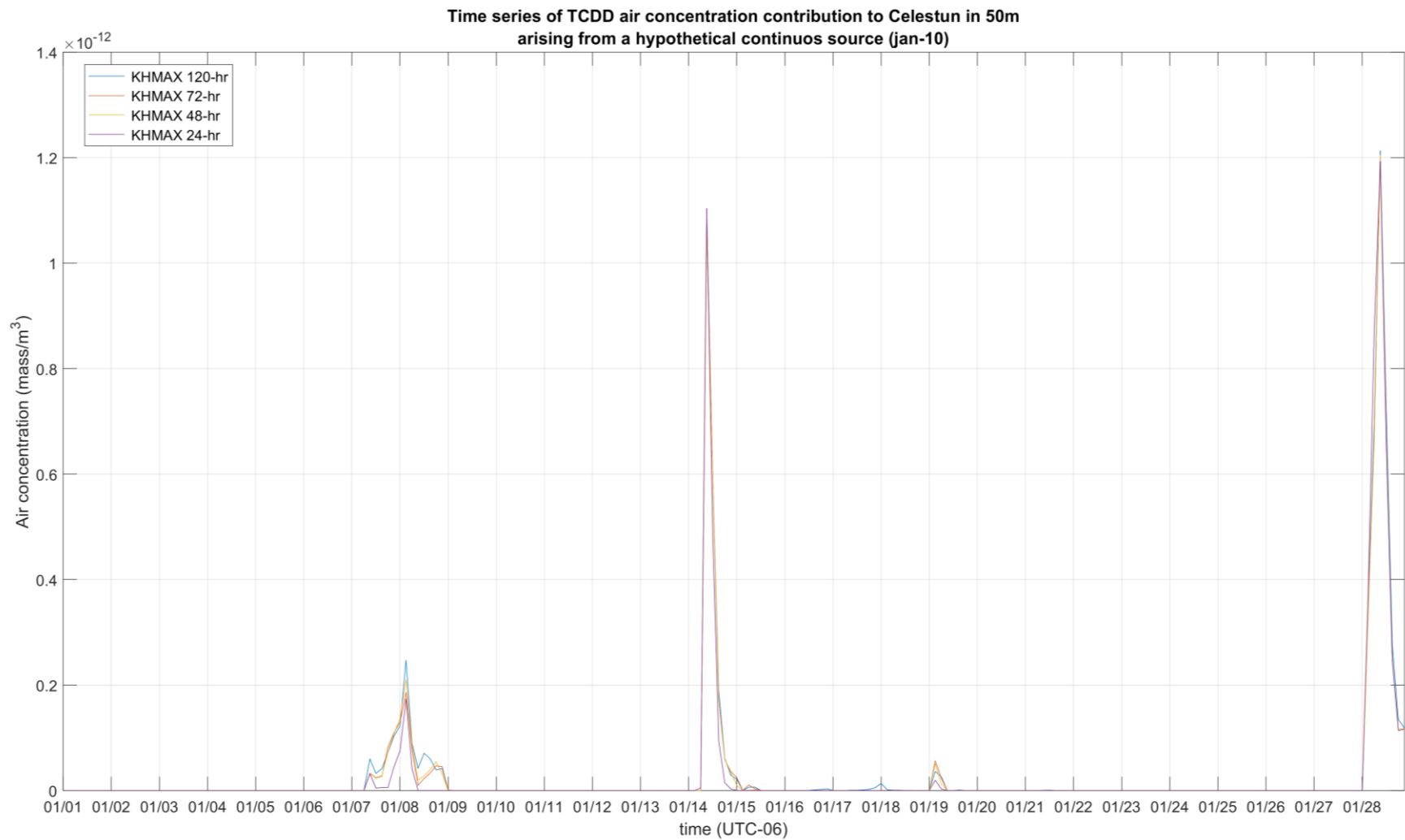


Figura C-2. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por una fuente hipotética localizada en Cancún durante enero de 2010 bajo distintos valores de KHMAX.

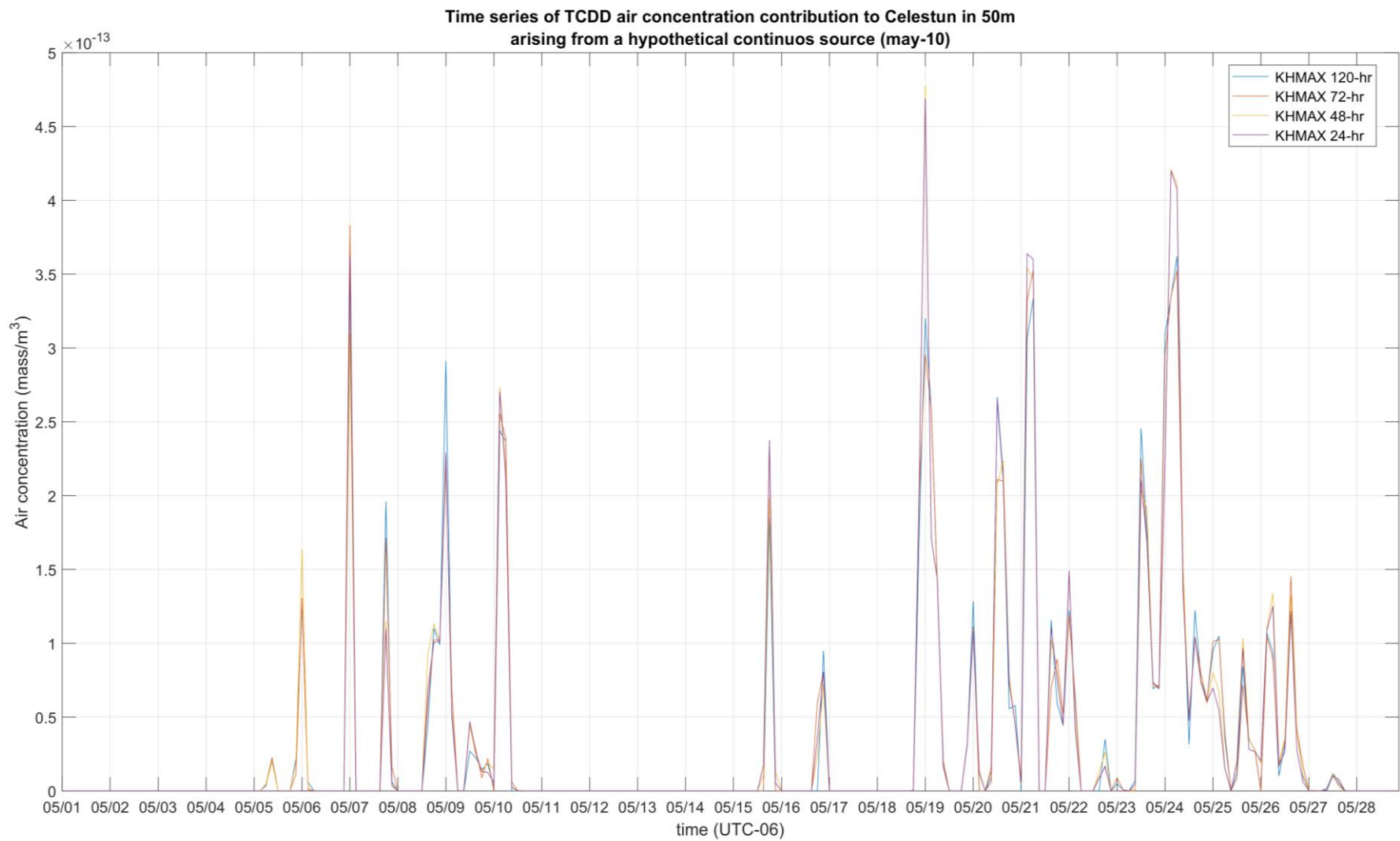


Figura C-3. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por una fuente hipotética localizada en Cancún durante mayo de 2010 bajo distintos valores de KHMAX

El parámetro KSPL controla la frecuencia de la división de los puffs. Las rutinas de división se llaman a intervalos KSPL y la fusión siempre se llama cada hora. Se puede considerar que este parámetro tiene un efecto importante en los resultados cuando la fuente de emisión está relativamente lejos del receptor (~400 km; Fig. C-4). Si se establece por defecto un valor KSPL de 3-hr, las diferencias con respecto a los resultados obtenidos con una mayor frecuencia de división de puffs (KSPL = 1-hr) son del 20 y el 40% para enero y mayo de 2010, respectivamente. Debido a que con un periodo de división de puffs de 1-hr los recursos numéricos necesarios aumentan dramáticamente, se investigó la sensibilidad de los resultados considerando otra fuente hipotética localizada a 94 km del receptor (Mérida). Estableciendo el mismo valor por defecto, las diferencias se reducen al ~10 y ~23% para enero y mayo de 2010 (Fig. C-5) con una proporción similar en el segundo nivel vertical (50-150 m; Fig. C-6). Las series de tiempo de las concentraciones aportadas por la fuente (Fig. C-7 y C-8) muestran que, si bien la subestimación es moderada en mayo, la mayoría de los picos son bien representados con una frecuencia de división de puffs de 3-hr. Debido a que uno de los objetivos del presente estudio es explorar los patrones de dispersión de PCDD/F bajo la influencia de los sistemas de vientos dominantes en la PY, y no cuantificar las contribuciones relativas de las fuentes, se consideró que la elección de un valor de 3-hr para el parámetro KSPL es razonable para fuentes de emisión localizadas a menos de 100 km del sitio receptor.

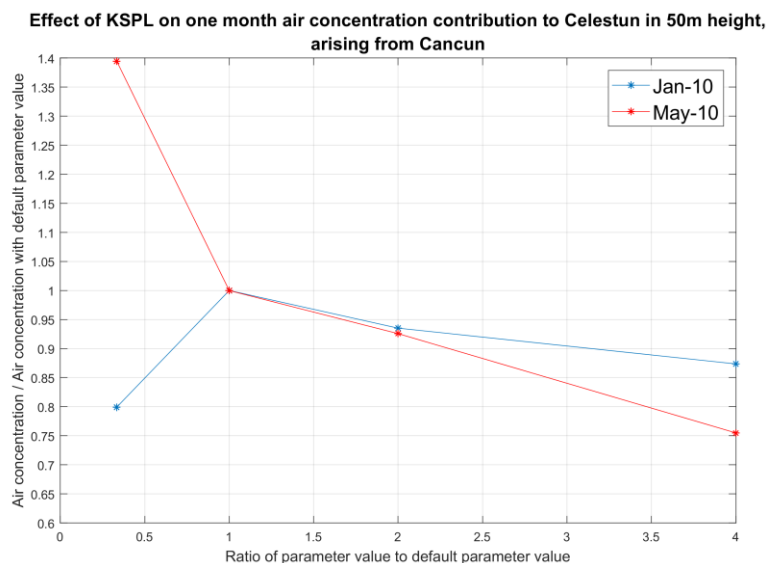


Figura C-4. Efecto del intervalo de división de puffs (KSPL) en las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión continua localizada en Cancún. El valor default de KSPL es 3-hr.

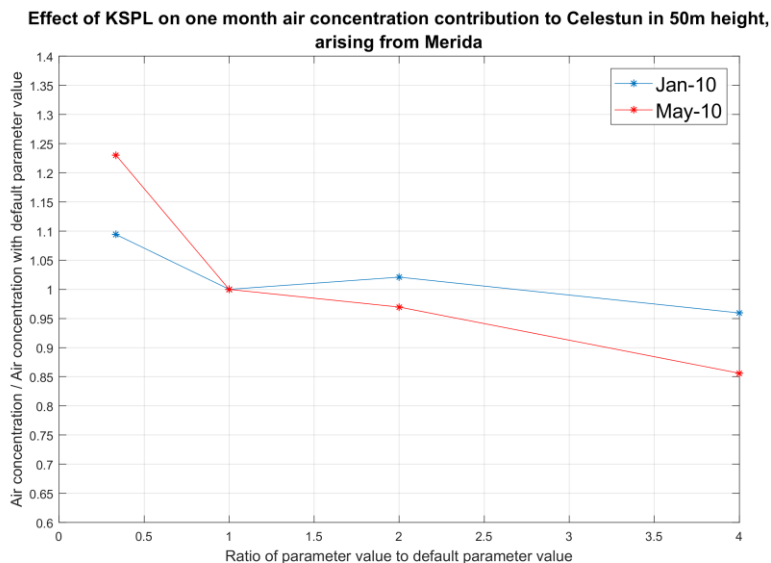


Figura C-5. Efecto del intervalo de división de puffs (KSPL) en las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión continua localizada en Mérida. El valor default de KSPL es 3-hr.

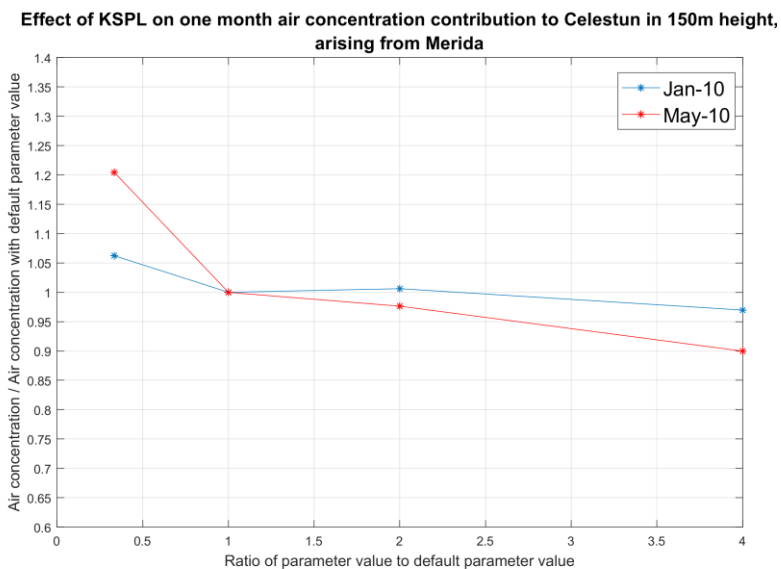


Figura C-6. Efecto del intervalo de división de puffs (KSPL) en las concentraciones de aire entre 50 y 150 m de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión continua localizada en Mérida. El valor default de KSPL es 3-hr.

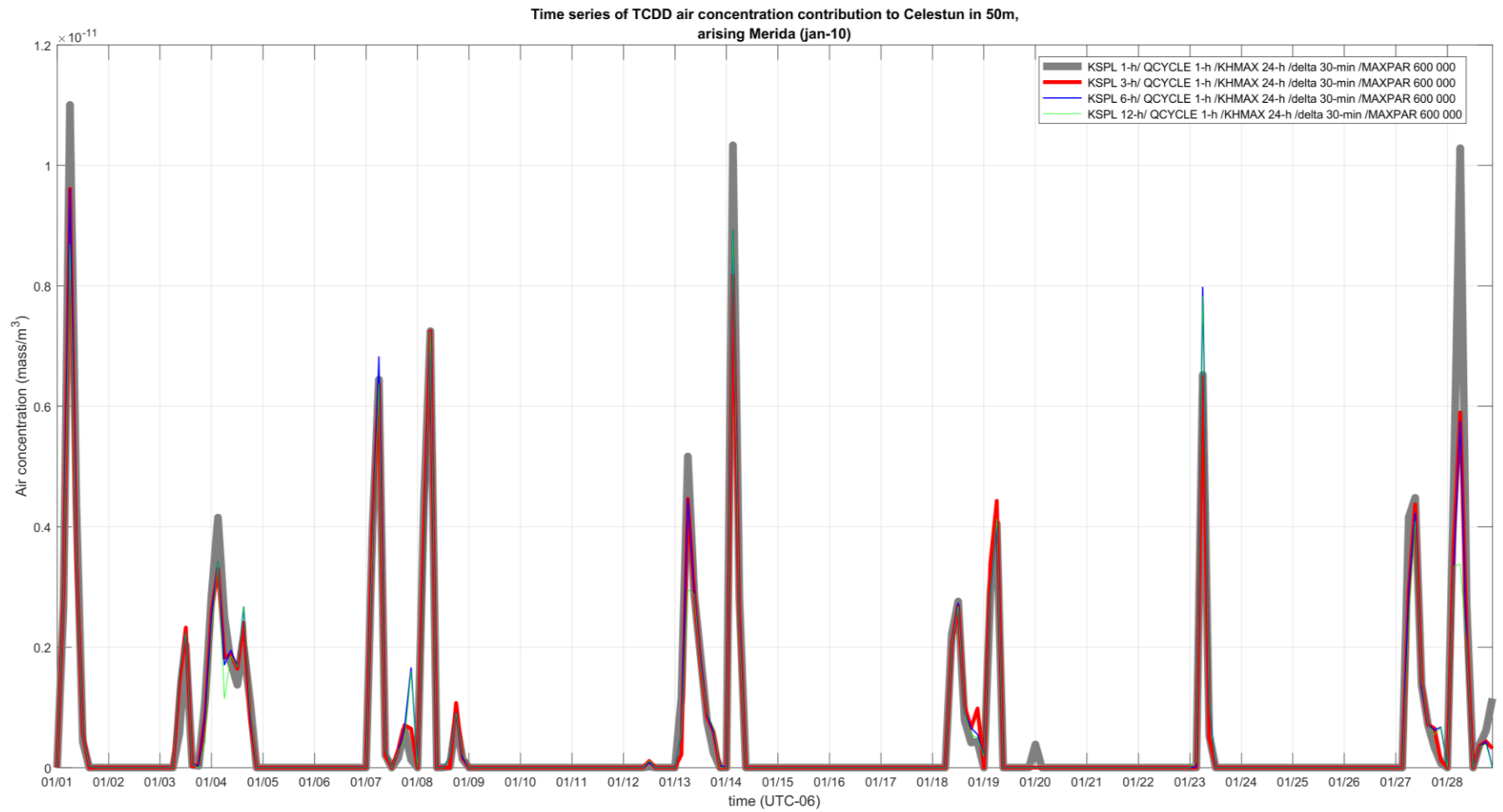


Figura C-7. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por Mérida durante enero de 2010, bajo distintos valores de KSPL.

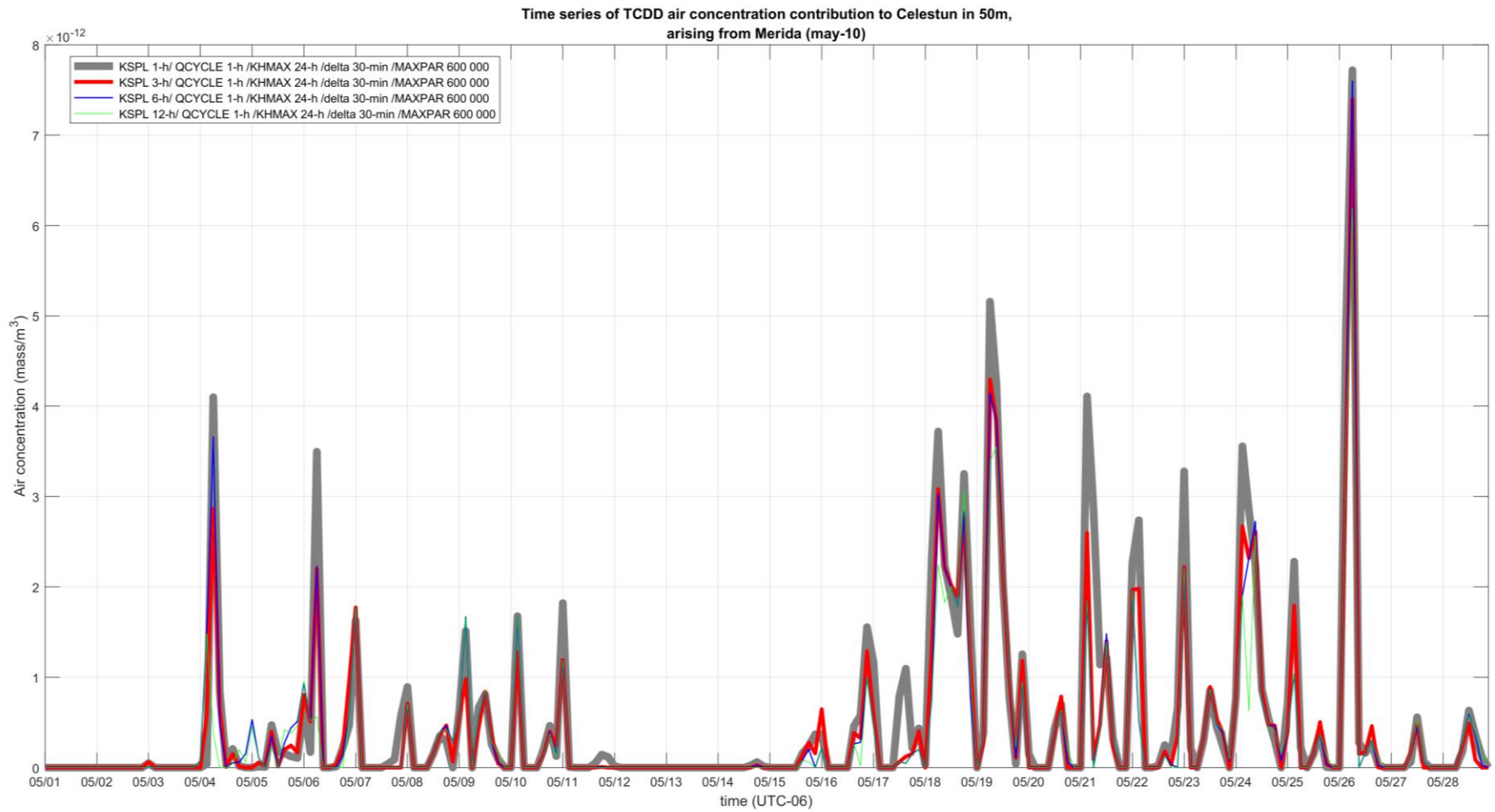


Figura C-8. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por Mérida durante mayo de 2010, bajo distintos valores de KSPL.

El ciclo de emisión de contaminantes también se investigó. Para estas pruebas, el efecto del parámetro QCYCLE se examinó considerando como fuente el centro urbano más importante de la región (Mérida), donde las emisiones continuas (y altas) de PCDD/F son probablemente una condición normal. QCYCLE se estableció en 1, 3 y 7-hr, y, en consecuencia, la tasa de emisiones se estableció en 1, 3 y 7 en masa/hr, respectivamente (e.g. un puff que se libera cada hora, tiene una masa de 1; un puff liberado cada tres horas, tiene 3x de masa, etc.). La ventaja de usar un QCYCLE mayor que 1 es que se emitirán menos puffs. Los resultados muestran que para el periodo de QCYCLE de 3-hr, las diferencias con respecto al valor default (1-hr) son de alrededor del 8% (Fig. C-9). Para la frecuencia más baja (7-hr), la sobreestimación es moderada para mayo (alrededor del 23%). Las series de tiempo de las concentraciones aportadas sobre el receptor (Fig. C-10 y C-11) muestran que cuando los vientos cambian a lo largo del día, algunos *impactos* sobre el receptor no se capturan debido a que no se emitió ninguna bocanada en una hora determinada. Esto es especialmente verdadero para los resultados obtenidos cuando el ciclo de emisión es de 7-hr, aunque también se identifican cinco impactos no capturados en mayo cuando el ciclo es de 3-hr. Por lo tanto, la elección de un ciclo de emisión cada hora como frecuencia default se consideró razonable.

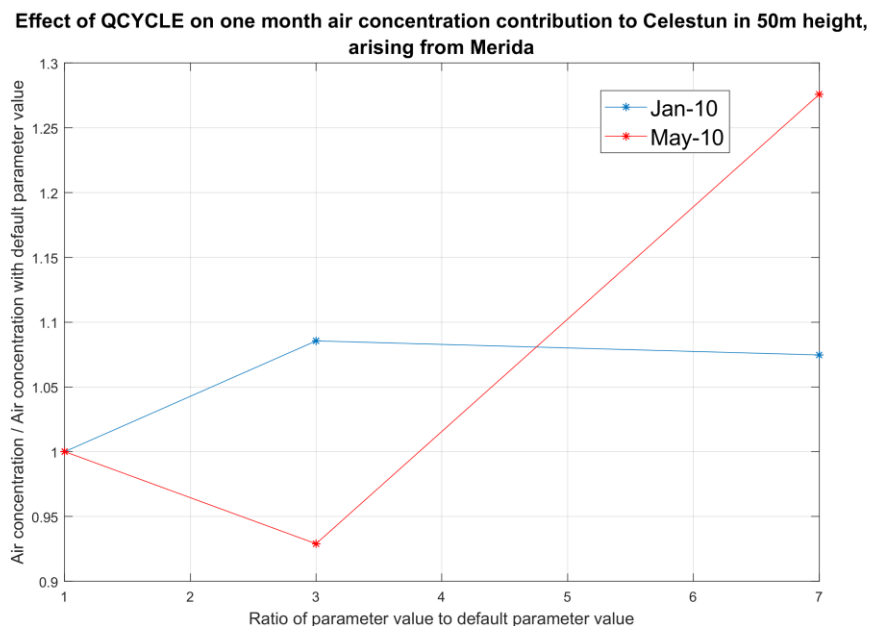


Figura C-9. Efecto del ciclo de emisión de puffs (QCYCLE) en las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión localizada en Mérida. El valor default de QCYCLE es 1-hr.

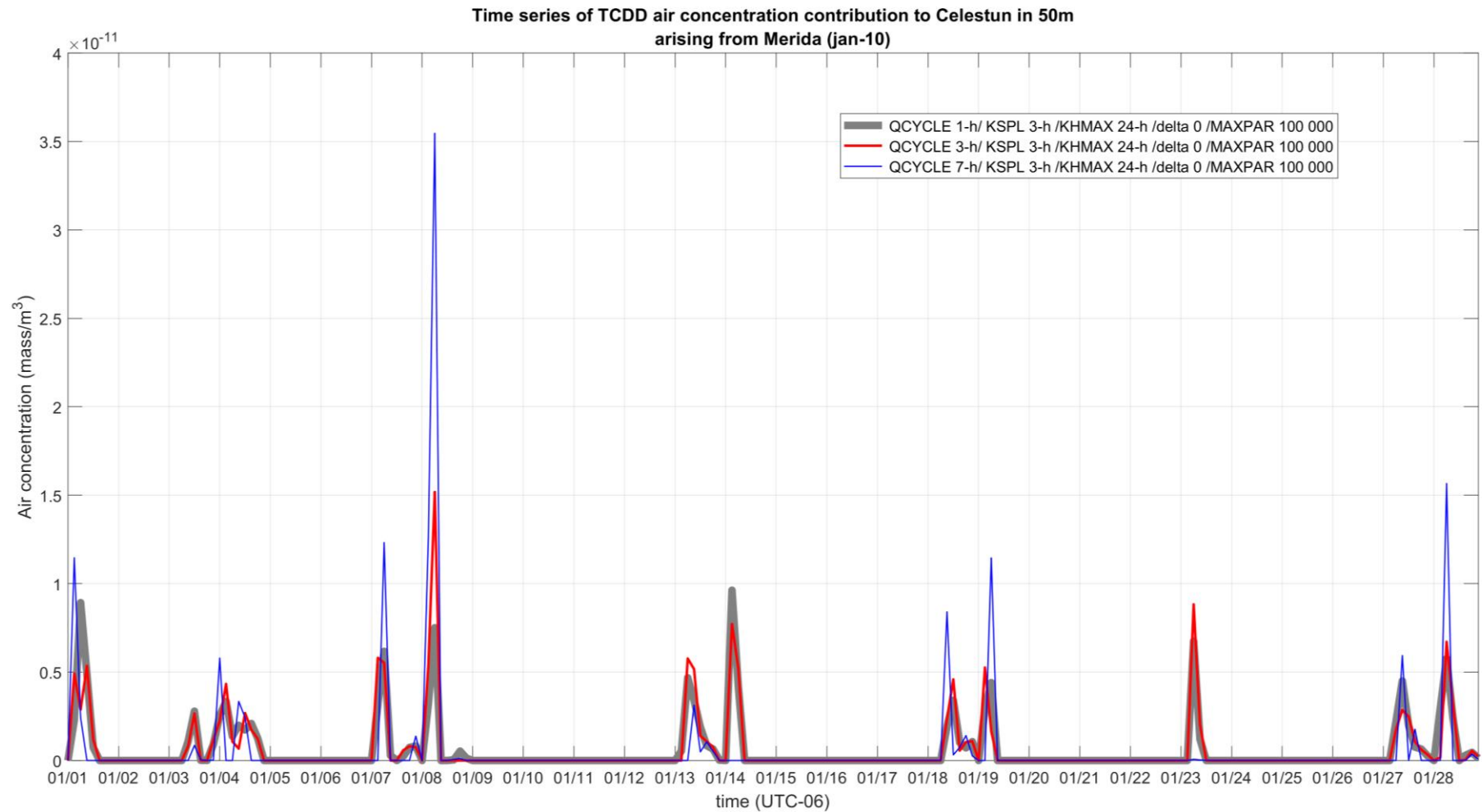


Figura C-10. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por Mérida durante enero de 2010, bajo distintos valores de QCYCLE.

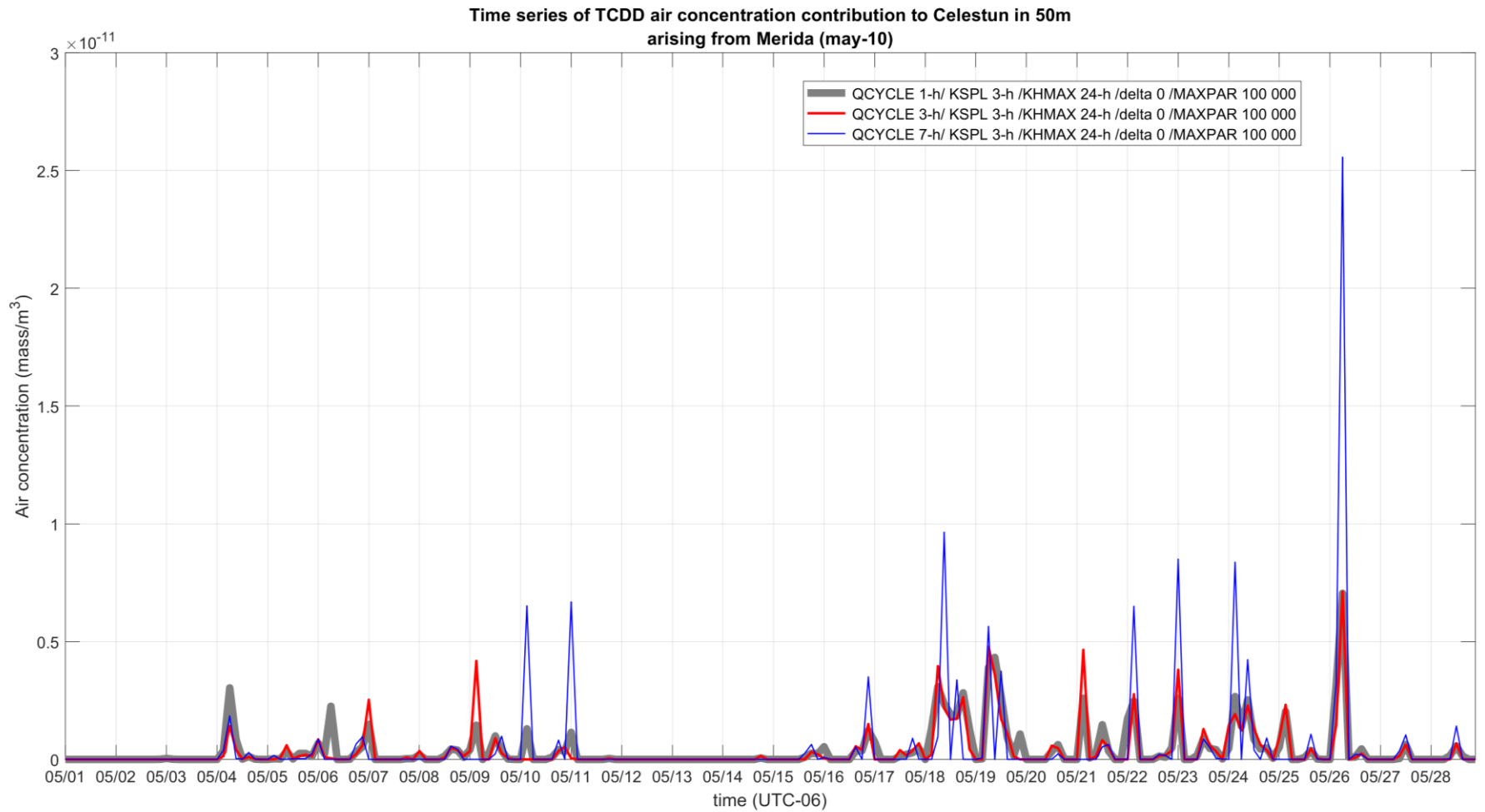


Figura C-11. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por Mérida durante mayo de 2010, bajo distintos valores de QCYCLE.

El modelo HYSPLIT dispone de una opción que permite la estimación dinámica del paso de tiempo de acuerdo con la magnitud cambiante del viento ($\text{DELTA} = 0$) y la resolución de las mallas meteorológica y de concentración. Si bien esta opción puede ser ideal para entornos con cambios abruptos del viento, el modelo puede elegir pasos de tiempo muy pequeños que innecesariamente pueden conducir a mayores tiempos de simulación. Por lo anterior, se probaron pasos de tiempo de 0, 2, 4, 10 y 30 min considerando la fuente de emisión más cercana al receptor (Kinchil, 24 km). Esta ubicación fue seleccionada ya que es más probable que un puff pueda “brincar” el sitio receptor si el paso de tiempo es inadecuado. Con un DELTA de 0, el paso de tiempo inicial estimado por el modelo en enero y mayo de 2010 fue de 3-min, y este valor se utilizó para estimar el radio del parámetro.

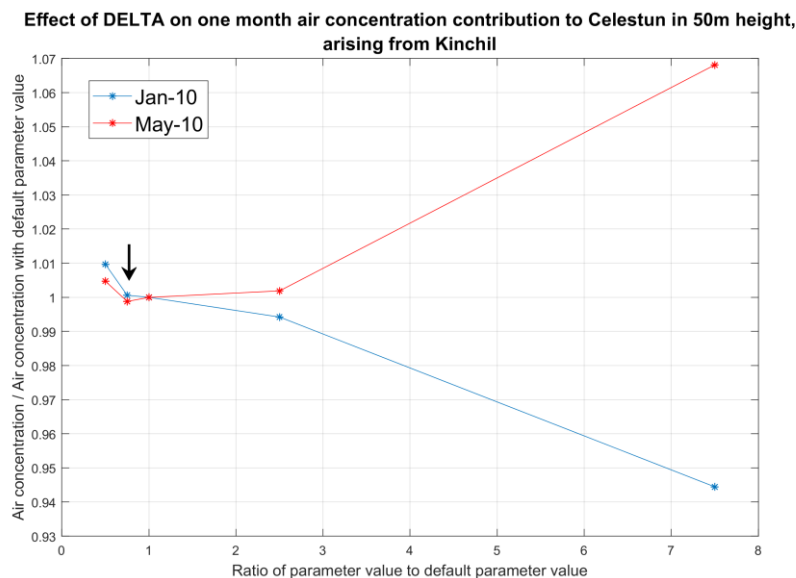


Figura C-12. Efecto del incremento de tiempo (DELTA) en las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión continua localizada en Kinchil. El valor default de DELTA es 4-min. Los resultados obtenidos con $\text{DELTA}=0$ se indican con una flecha negra.

De acuerdo con la ecuación B-3, y considerando la resolución de la cuadrícula de concentración utilizada en este estudio (~ 5.5 km), los valores DELTA de 2 y 4 min, representan tiempos de integración adecuados para magnitudes de viento de 29.8 y 16.7 m/s, que corresponden a los máximos indicados por el modelo NAM entre el periodo 2012-2013 y 2007-2017, respectivamente. El efecto de la variación del paso de tiempo del modelo se muestra en la Figura C-12. Considerando como default un DELTA de 4-min, puede observarse que las mayores

diferencias son de tan solo el 1.2% y 0.02% respecto con los resultados obtenidos con tiempos de integración de 2-min y 0, respectivamente. Inclusive utilizando un tiempo de 10-min las diferencias son mínimas, mientras que con un DELTA de 30 min las diferencias aumentan a ~7%. Por lo anterior, un paso de tiempo de 4-min fue seleccionado.

Finalmente, en la Figura C-13 se presenta la variación de los resultados de acuerdo con el máximo número de puffs permitidos en cualquier tiempo durante la simulación (MAXPAR) considerando la fuente de emisión más lejana al sitio receptor (Cancún) para proveer el peor escenario. Conforme el número de puffs se incrementa durante el periodo de la simulación, el parámetro MAXPAR determinará el umbral máximo y una vez llegado ahí la división de puffs se inhibirá. Análisis previos llevados a cabo en este estudio indicaron que un límite de al menos $1.0E+06$ de puffs era necesario para simulaciones configuradas con los otros parámetros seleccionados.

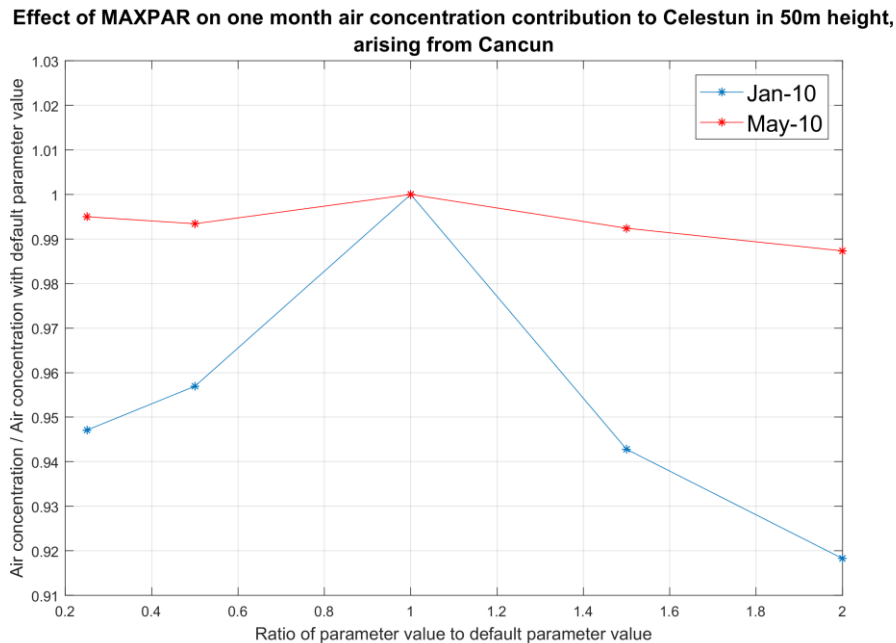


Figura C-13. Efecto del máximo número de puffs permitidos en la simulación (MAXPAR) en las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún durante enero y mayo de 2010, provenientes de una hipotética fuente de emisión continua localizada en Cancún. El valor default de MAXPAR es $1.0E+06$.

Por lo anterior, considerando este valor por defecto, la Figura C-13 muestra que la elección de este parámetro tiene una influencia moderada en los resultados ya que para enero las diferencias pueden ascender al ~8%. Sin embargo, debido a que este escenario representa el peor escenario y a que todos los picos de concentración estimados con un límite de $2.0E+06$ puffs son bien representados por la simulación utilizando el valor por defecto (Fig. C-14), se consideró que fijar MAXPAR en $1.0E+06$ de puffs es razonable. Cohen *et al.*, (2002) y Schaum *et al.*, (2010) consideraron que el límite máximo óptimo de puffs para evaluar el transporte y dispersión de PCDD/F era de $1.0E+03$ y $1.0E+05$, para meteorología con una resolución espacial de 180 y 12 km, con cuadrículas de concentración de ~111 y ~10 km, y con frecuencias de emisión de 7-hr e intermitente, respectivamente. El máximo número de puffs permitidos en este trabajo es relativamente mayor lo cual puede atribuirse parcialmente a la mayor frecuencia de emisión y a que las concentraciones son integradas en un grid de mayor resolución (~5.5 km).

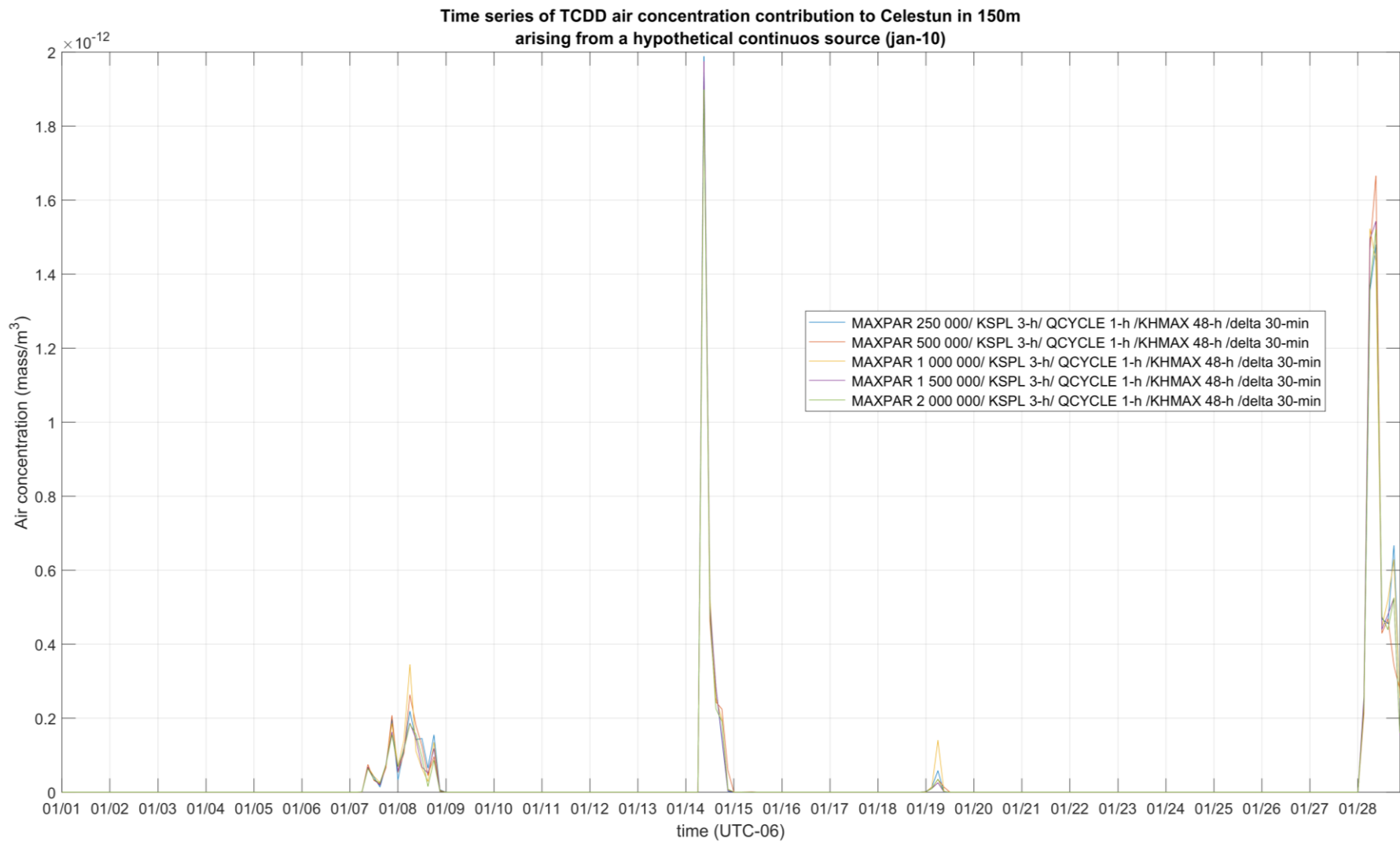


Figura C-14. Series de tiempo de las concentraciones superficiales de aire de 2,3,7,8-TCDD en Celestún, aportadas por Mérida durante enero de 2010, bajo distintos valores de MAXPAR.

Bibliografía apéndice C

1. Cohen M, Draxler R, Artz R, Commoner B, Bartlett P, Cooney P, Couchot K, Dickar A, Eisl H, Hill C, Quigley J, Rosenthal J, Niemi D, Ratté D, Deslauriers E, Laurin R, Mathewson L & Mcdonald J. (2002). Modeling the atmospheric transport and deposition of PCDD/F to the Great Lakes. *Environmental Science and Technology*, 36 (22), pp. 4831 - 4845.
2. Schaum J, Cohen M, Perry S, Artz R, Draxler R, Frithsen JB, Heist D, Lorber M & Phillips L. (2010). Screening Level Assessment of Risks Due to Dioxin Emissions from Burning Oil from the BP Deepwater Horizon Gulf of Mexico Spill. *Environ. Sci. Technol.* 44(24), 9383-9389.

Apéndice D. Comparación de las aportaciones simuladas de Mérida con las observaciones de PCDD/F

En esta sección se presenta un gráfico comparativo de las predicciones del modelo con las observaciones recabadas en la campaña de monitoreo de PCDD/F en aire ambiente en Celestún, durante 15 momentos de muestreo mensuales distribuidos irregularmente entre 2008 y 2012. Para lo anterior, utilizando las mismas parametrizaciones en el modelo, se realizaron 15 simulaciones mensuales del transporte y dispersión de TCDF y OCDD emitidos de manera continua desde Mérida. En la Figura D-1a se presenta la serie de tiempo de las concentraciones estimadas de TCDF por el modelo en 0-50 m de altura, junto con las concentraciones medidas en Celestún. Debido a la resolución de las observaciones (eventos de muestreo de un mes de duración) no es posible identificar la variabilidad diaria o semanal de los congéneres medidos. Por lo anterior, en la Figura D-1b se han promediado las salidas del modelo en intervalos mensuales para poder comparar predicciones y observaciones a la misma resolución.

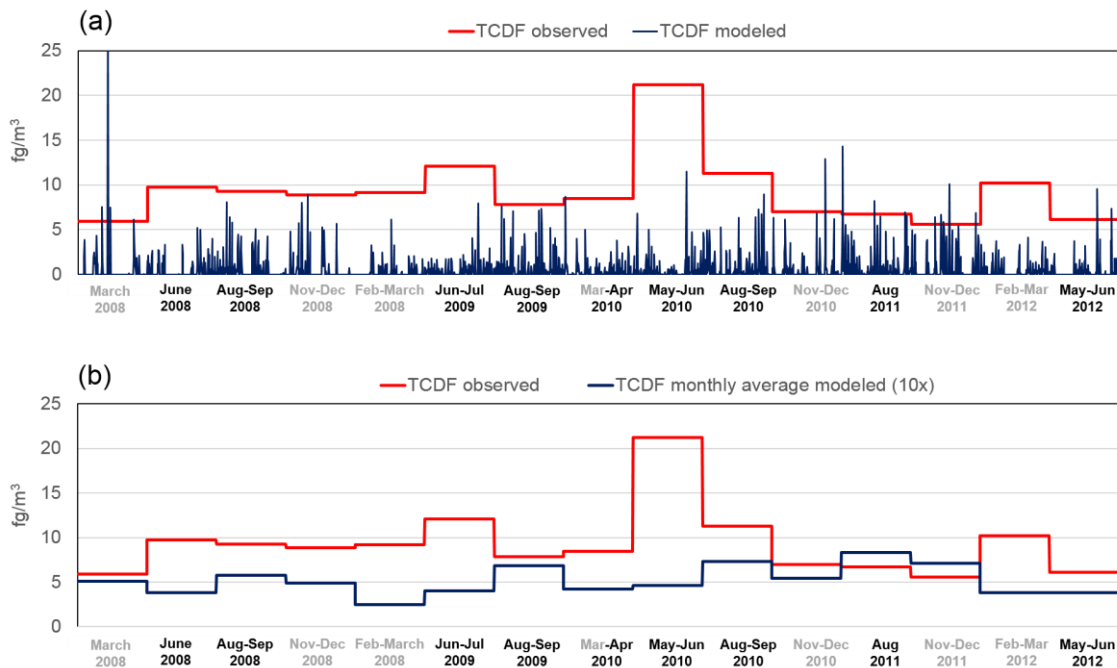


Figura D-1. Comparación de las predicciones del modelo con mediciones en Celestún de TCDF. Se presentan las concentraciones estimadas por el modelo en promedios de 3-hr (a) y en promedios mensuales escalados por un factor de 10x para una mejor visualización (b). En negritas se resaltan los meses de la temporada Abr-Sep.

En las Figura D-2a,b se presenta la misma información, pero para OCDD. Se han escalado las series de tiempo estimadas con el modelo utilizando mayores factores para lograr una mejor visualización.

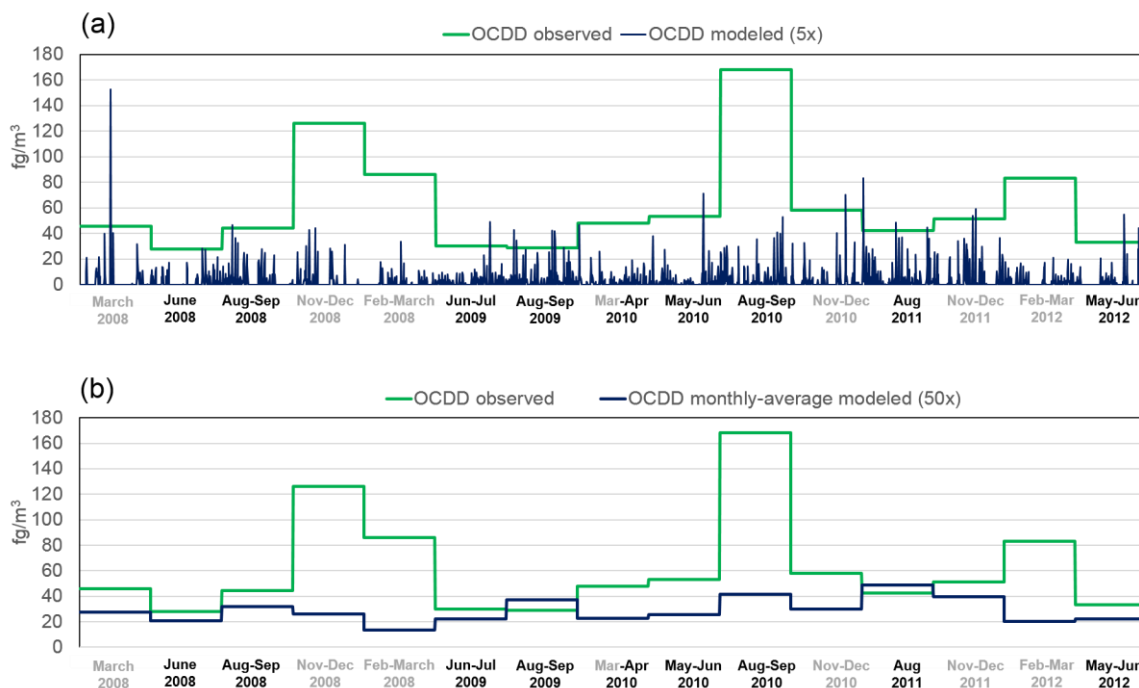


Figura D-2. Comparación de las predicciones del modelo con mediciones en Celestún de OCDD. Se presentan las concentraciones estimadas por el modelo en promedios de 3-hr escaladas por un factor de 5x (a) y en promedios mensuales escalados por un factor de 50x para una mejor visualización (b). En negritas se resaltan los meses de la temporada Abr-Sep.