



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

Estudio de la variabilidad diurna de los vientos
en el sur del Golfo de México

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

NIDIA ELENA TAYLOR ESPINOSA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D.F., MAYO 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

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

Estudio de la variabilidad diurna de los vientos
en el sur del Golfo de México

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

PRESENTA:

Nidia Elena Taylor Espinosa

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Jorge Zavala Hidalgo
Centro de Ciencias de la Atmósfera

UNAM
POSGRADO 
Ciencias de la Tierra

MÉXICO, D.F., MAYO 2014

Agradecimientos

Quiero agradecer al Dr. Jorge Zavala por su prolongada paciencia e imperturbable determinación para ayudarme a cerrar este ciclo.

Mi inefable agradecimiento para toda mi exquisita familia: Ivar, Carlos, Silvia, Omar, Betito, Omar Jr, Toni, Mari y Puri. Con su incesante apoyo me es posible seguir adelante.

Agradezco al Dr. Jorge Zavala Hidalgo, al Dr. Julio Sheinbaum Prado, al Dr. Paulo Salles de Almeida, al Dr. Víctor Mendoza Castro y al Dr. Artemio Gallegos García, miembros de mi jurado, por sus comentarios y sugerencias para la regeneración de este trabajo.

Doy gracias a la Dra. Rosario Romero Centeno que ayudó a mantener a flote este vacilante esfuerzo. Mi especial agradecimiento al M. en C. Octavio Gómez Ramos que con su increíble talento fue posible dar vida a la simulación numérica, parte central de este trabajo.

De nuevo agradezco al Dr. Jorge Zavala Hidalgo por su generosidad al ofrecerme su amistad, apoyo y conocimiento. Agradezco también a su excepcional y creciente equipo de trabajo, fue una verdadera delicia trabajar y convivir con cada uno de sus integrantes.

Gracias a la Secretaría de Marina y al Servicio Meteorológico Nacional por proporcionarme los datos de las estaciones meteorológicas automáticas utilizadas en este estudio.

Agradezco al Posgrado de Ciencias de la Tierra, al Centro de Ciencias de la Atmósfera y a la Universidad Nacional Autónoma de México por el apoyo brindado para terminar mis estudios. En especial, agradezco a la UNAM y al CONACYT por apoyar con los proyectos PAPIIT IN116111 y RR116111 y CONACYT 133299 a la investigación en la que se basa este trabajo.

Por mi raza hablará el espíritu

Para Ivar, Carlos, Silvia y Omar

Estudio de la variabilidad diurna de los vientos en el sur del
Golfo de México

Nidia Elena Taylor Espinosa

Índice general

Lista de figuras	v
Lista de tablas	viii
Resumen	xi
Abstract	xiii
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.1.1. La componente diurna de los vientos en el sur del Golfo de México	2
1.2. Objetivo	3
2. La brisa	5
2.1. Formación de la brisa	7
2.1.1. Intensidad y dirección de la brisa	7
2.1.2. Extensión horizontal de la brisa	8
2.2. Frente de brisa	9
2.2.1. Generación de los frentes de brisa	9
2.2.2. Avance del frente de brisa	10
2.3. Teoría lineal de las brisas	11
2.3.1. Primeros modelos analíticos de las brisas	11
2.3.2. Otras modelaciones lineales	11
3. Simulación numérica, datos y validación	13
3.1. El modelo WRF	13
3.1.1. Configuración del modelo	15
3.2. Datos y validación	18
3.3. Validación de la simulación	18
3.3.1. Descripción de índices estadísticos	18
3.3.2. Evaluación del modelo	21
3.4. Señal diurna	26
3.4.1. Parámetros de la elipse característica	27

4. Resultados de la simulación	33
4.1. Caso típico	33
4.1.1. Brisa marina	33
4.1.2. Brisa terrestre	37
4.1.3. Convergencia	37
4.1.4. Extensión de la brisa marina	38
4.2. Caso con un frente frío	42
4.2.1. Brisa marina y brisa terrestre	42
4.2.2. Convergencia	42
4.2.3. Extensión de la brisa	44
4.3. Otros casos	44
4.3.1. Caso con doble celda	48
5. Discusión	53
5.1. Las brisas en el Golfo de México	53
5.2. Las brisas en el sureste mexicano	54
6. Conclusiones	55
6.1. Amplitud de la componente diurna y su distribución espacial y temporal . .	55
6.2. Características de las brisas	55
6.2.1. La celda de brisa	55
6.2.2. Casos	56
6.3. Causas de la amplitud de la componente diurna	56
Bibliografía	59

Índice de figuras

1.1.	Elipses del ciclo diurno. (a) Señal diurna mensual para distintas estaciones meteorológicas a lo largo de la costa del Golfo de México. <i>Tomado de Taylor</i> [17]. El círculo indica la hora de inicio del movimiento y la cruz el desplazamiento recorrido unas horas después. (b) Mapa de clasificación de zonas.	2
1.2.	Señal diurna alrededor del globo. (a) Intensidad del ciclo diurno. El eje mayor es trazado en color en las zonas en donde es estadísticamente significativo y las elipses de viento son dibujadas cada 6°. (b) Dirección de rotación del viento. El color rojo indica una rotación en el sentido de las manecillas del reloj y el azul en el sentido contrario. (c) Momento del día cuando el viento está alineado con el eje mayor. <i>Tomado de Gille</i> [5].	4
2.1.	Desarrollo de la brisa marina y la brisa terrestre. En la superficie, una brisa marina (a) sopla desde el mar hacia la tierra, mientras que la brisa terrestre (b) sopla de la tierra hacia el mar. La temperatura en la superficie terrestre cambia más rápido en el caso de la brisa marina, esta situación indica un mayor gradiente de presión y vientos más intensos.	6
2.2.	Patrones de nubes formados por la brisa marina. Las nubes bajas son desplazadas por la brisa que va entrando en la costa. (a) Imagen satelital correspondiente al 11 de abril de 2006 a las 16:50 hrs, el frente de brisa es paralelo a casi toda la costa oeste y norte de la Península de Yucatán. (b) Imagen satelital correspondiente al 12 de abril del 2006 a las 19 hrs, se observa que el frente de brisa proveniente de la costa norte ha avanzado considerablemente hacia el sur.	7
3.1.	Dominio principal y dominio anidado. El dominio inicial tiene una resolución de 16 km mientras que el anidado tiene una resolución de 3.2 km.	15
3.2.	Ubicación del conjunto de las estaciones meteorológicas automáticas a lo largo de la costa mexicana del Golfo de México. Se indica la red a la que pertenece cada una de las estaciones.	19
3.3.	Hodógrafas mensuales del mes de abril del 2006 correspondientes a las estaciones en el Banco de Campeche (Cayo Arcas). La columna izquierda corresponde a las observaciones y la derecha a la simulación.	28
3.4.	Hodógrafas mensuales del mes de abril del 2006 correspondientes a las estaciones en el Banco de Campeche (Cayo Arenas). La columna izquierda corresponde a las observaciones y la derecha a la simulación.	29

3.5.	Hodógrafas mensuales del mes de abril del 2006 correspondientes a las estaciones en el Banco de Campeche (Isla Pérez). La columna izquierda corresponde a las observaciones y la derecha a la simulación.	30
4.1.	Velocidad del viento a lo largo del mes de abril del 2006 para las estaciones: (a) Cayo Arenas, (b) Isla Pérez, (c) Cayo Arcas, (d) Celestún y (e) Ciudad del Carmen en diagramas de astillas, ubicadas en la zona de interés (Fig. 3.2). Se observa claramente la existencia de una señal diurna asociada a las brisas con un intervalo con distinto patrón del 9 al 15 de abril provocada por la presencia de un <i>norte</i>	34
4.2.	Dominio 2 de la simulación numérica. Se indica el corte zonal que pasa sobre la estación de Cayo Arcas en la latitud 20.20°N.	35
4.3.	Diagrama HM. Corte zonal (20.20°N) para las series de tiempo del 19 al 24 de abril de (a) la temperatura del aire a 2m, (b) la componente zonal del viento y, (c) la componente meridional del viento. Se han utilizado distintas barras de color para acentuar distintos fenómenos para las distintas variables. Las flechas muestran la dirección del viento zonal en todos los diagramas y la línea corresponde a la línea de costa.	36
4.4.	Diagrama HM en un caso típico. Se muestran los diagrama HM para el día 4 de abril del 2006 del corte zonal que pasa por la estación Cayo Arcas (20.20 °N), correspondientes a: (a) la temperatura del aire a 2 m, (b) la componente zonal del viento y, (c) la componente meridional del viento.	38
4.5.	Mapas de viento a 10 m en un caso típico. Los mapas muestran la dirección y magnitud del viento en el noroeste de la Península de Yucatán correspondientes al 4 de abril para las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 y 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 22 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs locales del día 23, respectivamente. Los vientos provienen del dominio 2 de la simulación numérica.	39
4.6.	Mapa de temperatura a 2m para un caso típico. Los mapas muestran la temperatura del aire a 2m en grados Celsius sobre el dominio 2 de la simulación numérica. Las fechas indican la dirección y magnitud del viento a 10m. Cada mapa corresponde al 4 de abril del 2006 a las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 22 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 23, respectivamente.	40
4.7.	Corte vertical a lo largo del paralelo 20.20°N de la componente <i>u</i> del viento (caso típico) para el día 4 de abril correspondientes a las 0, 6, 12, 18, 24 hrs GMT. La línea indica la posición de la costa y el asterisco la ubicación de Cayo Arcas.	41
4.8.	Mapas de presión. Análisis de superficie para el día 9 de abril del 2006 correspondiente a las 0, 12 hrs y para las 0 hrs del día 10. <i>Tomado de la NOAA</i> [21]	43
4.9.	Diagrama HM durante el paso de un frente frío. Se muestran los diagrama HM para el día 9 de abril del 2006 del corte zonal que pasa por la estación Cayo Arcas (20.20°N), correspondientes a: (a) la temperatura del aire a 2 m, (b) la componente <i>u</i> del viento y, (c) la componente <i>v</i> del viento.	44
4.10.	Mapa de vientos de superficie durante el paso de un frente frío. Los mapas muestran la dirección y magnitud del viento sobre el dominio 2 de la simulación numérica correspondientes al día 9 de abril para diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 9, respectivamente.	45

4.11. Mapa de temperatura a 2m durante el paso de un frente frío. Los mapas muestran la temperatura del aire a 2m en grados Celsius sobre el dominio 2 de la simulación numérica. Las fechas indican la dirección y magnitud del viento a 10m. Cada mapa corresponde al 9 de abril del 2006 a diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 9, respectivamente. 46

4.12. Corte vertical a lo largo del paralelo 20.20°N durante el paso de un frente frío de la componente u para el día 9 de abril correspondientes a las 0, 6, 12, 18, 24 hrs GMT. La línea indica la posición de la línea de costa y el asterisco la ubicación de Cayo Arcas. 47

4.13. Diagrama HM en un caso con doble celda. Se muestran los diagrama HM para el día 26 de abril del 2006 del corte zonal que pasa por la estación Cayo Arcas (20.20 °N), correspondientes a: (a) la temperatura del aire a 2 m, (b) la componente u del viento y, (c) la componente v del viento. 49

4.14. Mapa de vientos de superficie en un caso con doble celda. Los mapas muestran la dirección y magnitud del viento sobre el dominio 2 de la simulación numérica correspondientes al día 26 de abril para diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 26, respectivamente. 50

4.15. Mapa de temperatura a 2m en un caso con doble celda. Los mapas muestran la temperatura del aire a 2m en grados Celsius sobre el dominio 2 de la simulación numérica. Las fechas indican la dirección y magnitud del viento a 10m. Cada mapa corresponde al 26 de abril del 2006 a diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 26, respectivamente. 51

4.16. Corte vertical en un caso con doble celda. Cortes verticales zonales (20.20°N) de la componente u para el día 26 de abril correspondientes a las 0, 6, 12, 18, 24 hrs GMT. La línea indica la localización de la línea de costa y el asterisco la ubicación de Cayo Arcas. 52

Índice de cuadros

3.1. Errores asociados a la simulación para la componente U.	21
3.2. Errores asociados a la simulación para la componente V.	22
3.3. Errores asociados a la simulación para la rapidez y la dirección.	22
3.4. Errores asociados a la simulación para la componente U.	23
3.5. Errores asociados a la simulación para la componente V.	24
3.6. Errores asociados a la simulación para la rapidez y la dirección del viento.	25
3.7. Varianza explicada por la componente diurna para cada una de las componentes del viento para las distintas estaciones a lo largo de la costa.	26
3.8. Comparación de parámetros de las elipses mejor ajustadas para la hodógrafa mensual de abril correspondiente a los datos de las EMAs y el primer dominio de la simulación numérica. a es el semieje mayor, b el semiejemenor, ϕ el ángulo del semieje mayor con el este, y t la hora en que ocurre la máxima amplitud.	31
3.9. Comparación de los parámetros de las elipses mejor ajustadas a las hodógrafas mensuales correspondientes a los datos del mes de abril de las EMAs y el dominio de la segunda simulación numérica. a es el semieje mayor, b el semiejemenor, ϕ el ángulo del semieje mayor con el este, y t la hora en que ocurre la máxima amplitud.	32

Resumen

En 2005, Sarah Gille obtuvo la componente diurna del viento sobre el océano mundial con las mediciones de viento que se obtuvieron cuando los escaterómetros QuikSCAT y ADEOS-II funcionaron simultáneamente durante 2003. Ese estudio muestra regiones en el océano mundial donde esta señal es muy intensa y espacialmente extensa, y la zona del sur del Golfo de México es una de ellas.

Se construyó una descripción general del comportamiento de las brisas a lo largo del golfo con base en los datos de viento de las estaciones meteorológicas automáticas en las costas del Golfo de México de las redes del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y de la Secretaría de Marina (SEMAR). Este análisis confirmó que en la zona sur del Golfo de México (oeste de la Península de Yucatán y el Banco de Campeche) este fenómeno se presenta con mayor intensidad, principalmente en los meses de abril y mayo, y se mostró que esto es debido a que en estos meses ocurre un mayor gradiente térmico.

Para analizar la brisa se separó la respuesta del viento en la frecuencia diurna de las series de tiempo de las mediciones. Para esto, se obtiene una señal sinusoidal de frecuencia diurna, con un método de ajuste por cuadrados mínimos, con la cual se obtienen los parámetros de las elipses mensuales características de la hodógrafa de la señal diurna del viento relacionada con el fenómeno de las brisas, de acuerdo con la teoría lineal.

Con ayuda de una simulación numérica de muy alta resolución para el mes de abril del 2006, realizada con el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting model, se analizó la evolución de la brisa a lo largo del mes. Los vientos de la brisa marina son bastante fuertes sobre el océano y no se restringen a la costa, sino que penetran varios kilómetros mar adentro (los vientos por arriba de los 10 m/s ocurren más allá de los 100 km fuera de la costa). El efecto de la fricción sobre la magnitud del viento sobre tierra también es perceptible, con una disminución abrupta de su rapidez de hasta más de 6 m/s.

La circulación vertical de la brisa, en principio razonada como una celda convectiva y posteriormente como una corriente de gravedad, tiene como borde una zona de convergencia llamada frente de brisa. Las brisas provenientes de las diferentes costas de la península forman sus respectivos frentes que al penetrar tierra adentro van formando una sola línea de convergencia que atraviesa la península en forma diagonal. Esto es causado porque la penetración de la brisa marina es mayor en el noroeste de la península. Este frente de brisa tan marcado es causado porque la oposición del viento medio del Este, es lo suficientemente intensa (4 a 6 m/s) como para provocar que el límite de la convergencia se dé de manera tajante (provocando vientos más rápidos atrás del frente) y lo suficientemente débil como para no causar un efecto adverso al desarrollo de la brisa en sí. Al formarse la celda de

circulación de la brisa con el viento medio oponiéndose, se crea una zona de convergencia y divergencia en los límites de ésta. Siendo la convergencia la que se presenta en el frente de brisa y la divergencia en la parte 'trasera' de la celda. Esta divergencia ha sido poco estudiada debido a la dificultad de obtener mediciones sobre el océano y a que no siempre se observa. En este caso, de aparente existencia de la celda convectiva, es claro que, a lo largo del desarrollo de la brisa (y del avance del frente) la extensión de ésta aumenta de manera considerable y está estrechamente relacionada con la observación de los vientos de brisa tan lejanos de la costa.

A lo largo del mes, se identificaron tres casos con diferentes condiciones: un caso típico, uno bajo condiciones de *norte* y uno en que se forma una doble celda. En el caso típico se encontró que la penetración de la brisa es variable, siendo mayor en el norte y suroeste de la península de Yucatán. Con el *norte*, la brisa siguió desarrollándose incluso con mayor penetración tierra adentro, pero con un frente de brisa difuso. Y el caso de doble celda se derivó cuando el calentamiento de tierra fue mayor que en el caso típico, provocando la aparición de dos frentes.

Abstract

Sarah Gille (2005) obtained a global view of diurnal wind variations over the world ocean using wind observations from QuikSCAT and ADEOS-II tandem scatterometer mission, which worked simultaneously during 2003. In her study it is shown that some coastal regions have a visible strong diurnal cycle and a significant offshore extent. Among the sites identified was the southern Gulf of Mexico.

Based on series of meteorological observations from automatic weather stations along the coast of the Gulf of Mexico from the networks of Mexican National Weather Service (SMN) and the Mexican Navy Secretariat (SEMAR), it was constructed a general description of the behavior of breezes along the gulf. Results confirm that in the southern Gulf of Mexico (west of the Yucatan Peninsula and Bay of Campeche), the breeze phenomena occurs with greater intensity, especially in the months of April and May, and shows that this occurs because in these months the thermal gradient increases.

Diurnal wind components were least-squares fitted to a sinusoidal signal, and the resulting parameters were used to obtain monthly featured elliptical hodograph related with the breeze phenomenon according to the linear theory.

The breeze phenomenon was analyzed with a numerical simulation of high resolution atmospheric model performed by the Weather Research and Forecasting model (WRF) for the month of April 2006. Sea breeze winds are strong over the ocean and are not restricted to the coast and penetrate several kilometers offshore (winds above 10 m/s are still occur beyond 100 km of the coast). The effect of friction on the magnitude of the wind over land is also perceptible, it provides a reduction in its speed of up to more than 6 m/s.

The vertical circulation of the breeze has a convergence zone edge called breeze front. The breezes from different coasts of the peninsula have their respective fronts and penetrate inland forming a single line of convergence that crosses diagonally because the penetration of the sea breeze is higher in the northwest of the peninsula. This sharp front is caused because the opposite wind is strong enough (4-6 m/s) as to cause the convergence and weak enough for preserve the breeze. By forming a cell breeze circulation with opposite wind, it creates a zone of convergence and divergence within the limits of the cell. The convergence zone appears in the breeze front and a divergence zone appears in the 'back' of the cell. This divergence has been little studied due to the difficulty of obtaining measurements over the ocean and it is not always observed. In the case of existence of the convective cell, the development of the breeze (and the advancing front) and its extent, increases considerably, and they are closely related to the observation winds breeze as far away from the coast.

Breezes in the southern Gulf of Mexico are an unusual phenomenon due to the extent covered by his influence and the intensity of its winds. Besides the relative simplicity in the

form of the coast of the Yucatan Peninsula, it is possible to separate the analysis of the various cases in which the phenomenon occurs throughout the region.

Capítulo 1

Introducción

Entre los fenómenos meteorológicos de mesoescala (incluso de gran escala) que se presentan con recurrencia en las zonas costeras de México, y en específico en el Golfo de México, se encuentran los huracanes, *nortes* y brisas. Se ha visto que el sistema de brisas juega un papel importante en la vida cerca de la costa teniendo un efecto refrescante para los habitantes de la costa; siendo un sistema de transporte para polen, insectos y aves; modificando la distribución de contaminantes; siendo factor relevante en la estrategia de navegación, entre otras características [15].

Las brisas son sistemas locales de viento de escala media y se encuentran en la clasificación de circulaciones térmicas debido al mecanismo que las produce. Como se verá a lo largo de este trabajo, las brisas se generan de manera local en las costas debido al contraste térmico entre agua y tierra; pero pueden desarrollarse de tal manera que se vuelven un fenómeno de mayor escala que puede observarse hasta a cientos de kilómetros de la costa, según los factores propios de la región geográfica que sirvan para magnificarlos.

En un estudio hecho de las brisas en el Golfo de México del año 2006 [17], se observa que las brisas son más que un fenómeno local en las costas mexicanas del golfo; en particular, en el sureste del Golfo de México (noroeste de la Península de Yucatán) con lo cual, convenientemente, la hemos llamado la *componente diurna de los vientos* para indicar que ha sobrepasado la escala espacial local.

1.1. Antecedentes

En el trabajo de Sarah Gille *et al.* en 2004 [5], se analizaron los datos de siete meses del año 2003 cuando los escaterómetros QuikSCAT y ADEOS-II funcionaron de manera simultánea, barriendo regiones una a dos veces al día cada uno, con lo cual obtuvieron datos suficientes para calcular la componente diurna del viento sobre el océano mundial.

Entre los resultados más importantes de Gille [5], se muestra que la señal diurna del viento es significativa entre los trópicos. Además, de que se revelan regiones específicas donde la señal es mucho más intensa y con una progresión mar adentro importante: Madagascar, Somalia, Australia, India, México, Colombia, entre otros (Figura 1.2).

En el caso de México, se tiene que hay una señal importante dentro de todo el Golfo de México, pero es aún más intensa en el sureste. Por este resultado, se decidió estudiar la

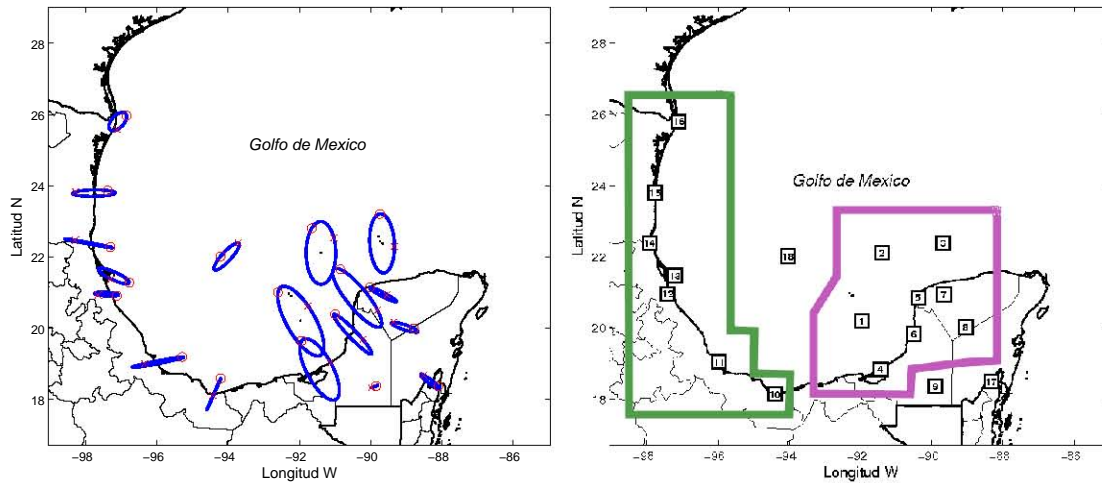


Figura 1.1: Elipses del ciclo diario. (a) Señal diaria mensual para distintas estaciones meteorológicas a lo largo de la costa del Golfo de México. Tomado de Taylor [17]. El círculo indica la hora de inicio del movimiento y la cruz el desplazamiento recorrido unas horas después. (b) Mapa de clasificación de zonas.

componente diurna del viento en la costa del Golfo de México, con la ayuda de estaciones meteorológicas en la costa, cayos, islas y boyas (estaciones meteorológicas automáticas del Sistema Meteorológico Nacional y la Secretaría de Marina); y se encontró que la magnitud y progresión costa afuera de la componente diurna en el golfo, específicamente en el sureste del golfo, es muy grande comparada con lo observado en otras regiones [17].

1.1.1. La componente diurna de los vientos en el sur del Golfo de México

Siguiendo el método utilizado por Gille, a cada una de las series de tiempo de las componentes del viento registradas por las estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) se le ajustó una señal sinusoidal de 24 hrs, para obtener la hodógrafa elíptica que mejor se ajusta a los datos. Se aplicó el método de cuadrados mínimos con la ayuda de la descomposición en valores singulares [17].

Entre los resultados de este análisis, a grandes rasgos, se encuentra el de distinguir dos zonas donde el fenómeno se comporta de manera distinta. La primera corresponde al sureste del Golfo de México, Banco de Campeche y Península de Yucatán (Zona I), donde la señal diurna resulta ser atípicamente intensa y extensa como lo observado en el trabajo de Gille [5]. Y la segunda, correspondiente al lado oeste del Golfo de México (Zona II), donde la señal diurna es más errática, de menor intensidad y extensión (Figura 1.1).

También, se identificó una marcada variación estacional de la magnitud de la componente diurna del viento que alcanza un máximo de abril a mayo en el sureste de Golfo de México y, de mayo a junio en el oeste. Taylor [17] propone que esta diferencia se asocia con el ciclo anual del contraste térmico entre tierra y mar en las dos zonas.

Además, se observó que los patrones sinópticos influyen en el desarrollo de la brisa. La amplitud de la componente diurna es mayor cuando el viento medio proviene del este o

sureste en relación a cuando viene del noroeste [17].

La orografía de la península puede favorecer la intensidad y extensión espacial de la señal diurna al no existir obstáculos de gran altura y disminuir la fricción; a su vez, de debilitar por fricción al viento medio y favorecer la convección sobre la península [17].

Otro factor mencionado, y que es de mucha importancia para el desarrollo del sistema, es la fuerza de Coriolis. Ya que debido a la latitud del sureste del Golfo de México, la frecuencia inercial es menor que la diurna lo que favorece la propagación del frente de brisa [17].

Dado que la formación y desarrollo del fenómeno de la brisa se presenta en distintas variables (intensidad y dirección del viento, temperatura, humedad) y niveles de la atmósfera (en la capa límite atmosférica), se recurre a la implementación de una simulación numérica utilizando el modelo atmosférico Weather & Research Forecasting Model (WRF) para tener un panorama más amplio y de mayor resolución para el estudio del fenómeno. Debido al mayor interés de las causas que provocan la señal más intensa (y extensa), se eligió para la simulación el mes de abril del 2006, año del cual se tienen datos de las EMAs que se encuentran a lo largo de la costa y en cayos.

1.2. Objetivo

A partir del análisis de datos de estaciones meteorológicas automáticas y de una simulación numérica, se estudia, de manera detallada, la componente diurna de los vientos; identificando los factores y mecanismos que hacen de ésta una señal diurna tan relevante en el sur del Golfo de México.

Para alcanzar el objetivo principal, se propusieron los siguientes objetivos particulares:

- Evaluar el desempeño del modelo atmosférico en las brisas del Golfo de México, comparado contra observaciones.
- Analizar el comportamiento espacial de las brisas con énfasis en la descripción de la penetración de la brisa de mar en tierra, la formación de líneas de convergencia y su propagación en el espacio.
- Analizar otras variables dinámicas y termodinámicas, como la divergencia de los vientos y la temperatura en superficie.
- Generar diagramas y gráficas de las variables más importantes involucradas en el fenómeno para facilitar el análisis del mismo.

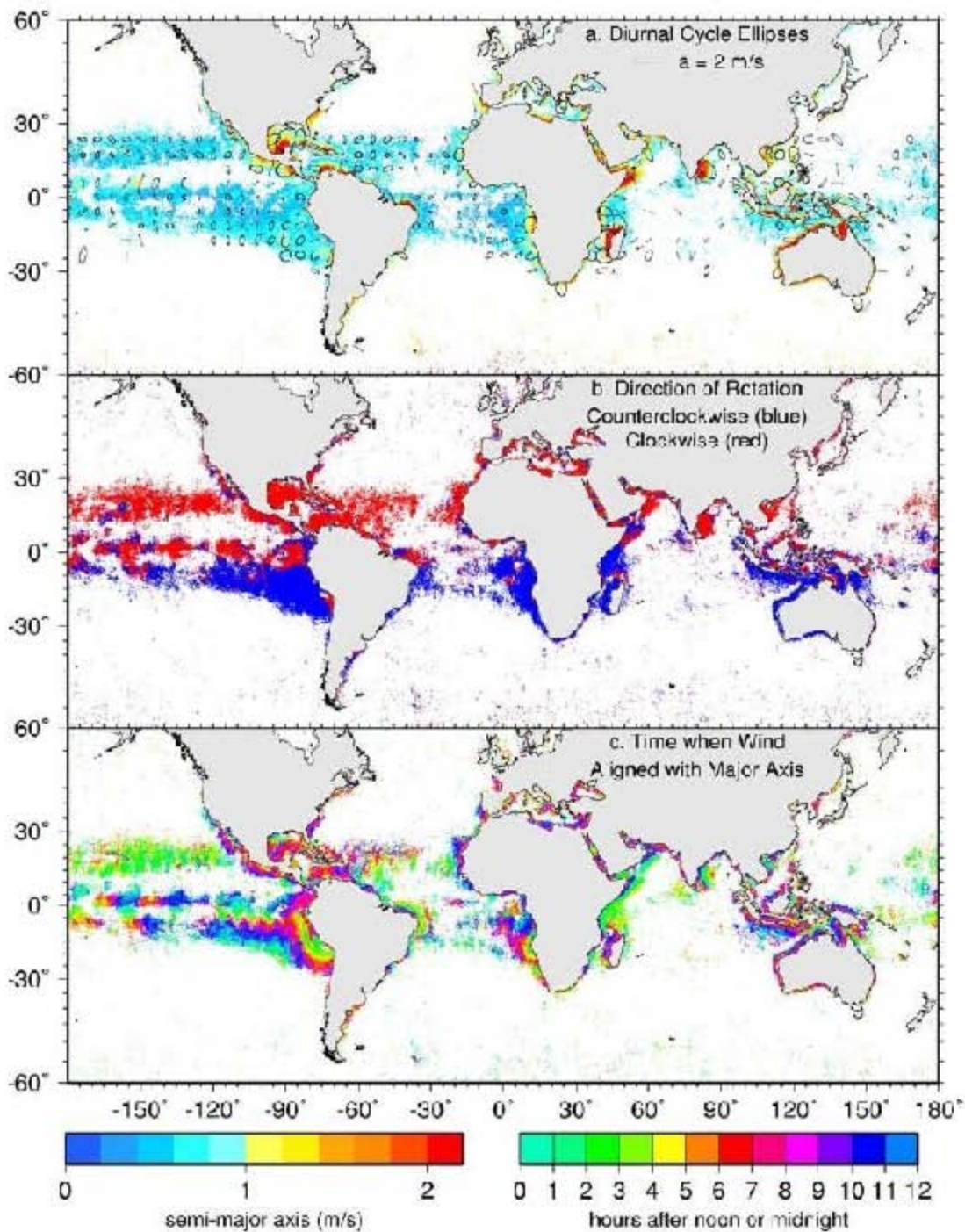


Figura 1.2: Señal diurna alrededor del globo. (a) Intensidad del ciclo diurno. El eje mayor es trazado en color en las zonas en donde es estadísticamente significativo y las elipses de viento son dibujadas cada 6°. (b) Dirección de rotación del viento. El color rojo indica una rotación en el sentido de las manecillas del reloj y el azul en el sentido contrario. (c) Momento del día cuando el viento está alineado con el eje mayor. Tomado de Gille [5].

Capítulo 2

La brisa

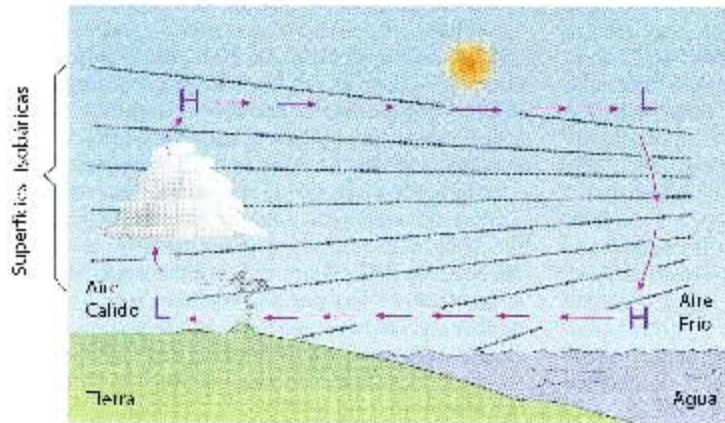
En las regiones costeras se puede indentificar un viento típico que sopla tierra adentro durante el día y mar adentro durante la noche. La *brisa marina*, la cual fluye tierra adentro en los días de ‘buen tiempo’, es causada por la diferencia de temperaturas entre la tierra, con temperaturas relativamente altas, y el mar, que se encuentra más fresco. Esta diferencia se incrementa durante el día y produce una diferencia de presión en los niveles bajos de la atmósfera, la cual causa la brisa. En la noche, esta diferencia de presión desaparece y algunas veces se revierte, causando la *brisa terrestre* (Figura 2.1). De estos vientos alternos la brisa marina es la que tiene un mayor impacto.

En la costa de muchos países tropicales, donde la evolución del gradiente de presión es periódica, la llegada de la brisa marina se espera regularmente a la misma hora, alcanzando una intensidad de 6 o 7 ms^{-1} . La brisa empieza a soplar cuando la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra es lo suficientemente grande como para generar un viento capaz de superar cualquier viento que sople desde tierra [15]. Los vientos de diferentes direcciones causados por el movimiento de depresiones y anticiclones pueden modificar su desarrollo.

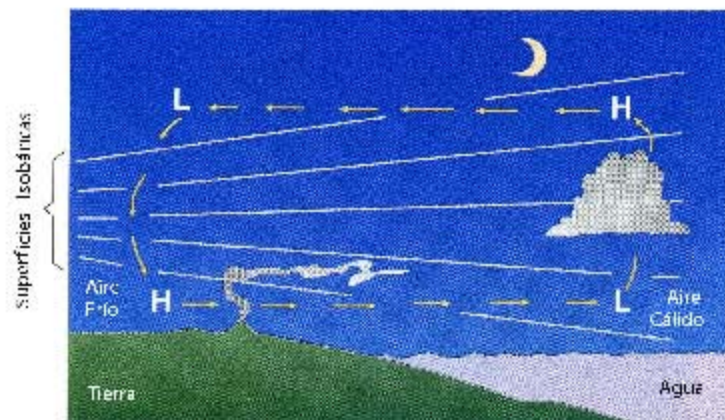
Temprano en el día, poco después de su inicio, la profundidad vertical de la brisa marina puede ser menor de 50 m y es posible que justo por encima de ese nivel, el viento sople en la dirección opuesta. Conforme avanza el día, también lo hace el espesor de la brisa marina, alcanzando frecuentemente una profundidad de 300 m. Más adelante en el día, la dirección del viento cambia poco a poco en un giro, debido a la rotación de la Tierra, hasta tener una componente hacia el mar (en lugar de un cambio abrupto por la alternancia del gradiente térmico).

El viento fresco de la brisa puede ser una característica agradable en la vida cercana a la costa, sin embargo este puede tener efectos perjudiciales en la distribución de los contaminantes. Las pestes de insectos llevados por el aire como las langostas y los áfidos encuentran en la brisa marina un transporte útil para protegerse de ser soplados hacia el mar, en regiones donde el viento sopla hacia el mar [15].

La brisa de mar en desarrollo, poco a poco se extiende más hacia el mar y tierra adentro. La convergencia de los vientos cerca de la frontera de la brisa causa que el aire se eleve, el cual frecuentemente se condensa y forma nubes. La extensión de la brisa marina puede, algunas veces, ser deducida por la presencia de nubes distintivas las cuales se forman en esta zona. Una línea de nubes paralela a la costa en un día despejado es una clara señal de la frontera de la brisa marina, el llamado *frente de brisa*.



(a) Brisa marina



(b) Brisa terrestre

Figura 2.1: Desarrollo de la brisa marina y la brisa terrestre. En la superficie, una brisa marina (a) sopla desde el mar hacia la tierra, mientras que la brisa terrestre (b) sopla de la tierra hacia el mar. La temperatura en la superficie terrestre cambia más rápido en el caso de la brisa marina, esta situación indica un mayor gradiente de presión y vientos más intensos.

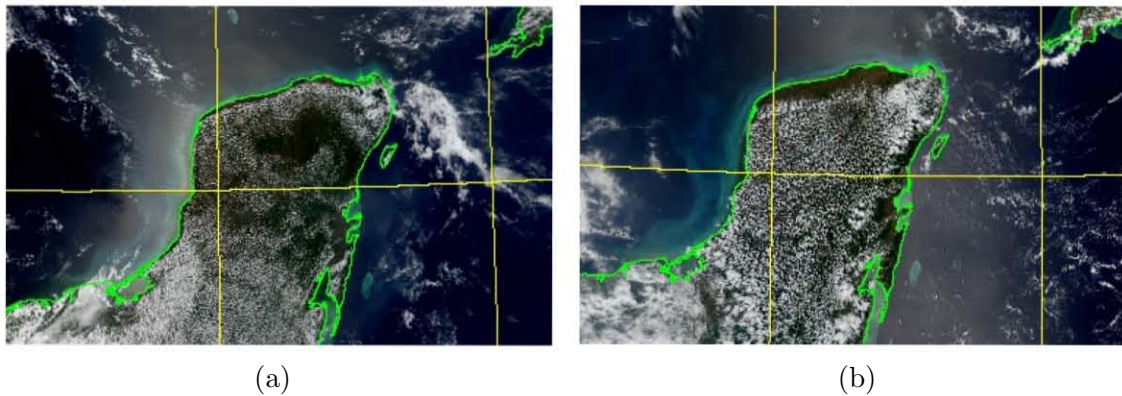


Figura 2.2: Patrones de nubes formados por la brisa marina. Las nubes bajas son desplazadas por la brisa que va entrando en la costa. (a) Imagen satelital correspondiente al 11 de abril de 2006 a las 16:50 hrs, el frente de brisa es paralelo a casi toda la costa oeste y norte de la Península de Yucatán. (b) Imagen satelital correspondiente al 12 de abril del 2006 a las 19 hrs, se observa que el frente de brisa proveniente de la costa norte ha avanzado considerablemente hacia el sur.

La interpretación de los patrones de las nubes frecuentemente hace que sea posible ver qué tan lejos la brisa ha avanzado tierra adentro. Por un lado se puede ver el cielo lleno de pequeñas nubes cúmulos uniformemente espaciadas encima de la tierra calentada indicando termales de aire elevándose. Mientras que el aire de la brisa marina se encuentra sin nubes; la pequeña zona de convergencia entre el aire de tierra y el aire de mar se encuentra una línea de nubes cúmulos un poco más grandes (Figura 2.2).

En varias partes del mundo, por razones diversas, estas líneas de convergencia pueden ser muy intensas y generar grandes bancos de nubes, causando lluvia e incluso tormentas. En tales localidades, la presencia de la brisa tiene un efecto marcado en el clima.

2.1. Formación de la brisa

Las brisas se desarrollan mejor cuando hay una mayor diferencia de temperaturas entre el mar y la tierra. Estas condiciones prevalecen a lo largo del año en muchas regiones tropicales, como lo mostró Gille en su estudio global [5] (Figura 1.2). Sin embargo, en latitudes medias, el fenómeno de las brisas sólo es habitual en primavera y verano.

El crecimiento y la extensión del gradiente de presión en cualquier punto es de suma importancia ya que proporciona el forzamiento que conduce estos vientos.

2.1.1. Intensidad y dirección de la brisa

Las mediciones de la brisa se presentan usando una hodógrafa¹ de viento, para ello se traza el punto final del vector viento en cada paso de tiempo y al final se unen los puntos.

¹En matemáticas, una hodógrafa es el lugar geométrico que que dibuja un extremo de una variable vectorial cuando su origen permanece fijo.

Las hodógrafas muestran, dada una localidad, una vuelta de 360° durante el día, siempre y cuando el viento medio sea débil.

Además de numerosos resultados observacionales, existen investigaciones teóricas de las hodógrafas del viento de brisa. Haurwitz [6] trabajó en un modelo lineal simplificado, donde las fuerzas involucradas son la fricción y el gradiente de presión causado por la diferencia de temperatura.

Las hodógrafas de la brisa medidas en el hemisferio norte muestran mayormente una rotación de los vientos en el sentido de las manecillas del reloj (rotación anticiclónica), aunque hay sitios con una rotación claramente contraria. La teoría sugiere que la rotación mostrada por la hodógrafa es debida principalmente a la rotación terrestre, pero se pueden encontrar otras explicaciones para aquellas que presentan un giro ciclónico.

El modelo original de la teoría simple fue hecho para una línea de costa recta; en la realidad, la línea de costa puede no ser recta y pueden existir características geográficas importantes que pueden afectar el desarrollo de la brisa.

2.1.2. Extensión horizontal de la brisa

La extensión de la brisa marina (y terrestre) varía considerablemente sobre diferentes partes del mundo; se ha reportado que hay penetración tierra adentro entre 30 y 300 km [15]. Aunque muchos de estos resultados han sido obtenidos con medidas aisladas y han ocurrido en raras ocasiones. Algunos ejemplos en donde se han estudiado son los siguientes:

Penetración tierra adentro

Australia

Desde los 50's, se detectó que la brisa marina puede ser detectada a grandes distancias tierra adentro. Mediciones en tierra adentro 'conectadas con la brisa marina' se hicieron en varios puntos cerca de la costa sur. Usando una red de estaciones que miden presión, temperatura y humedad.

India

Los vientos predominantes sobre el continente, que duran de marzo a mayo, tienen una componente principalmente del oeste, y desde la costa oeste la brisa marina alcanza tierra adentro hasta 130 km. En la costa este (en Madras), la brisa marina ha sido medida a 30 km tierra adentro y en un estudio de un sitio más al norte, en Jagdalbur, establece una presencia regular a 150 km.

EUA

Hay una larga historia de observaciones de brisa, en ambas costas, este y oeste, y en los grandes lagos. Los efectos de las brisas del lado de la costa oeste son complicados debido a los efectos de las montañas. En la costa de Texas se han reportado penetraciones tierra adentro de 60 km. Alrededor de la península de Florida y la costa en el noreste, distancias de 50 km fueron reportadas más de 100 años atrás.

Bretaña

En días soleados del verano, el avance tierra adentro de 30 a 40 km de la brisa marina es usual en algunas partes de la costa.

Distancia mar adentro

Debido a la dificultad de tomar mediciones sobre el mar, existen pocas observaciones en las cuales se haya observado que el sistema de brisa marina-terrestre se extienda mar adentro. Sin embargo, con mediciones aéreas o fotografías de satélites se ha podido identificar su presencia en algunas regiones como en el golfo de Botnia (a 45 km de la costa sueca y a 20 km de la finlandesa)[15].

Frecuencia de la penetración de la brisa

La frecuencia con la que ocurre la penetración de la brisa tierra adentro depende completamente de la ubicación geográfica y las condiciones climáticas que se presenten en la zona. Hay unas cuantas regiones que llegan a tener datos suficientes sobre cuándo se presenta la brisa. Entre los lugares con registros más largos se encuentran Australia e Inglaterra, con datos de varios años [15].

2.2. Frente de brisa

En la primera etapa del desarrollo de la brisa algunas veces se forma una borrasca (chubasco o ráfaga súbita), semejante a un frente frío menor, el cual es llamado frente de brisa. Este frente es de especial interés en el mar para los navegantes que esperan cambios súbitos del viento en esta área. Pilotos de planeador, a muchos kilómetros tierra adentro de la costa, a veces pueden usar las corrientes ascendentes en la parte delantera del frente de brisa. La dinámica asociada al frente de brisa también es importante para los científicos ambientales ya que su presencia tiene importantes efectos en la distribución de la contaminación atmosférica.

El viento detrás de este frente resulta tener mayor velocidad que el avance del frente; la brisa marina asciende en el frente y tiene un regreso relativo hacia el borde principal del frente, así que se distingue un flujo mezclado ‘aire de mar’ y el viento ‘propio de la brisa marina’. Mediciones a lo largo de la costa del Báltico mostraron que la profundidad de la brisa marina era usualmente de cerca de 350 m y que aire de mar mezclado se extiende hasta 700 m de altura [15]. Amplias mediciones de campo se han hecho para medir las características de los frentes de brisa. Se han encontrado similitudes entre estos frentes y los flujos de salida de las tormentas (thunderstorm outflows²).

2.2.1. Generación de los frentes de brisa

La generación de un frente entre dos masas de aire de diferente densidad depende principalmente de la fuerza de los vientos convergentes. Si el viento costa afuera es lo suficientemente fuerte, un desarrollo completo del frente de brisa puede ser generado cerca de la costa. Este puede permanecer estacionario o moverse lentamente tierra adentro mientras la brisa en sí continúa soplando detrás del frente y el aire asciende a lo largo de la línea de convergencia donde los vientos se reúnen. En clima ‘calmo’ o con viento ligero en contra,

²La masa de aire relativamente fresco que resulta cuando la corriente descendente de una tormenta alcanza la superficie de la tierra y se propaga horizontalmente como una corriente de densidad.

la brisa marina es capaz de extender su influencia gradualmente tanto tierra adentro como mar adentro. Sin embargo, en cuanto el aire de la brisa marina se extiende tierra adentro sus propiedades son modificadas al viajar sobre la tierra calentada.

La existencia del frente de brisa marina puede deducirse fácilmente por la distintiva apariencia de algunas formaciones de nube. El aire, el cual es forzado a ascender en la zona de convergencia del frente de la brisa puede alcanzar el nivel de condensación en un día claro lo que puede causar la formación de una línea de nubes en un cielo despejado. En un día cuando el cielo está lleno de pequeños cúmulos, el frente puede hacer visible su presencia por un mayor desarrollo de nubes a lo largo de una línea. Y no haber más nubes del lado del mar de la línea.

En los frentes de brisa terrestre la aparición de nubes ha sido menos observada ya que el mecanismo de formación no es el mismo. Además de que la aparición del frente de brisa terrestre se da con mucho menor frecuencia.

2.2.2. Avance del frente de brisa

La hora del comienzo de la brisa ha sido medida alrededor de todo el mundo en muchos sitios de costa, pero el avance subsecuente ha sido mucho menos estudiado.

La difusión tierra adentro de la brisa marina es de especial interés para los preocupados por la calidad del aire. Casos de estudios individuales existen cuando el frente de brisa viaja tan lejos como 100 km de la costa.

De estos escasos estudios, se ha intentado registrar el avance tierra adentro del frente. Esto se intenta hacer con el cambio relativo del punto de rocío, ya que las mediciones de temperatura y humedad son menos escasas que las de viento. Estos registros han dado pistas para observar el desarrollo del frente de brisa desde su estado inicial, cerca de la costa, donde el establecimiento de la brisa se ha difundido por varios kilómetros y los gradientes de temperatura y humedad eran todavía muy débiles.

En los mismos registros de los casos de estudio anteriores se ve que el progreso del frente de brisa retrocede, como si fuera forzado por un viento de nuevo, hacia la costa.

2.3. Teoría lineal de las brisas

Las observaciones y estudios sobre las brisas han estado presentes desde mucho tiempo atrás. Pero no fue hasta mediados del siglo XX que los modelos analíticos sobre éstas incluyeron los efectos de Coriolis.

2.3.1. Primeros modelos analíticos de las brisas

En los primeros estudios detallados de las brisas, el gradiente de presión y la fricción eran los únicos factores que dictabanaban su dinámica. En 1947, Haurwitz [6] y Schmidt [13] fueron los primeros en incluir los términos rotacionales en las ecuaciones horizontales de movimiento.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - ku, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu - kv. \quad (2.2)$$

En estas ecuaciones se toma el eje x perpendicular a la costa con $x > 0$ en la tierra y $x < 0$ en el mar; f es igual a $2\omega \sin \varphi$, donde φ es la latitud geográfica. El término del gradiente de presión a lo largo del eje y está ausente porque el movimiento de las brisas es independiente de y . Los términos de ku y kv denotan la fuerza de fricción, por unidad de masa, actuando en la dirección x y en la dirección y , respectivamente.

Haurwitz [6], omite las consideraciones de cambios en la dirección vertical y la compresibilidad del aire, propone que la velocidad sólo es función del tiempo y, supone que la ecuación de continuidad se satisface. Estas suposiciones imponen fuertes restricciones en la aplicabilidad de la teoría.

En la solución de las ecuaciones, se tienen términos periódicos debido a la constancia de la señal diurna de la temperatura; con lo que la señal diurna de las brisas se puede representar con una elipse en una hodógrafa³ [17].

2.3.2. Otras modelaciones lineales

A partir de las inclusiones de los términos rotacionales han aparecido nuevas formulaciones considerando suposiciones hidrostáticas e incluyen ecuaciones de movimiento para la componente vertical del viento w (además de las componentes horizontales) y la flotabilidad.

La determinación de la diferencia de temperaturas entre agua y tierra requerida para crear un flujo neto tierra adentro en la presencia de un viento gradiente hacia fuera no se ha podido derivar teóricamente. Lo más importante de estas modelaciones es la predicción de una ‘región de influencia’ para la brisa marina.

En 1983, R. Rotunno [14] encontró que la brisa puede ser caracterizada por el parámetro de Coriolis, la frecuencia de Brunt-Väisälä y su relación con la frecuencia del forzamiento (el calentamiento diurno):

³Una hodógrafa es un esquema en el que se parte de un mismo origen para graficar los vectores de viento en distintos tiempos.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + F^x - \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu + F^y, \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = b + F^z - \frac{\partial \phi}{\partial z}, \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -N^2 w + Q, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (2.7)$$

donde (u, v, w) son las componentes de la velocidad; $\phi = c_P \theta_0 (P/P_0)^{R/c_P}$, donde P , P_0 , R y c_P son la presión, la presión en la superficie del suelo, la constante de los gases para el aire y el calor específico a presión constante, respectivamente; N , la frecuencia Brunt-Väisälä y b , la flotabilidad. Los términos F^x , F^y , F^z y Q representan procesos irreversibles.

Estas ecuaciones intentan enlazar las distintas formulaciones que se dan en la literatura previa [6, 13]. Si la atmósfera es idealizada como un fluido estratificado en rotación, entonces la respuesta de la atmósfera dependerá de manera crítica si f es mayor o menor que ω .

Si uno supone que el proceso por el cual el calor es transferido del suelo al aire es de tal complejidad que, en primera aproximación, uno puede tener a $Q = Q(x, z, t)$, el problema se simplifica. Bajo estas condiciones combinadas con la función de corriente ψ ($u \equiv \partial\psi/\partial z$ y $w \equiv -\partial\psi/\partial x$) las ecuaciones (2.3)-(2.7) se combinan y se reescriben como:

$$N^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + (f^2 - \omega^2) \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = -\frac{\partial Q}{\partial x}. \quad (2.8)$$

Con lo que automáticamente se derivan tres casos: $f > \omega$ donde la ecuación (2.8) es elíptica y la respuesta al forzamiento está confinado a los alrededores; con $f < \omega$ la ecuación (2.8) es hiperbólica y la respuesta al forzamiento se da de forma de ondas internas inerciales que se propagan hacia afuera de la región del forzamiento; y $f = \omega$ que es singular y los efectos de fricción deben ser incluidos [14].

Los resultados en estudios posteriores sugieren que la suposición hidrostática es válida en escalas de calentamiento y enfriamiento con un mínimo alrededor de los 6 km; debido que para una importante superficie de calentamiento, la advección reduce la escala horizontal de la circulación de nivel bajo [10].

Desde el modelo altamente simplificado de Haurwitz, se ha visto que las hodógrafas de las brisas son elipses con una rotación siempre anticiclónica (en el Hemisferio Norte). Investigaciones numéricas de las brisas también muestran rotación anticiclónica, a ciertos niveles [17]. La aproximación lineal, al remover los términos advectivos en la horizontal, es equivalente a buscar una solución estacionaria periódica basada en la suposición que las parcelas de aire están sujetas al mismo gradiente diurno de presión durante mucho tiempo. Por lo que en ésta, es despreciada la contribución de estos términos en la tasa de rotación de los vientos responsable de la rotación ciclónica [1].

Capítulo 3

Simulación numérica, datos y validación

A partir de nuestro estudio del 2009 sobre las brisas [17], se decidió utilizar un modelo atmosférico que permitiera cubrir la región de nuestro interés; con el propósito de observar patrones continuos en el espacio que, limitándonos al análisis de observaciones puntuales, sólo es posible suponerlos debido a la escasez de estaciones meteorológicas a lo largo de la costa del Golfo. Por esto, y debido a los buenos resultados obtenidos en diferentes estudios y en su desempeño operacional, se decidió utilizar el modelo de mesoescala Weather Research & Forecasting model (WRF). Se comparan los resultados obtenidos de la simulación con los datos de las estaciones meteorológicas automáticas, y posteriormente se utilizan las salidas de la simulación numérica para identificar los fenómenos transcurridos en el periodo de tiempo del estudio (abril del 2006).

3.1. El modelo WRF

El modelo de mesoescala Weather Research & Forecasting model (WRF) fue desarrollado en los laboratorios de cómputo del National Center of Atmospheric Research (NCAR) con la colaboración y participación de muchas otras instituciones; como lo son: la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), el NCEP (National Center for Environmental Prediction), el FSL (Forecast Systems Laboratory), la AFWA (Air Force Weather Agency), el laboratorio de investigación naval (Naval Research Laboratory), la Universidad de Oklahoma, y la FAA (Federal Aviation Administration). Actualmente el WRF se corre operacionalmente en el NCEP, AFWA, la UNAM y en otros centros [19].

A lo largo de su desarrollo, el modelo ha sufrido varias modificaciones hechas por sus creadores y colaboradores que han hecho que este modelo de mesoescala de última generación sea uno de los más confiables y que sea probado en distintos lugares del mundo para distintos tipos de estudio.

El modelo WRF es un modelo de código libre y, hasta cierto punto, de fácil manejo. Por lo cual ha sido tan exitoso en la comunidad científica, dejando atrás a su antecesor, el MM5 (PSU/NCAR mesoscale model). El WRF ha tenido una rápida y creciente comunidad de usuarios, ha sido diseñado para servir las necesidades de pronóstico operacional e

investigación atmosférica.

Los componentes principales del sistema WRF son: un sistema de preprocesamiento (WPS), y la infraestructura del sistema WRF en sí (los programas que resuelven las ecuaciones). En el esquema de software del WRF se encuentran dos tipos de núcleos que resuelven la física del modelo: el núcleo ARW (Advanced Research WRF) y el NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). Debido a que en este trabajo se ha hecho una simulación para estudiar el caso de las brisas en el mes de abril del 2006, se ha utilizado el núcleo ARW, por lo que algunas de sus principales características se describen a continuación.

El núcleo ARW

El ARW ha sido diseñado para ser flexible, incorporando lo más reciente en sistemas de simulación atmosférica y es eficiente en las plataformas de cómputo en paralelo disponibles. El ARW es adecuado para usarse en un gran rango de aplicaciones de diferentes escalas, desde metros a miles de kilómetros, incluyendo simulaciones para investigación (real-data simulation), como es este caso.

El ARW es la componente clave del sistema de modelación, el cual está compuesto de varios programas de inicialización para simulaciones ideales y de investigación, y el programa de integración numérica. Éste también incluye un programa para hacer anidamientos. Entre los rasgos clave del modelo WRF se encuentran:

- Ecuaciones no-hidrostáticas, consideran fluidos completamente compresibles con opción hidrostática.
- Aplicaciones regionales y globales.
- Términos completos de Coriolis y de curvatura.
- Anidamiento unidireccional y bidireccional con anidamientos múltiples y varios niveles de anidamiento.
- Coordenadas verticales que siguen el terreno con niveles verticales que permiten el estiramiento.
- Malla escalonada tipo Arakawa C.
- Integración de tiempo usando esquemas de Runge-Kutta de 2do y 3er orden con pasos de tiempo más chicos para los modos acústicos y de ondas de gravedad.
- Discretización espacial con advección de 2do-6to orden con opciones en la vertical y en la horizontal.
- Condiciones iniciales tridimensionales para datos reales; uni, bi y tridimensionales para los casos idealizados.
- Condiciones de frontera laterales periódicas, abiertas, simétricas y con opciones específicas disponibles.
- Condiciones de frontera superiores (tope de la atmósfera) con absorción de ondas de gravedad y amortiguamiento de Rayleigh.

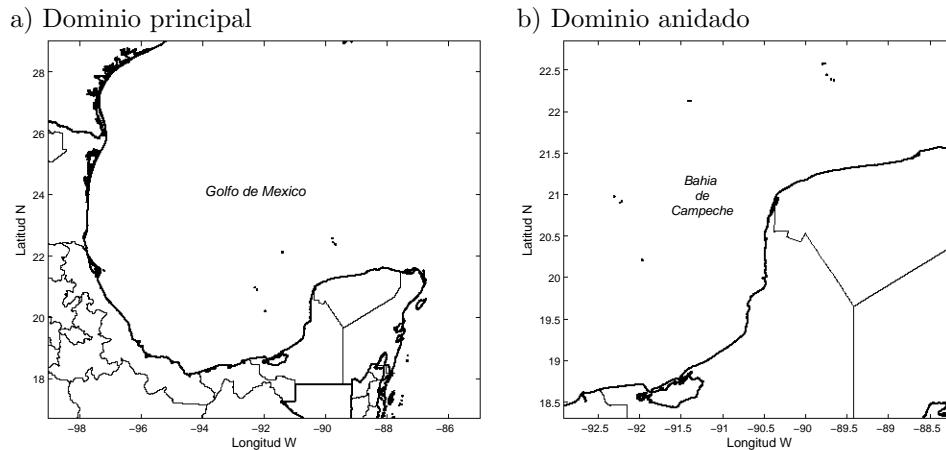


Figura 3.1: Dominio principal y dominio anidado. El dominio inicial tiene una resolución de 16 km mientras que el anidado tiene una resolución de 3.2 km.

- Opciones físicas completas para tierra, capa límite planetaria, radiación superficial y atmosférica, microfísica y convección de cúmulos, entre otros.

3.1.1. Configuración del modelo

Para crear la simulación del mes de abril del 2006, se corrió el modelo WRF versión 3.1.1 con la configuración predeterminada para la física del modelo que usa el modo operacional que se corre por el grupo de Interacción Océano-Atmósfera del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM [9]. Los esquemas en la física del modelo son, entonces: Kain-Fritsch para la parametrización de cúmulos; Noah LSM para el suelo; RRTM para la radiación de onda larga; Dudhia para la radiación de onda corta y el esquema YSU para la capa límite.

Dominio

La simulación consta de un dominio principal que abarca el centro y suroeste del Golfo de México y con un anidamiento en la parte de la península de Yucatán (ver Figura 3.1). La malla del dominio principal está centrada en los 23°N y 92°W, la dimensión en la dirección este-oeste es de 100 puntos de malla y en la dirección norte-sur es de 95 puntos, con una resolución de 16 km. La malla del dominio anidado tiene una dimensión este-oeste de 166 puntos contra 171 puntos en la dirección norte-sur, con una resolución de 3.2 km. Se utiliza la proyección Mercator, y la coordenada vertical con 44 niveles con mayor resolución vertical en los niveles más bajos de la atmósfera (el modo operacional cuenta sólo con 27 niveles). Ésto último requiere más recursos computacionales que el modo operacional.

Condiciones de frontera

Las condiciones iniciales y de frontera se tomaron de los datos de reanálisis del NARR (North American Regional Reanalysis), los cuales son calculados por el NCEP, y cubren un

periodo de 1979 a la fecha. La máxima resolución espacial es de 32 km con una resolución temporal de 3 horas. Estos datos están disponibles en las página de los archivos del NARR [20].

Esquemas en la física del modelo

Kain-Fritsch El esquema Kain-Fritsch es un esquema de parametrización de cúmulos que utiliza un modelo simple de nubes con corrientes de aire húmedo ascendentes y descendentes, incluyendo efectos de *detrainment*¹, *entrainment*², y microfísica relativamente simple. Difiere del esquema KF original en las siguientes características:

- Tiene una tasa mínima de *entrainment* que es impuesta para suprimir de manera generalizada la convección marginalmente inestable, en ambientes relativamente secos.
- Convección poco profunda (sin precipitación) está permitida para cualquier corriente ascendente que no alcance el mínimo de la profundidad de la nube para las nubes precipitables; esta profundidad mínima varía en función de la temperatura de la base de la nube.
- La tasa de *entrainment* se le permite variar como una función de convergencia a niveles bajos.

Noah-LSM. Este modelo de superficie (terrestre) fue desarrollado en conjunto por el NCAR y NCEP y es prácticamente idéntico al usado por el modelo NAM. Es un modelo de 4-capas de temperatura del suelo y humedad. Incluye zonas de raíces, evapotranspiración, drenaje del suelo, escorrentía, tomando en cuenta las categorías de vegetación, fracción mensual de vegetación, y textura del suelo. Adicionalmente, predice suelo congelado, efectos de coberturas parciales de nieve, un tratamiento mejorado de zona urbana, y considera las propiedades emisivas de la superficie.

RRTM. El RRTM (que viene de Rapid Radiative Transfer Model Longwave) es un esquema de nodos espectrales que usa el método de correlación k . Usa un conjunto de tablas preestablecidas para representar con mayor precisión los procesos de onda larga debidos al vapor de agua, al ozono, CO₂ y gases traza (si están presentes), así como una contabilización de la profundidad óptica de la nube.

Dudhia. Este esquema de radiación de onda corta tiene una fácil integración descendente del flujo solar, tomando en cuenta la dispersión en cielo despejado, la absorción de vapor de agua, el albedo y absorción de las nubes. Para las nubes utiliza tablas de consulta. Y en esta versión, el esquema tiene una opción para tomar en cuenta la pendiente del terreno y efectos de sombreado en el flujo de la superficie solar.

¹Lo opuesto a *entrainment*.

²Se refiere a la mezcla del aire ambiental en una corriente de aire ya organizada, volviéndose parte de esta última.

YSU. El esquema YSU (Yonsei University) para capa límite usa términos contragradientes para representar flujos debido a los gradientes no-locales. Esto añade un tratamiento explícito para la capa de *entrainment* que se encuentra en lo más alto de la capa límite. La cima de la capa límite está definida usando un número crítico de Richardson igual a cero, de manera que es eficazmente dependiente del perfil de flotabilidad, en el cual la cima de la capa límite está definida en la capa de máximo *entrainment* (comparado con la capa en la cual la difusividad se vuelve cero). Una magnitud mayor de la mezcla contragradiente en la capa YSU produce un perfil de capa límite bien mezclada.

3.2. Datos y validación

Se hizo una selección de 17 estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) a lo largo de la costa mexicana del Golfo de México. Ésta se eligió tomando en consideración la cantidad y calidad de los datos disponibles que, en este caso, pertenecen al año 2006. La simulación con el modelo WRF corresponde al mes de abril del mismo año, debido a que es el mes en que se presenta una señal diurna con mayor definición e intensidad [17]. El dominio 1 de la simulación cubre las 17 EMAs y una boya del NDBC (National Data Buoy Center) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), mientras que el dominio 2 cubre a 10 de éstas (Figura 3.2). Sin embargo, las comparaciones a las que se les da más peso son aquellas correspondientes a las estaciones fuera de la costa: Cayo Arenas, Cayo Arcas e Isla Pérez, ya que hay mayor confianza en los datos (debido a su ubicación y al administrador de éstas) y se encuentran en el centro del área de interés. Estas estaciones son las mismas que se utilizaron en el estudio previo [17], siendo una combinación de EMAs de la red del Servicio Meteorológico Nacional y la Secretaría de Marina (Figura 3.2). Las variables meteorológicas que miden estas EMAs son: la dirección y rapidez del viento, la temperatura del aire, la humedad relativa y la presión atmosférica. La frecuencia de muestreo común para ambas redes (SMN y SEMAR) es de 30 minutos, siendo ésta misma la que se utilizó para las salidas de la simulación.

3.3. Validación de la simulación

Para evaluar la reproducción de la componente diurna de los vientos por el modelo, se comparan los resultados de éste con las observaciones. Para esto se escogen los datos del modelo correspondiente al punto de malla más próximo a la localización de cada una de las estaciones que se tienen disponibles en el dominio. Se calcula la correlación para cada componente, así como otros estadísticos básicos.

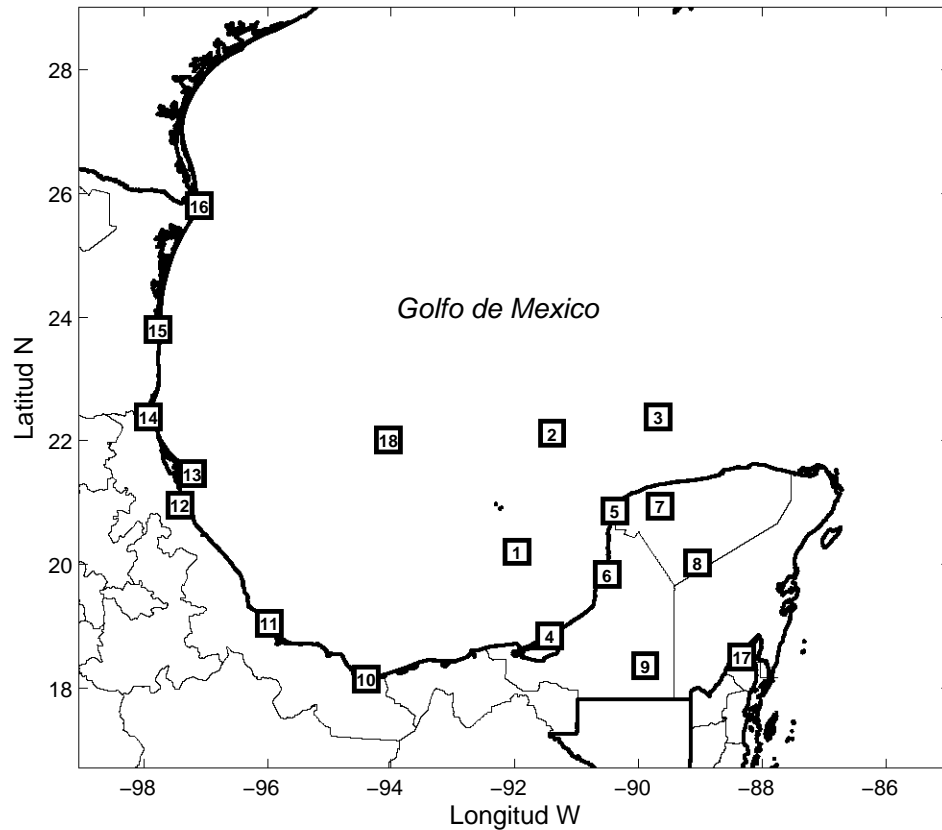
Para la validación se opta por utilizar el error cuadrático medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el error absoluto medio normalizado (NMAE), y el sesgo (BIAS). Estos estadísticos permiten medir el grado de correspondencia entre pares individuales de valores pronosticados (simulación) y valores observados.

En esta validación-comparación se hace hincapié en la búsqueda de un parámetro que permita relacionar las señales diurnas del modelo con los datos de las estaciones. Para esto se recurre a la obtención de los parámetros de la elipse mensual característica de la hodógrafa de la señal diurna del viento [17, 6, 13].

3.3.1. Descripción de índices estadísticos

El error medio absoluto (MAE) es el promedio aritmético de los valores absolutos de las diferencias entre los miembros de cada par. Claramente el MAE es cero si la simulación es perfecta, e incrementa al igual que las discrepancias entre las observaciones y las simulaciones. Se puede interpretar como la magnitud típica del error de la simulación.

$$MAE = \sum_i^N \frac{|\phi_{obs}^i - \phi^i|}{N} \quad (3.1)$$



Nombre de estaciones

1	Cayo Arcas	SEMAR	10	Coatzacoalcos	SEMAR
2	Cayo Arenas	SEMAR	11	El Salado	SEMAR
3	Isla Pérez	SEMAR	12	Tuxpan	SMN
4	Cd. del Carmen	SEMAR	13	Isla Lobos	SEMAR
5	Celestún	SMN	14	Altamira	SMN
6	Campeche	SMN	15	La Pesca	SEMAR
7	Mérida	SMN	16	Matamoros	SEMAR
8	Tantaquín	SMN	17	Chetumal	SMN
9	Calakmul	SMN	18	Boya 42055	NDBC

Figura 3.2: Ubicación del conjunto de las estaciones meteorológicas automáticas a lo largo de la costa mexicana del Golfo de México. Se indica la red a la que pertenece cada una de las estaciones.

donde ϕ^i es el valor simulado para el paso de tiempo i , ϕ_{obs}^i es el valor observado para el paso de tiempo i y N es el número de valores analizados.

Para tener en cuenta el peso del error respecto al valor de la variable medida se normaliza el error absoluto, teniendo el error absoluto normalizado (NMAE).

$$NMAE = \sum_i^N \frac{|\phi_{obs}^i - \phi^i|}{|\phi_{obs}|} \quad (3.2)$$

El error medio cuadrático (MSE) es el promedio de las diferencias entre la simulación y las observaciones. Esta medida es similar al MAE a excepción que la función cuadrática es usada en lugar de la función del valor absoluto. Dado que el MSE es calculado con el cuadrado del pronóstico al cuadrado, será más sensible a los grandes errores que el MAE, y también será más sensible a las inconsistencias. Algunas veces el error cuadrático medio se expresa con su raíz cuadrada la cual tiene las mismas dimensiones físicas que las de la simulación y las observaciones, y también puede ser pensado como una magnitud típica de los errores de pronóstico.

$$RMSE = \sqrt{\sum_i^N \frac{(\phi_{obs}^i - \phi^i)^2}{N}} \quad (3.3)$$

El sesgo (BIAS) proporciona información sobre la tendencia del modelo de sobreestimar o subestimar una variable, cuantifica el error sistemático del modelo.

$$BIAS = \sum_i^N \frac{(\phi_{obs}^i - \phi^i)}{N} \quad (3.4)$$

Inicialmente, se piensa que el coeficiente de correlación puede ser una medida de precisión para el pronóstico no probabilístico de los predictantes continuos. Sin embargo, a pesar de que la correlación refleja una asociación lineal entre dos variables, es sensible a los valores atípicos, e insensible al sesgo que puede presentar el pronóstico [18].

$$correlation = \frac{\sum_i^N (\phi^i - \bar{\phi})(\phi_{obs}^i - \bar{\phi}_{obs})}{(N-1)S_{\phi}S_{\phi_{obs}}} \quad (3.5)$$

donde S_{ϕ} y $S_{\phi_{obs}}$ corresponden a las desviaciones estándar correspondientes a cada serie de tiempo (la simulación y la observación).

Existe una variación del RMSE para el caso del viento que toma en cuenta sus dos componentes. Y entonces se define el error cuadrático medio del vector horizontal del viento.

$$RMSE_{rap} = \sqrt{\frac{\sum_i^N [(u_i - u_{iobs})^2 + (v_i - v_{iobs})^2]}{N}} \quad (3.6)$$

Para analizar por separado la dirección del vector del viento, se calcula el RMSE, teniendo en cuenta que la dirección es una variable cíclica:

$$RMSE_{dir} = \sqrt{\sum_i^N \frac{D^2}{N}} \quad (3.7)$$

$$D = \min(|d_i - d_{iobs}|, |360 + (d_i - d_{iobs})|) \quad (3.8)$$

Y se calcula el BIAS en la dirección como un promedio del ‘viraje’:

$$\tan \alpha = \frac{\sum_i^N u_i^m v_i^o - v_i^m u_i^o}{\sum_i^N u_i^m u_i^o + v_i^m v_i^o}. \quad (3.9)$$

3.3.2. Evaluación del modelo

En los Cuadros 3.1 a la 3.6 se condensan los resultados de la correlación, el RMSE, el MAE, el NMAE y el BIAS (ecuaciones 3.1 - 3.9) para las series de tiempo de la velocidad del viento de cada una de las estaciones (junto con su punto de malla más cercano) en ambos dominios de la simulación. Como se muestra en todas los cuadros, la correlación entre los datos y la simulación es mucho más alta para las estaciones Cayo Arcas, Cayo Arenas e Isla Pérez, con menor influencia local que las continentales. En segundo lugar, quedan las estaciones tierra adentro de la península, y por último las estaciones restantes.

Al analizar las componentes del viento como escalares se tiene que existe una mejor correlación para la componente meridional en todos los dominios y estaciones en comparación con la componente zonal.

También se observa que no hay cambios importantes en estos estadísticos al cambiar la resolución del dominio. El NMAE muestra que existe un error del 10 % al 15 % para las estaciones de la Península y del Banco de Campeche.

Dominio 2. Componente U						
Estación		CORR	RMSE	NMAE	BIAS	MAE
No.	Nombre		m/s		m/s	m/s
1	Cayo Arcas	0.70	2.42	0.14	0.77	1.82
2	Cayo Arenas	0.79	1.65	0.09	-0.03	1.29
3	Isla Pérez	0.80	2.16	0.11	-0.35	1.67
4	Cd. del Carmen	0.69	2.77	0.15	0.43	2.25
5	Celestún	0.82	2.55	0.15	1.82	2.10
6	Campeche	0.72	2.47	0.16	1.34	1.95
7	Mérida	0.55	2.76	0.21	1.86	2.10
8	Tantaquín	0.66	1.93	0.18	0.80	1.56
9	Calakmul	0.63	2.21	0.17	1.60	1.89
17	Chetumal	0.08	3.22	0.21	-1.81	2.59

Cuadro 3.1: Errores asociados a la simulación para la componente U.

Dominio 2. Componente V						
Estación		CORR	RMSE	NMAE	BIAS	MAE
No.	Nombre		m/s		m/s	m/s
1	Cayo Arcas	0.90	2.40	0.10	1.14	1.90
2	Cayo Arenas	0.92	1.95	0.08	-1.11	1.60
3	Isla Pérez	0.90	2.44	0.12	-1.77	2.02
4	Cd. del Carmen	0.77	2.95	0.13	0.92	2.18
5	Celestún	0.91	2.60	0.12	0.47	2.11
6	Campeche	0.87	2.00	0.11	0.07	1.67
7	Mérida	0.41	3.66	0.25	-2.36	3.24
8	Tantaquín	0.66	1.56	0.11	-0.26	1.27
9	Calakmul	0.59	1.25	0.11	0.27	0.91
17	Chetumal	0.46	3.64	0.29	1.22	2.91

Cuadro 3.2: Errores asociados a la simulación para la componente V .

Dominio 2. Velocidad				
Estación		RMSE _{rap}	RMSE _{dir}	BIAS _{dir}
No.	Nombre	m/s	°	°
1	Cayo Arcas	3.41	50.03	4.02
2	Cayo Arenas	2.55	57.87	-3.56
3	Isla Pérez	3.26	62.09	-6.01
4	Cd. del Carmen	4.05	48.25	1.73
5	Celestún	3.64	46.68	0.30
6	Campeche	3.18	48.19	0.92
7	Mérida	4.58	94.27	-43.38
8	Tantaquín	2.48	49.38	14.13
9	Calakmul	2.54	60.54	6.13
17	Chetumal	4.85	79.80	-3.69

Cuadro 3.3: Errores asociados a la simulación para la rapidez y la dirección.

Dominio 1. Componente U						
Estación		CORR	RMSE	NMAE	BIAS	MAE
No.	Nombre		<i>m/s</i>		<i>m/s</i>	<i>m/s</i>
1	Cayo Arcas	0.70	2.41	0.15	0.81	1.82
2	Cayo Arenas	0.79	1.64	0.09	-0.02	1.28
3	Isla Pérez	0.80	2.15	0.11	-0.35	1.67
4	Cd. del Carmen	0.71	2.64	0.15	0.45	2.12
5	Celestún	0.77	2.86	0.16	2.05	2.42
6	Campeche	0.75	2.46	0.16	1.47	1.96
7	Mérida	0.55	2.64	0.25	1.67	1.99
8	Tantaquín	0.65	1.98	0.19	0.88	1.61
9	Calakmul	0.63	2.26	0.17	1.68	1.95
10	Coatzacoalcos	0.42	1.86	0.15	0.16	1.47
11	El Salado	0.59	2.53	0.14	-0.19	2.02
12	Tuxpan	0.67	2.69	0.21	2.13	2.37
13	Isla Lobos	0.55	2.74	0.19	1.70	2.30
14	Altamira	0.77	1.58	0.15	-0.26	1.23
15	La Pesca	0.50	3.39	0.29	-2.62	2.82
16	Matamoros	0.31	2.42	0.14	-1.03	1.87
17	Chetumal	0.70	2.58	0.20	2.20	2.26
18	Boya 42055	0.72	1.69	0.10	-0.27	1.33

Cuadro 3.4: Errores asociados a la simulación para la componente U .

Dominio 1. Componente V						
Estación		CORR	RMSE	NMAE	BIAS	MAE
No.	Nombre		m/s		m/s	m/s
1	Cayo Arcas	0.90	2.30	0.10	1.04	1.81
2	Cayo Arenas	0.92	1.98	0.09	-1.17	1.64
3	Isla Pérez	0.90	2.45	0.12	-1.78	2.05
4	Cd. del Carmen	0.77	2.96	0.13	0.97	2.21
5	Celestún	0.89	2.65	0.13	0.63	2.21
6	Campeche	0.87	2.07	0.11	0.33	1.71
7	Mérida	0.38	3.43	0.26	-2.28	3.02
8	Tantaquín	0.67	1.50	0.11	-0.16	1.21
9	Calakmul	0.63	1.12	0.10	0.13	0.84
10	Coatzacoalcos	0.57	3.73	0.15	-0.92	2.89
11	El Salado	0.71	2.81	0.09	1.19	2.19
12	Tuxpan	0.77	1.88	0.13	-0.39	1.57
13	Isla Lobos	0.82	1.93	0.08	0.24	1.51
14	Altamira	0.80	1.48	0.08	-0.56	1.17
15	La Pesca	0.24	6.05	0.23	-4.97	5.40
16	Matamoros	0.38	4.75	0.14	-1.23	3.70
17	Chetumal	0.75	1.74	0.11	-0.36	1.41
18	Boya 42055	0.91	1.58	0.06	0.21	1.25

Cuadro 3.5: Errores asociados a la simulación para la componente V .

Dominio 1. Velocidad				
Estación		RMSE_{rap}	RMSE_{dir}	BIAS_{dir}
No.	Nombre	<i>m/s</i>	°	°
1	Cayo Arcas	3.33	48.60	4.92
2	Cayo Arenas	2.57	58.67	-3.15
3	Isla Pérez	3.26	62.00	-5.20
4	Cd. del Carmen	3.97	48.48	0.89
5	Celestún	3.90	48.85	4.27
6	Campeche	3.21	49.23	3.38
7	Mérida	4.33	95.52	-42.68
8	Tantaquín	2.48	48.74	13.02
9	Calakmul	2.52	58.90	1.86
10	Coatzacoalcos	4.17	49.29	-9.55
11	El Salado	3.78	69.35	3.20
12	Tuxpan	3.28	71.08	-8.99
13	Isla Lobos	3.35	55.38	-6.84
14	Altamira	2.16	66.23	-15.95
15	La Pesca	6.94	105.81	-89.84
16	Matamoros	5.33	53.81	12.78
17	Chetumal	3.12	75.51	-0.51
18	Boya 42055	2.31	52.04	-3.59

Cuadro 3.6: Errores asociados a la simulación para la rapidez y la dirección del viento.

3.4. Señal diurna

En base al análisis armónico, a priori se separa la señal diurna de las series de tiempo de las componentes de la velocidad del viento. Ya que la aparición del gradiente de presión causado por las diferencias en el calentamiento diurno agua-tierra es el que provoca el movimiento de la brisa. Y dado que la localización de la región es en la costa, suponemos a la brisa como el único proceso involucrado en la variación diurna.

La varianza explicada por la componente diurna de la velocidad del viento se calcula con la ecuación:

$$S_{diurna} = 1 - \sqrt{\frac{\sum_i^n (\phi_{obs}^i - \phi_{diurna}^i)^2}{\sum_i^n (\phi_{obs}^i - \bar{\phi})^2}} \quad (3.10)$$

donde ϕ corresponde a cada componente del viento. Lo que se obtiene es una medida de la escala de la señal diurna para la serie de tiempo, estos resultados se encuentran en el Cuadro 3.7.

Varianza EMAs				
Estación		Zona	u	v
No.	Nombre			
1	Cayo Arcas	I	0.40	0.48
2	Cayo Arenas	I	0.20	0.44
3	Isla Pérez	I	0.08	0.39
4	Cd. del Carmen	I	0.56	0.57
5	Celestún	I	0.58	0.65
6	Campeche	I	0.54	0.55
7	Mérida	I	0.32	0.24
8	Tantaquín	I	0.33	0.11
9	Calakmul	I	0.09	0.05
10	Coatzacoalcos	II	0.15	0.13
11	El Salado	II	0.60	0.07
12	Tuxpan	II	–	–
13	Isla Lobos	II	0.36	0.05
14	Altamira	II	0.65	0.06
15	La Pesca	II	0.52	0.12
16	Matamoros	II	0.15	0.04
17	Chetumal	I	0.22	0.32
18	Boya 42055	-	–	–

Cuadro 3.7: Varianza explicada por la componente diurna para cada una de las componentes del viento para las distintas estaciones a lo largo de la costa.

Se tiene que, en general en las estaciones del sureste (Zona I, Figura 1.1), la frecuencia diurna en la componente meridional del viento tiene una mayor presencia que en su complementaria. En el caso de la zona II, la componente diurna en zonal explica una mayor varianza que la componente meridional. Aunque la varianza explicada por la componente

diurna sea mayor en las estaciones de tierra, la componente diurna es más intensa en las estaciones en el mar (en el Banco de Campeche).

3.4.1. Parámetros de la elipse característica

Para separar la respuesta del viento en la frecuencia diurna, se ajustó una señal sinusoidal de la misma frecuencia con un método de ajuste de cuadrados mínimos, obteniendo sus respectivos parámetros característicos, siguiendo a Taylor [17], pero para el mes de abril únicamente.

Cada componente de la velocidad del viento se ajusta a una señal elíptica de la forma:

$$A + B \cos(\omega t_i) + C \operatorname{sen}(\omega t_i) = u_i \quad (3.11)$$

$$A' + B' \cos(\omega t_i) + C' \operatorname{sen}(\omega t_i) = v_i \quad (3.12)$$

Las ecuaciones (3.11)-(3.12), son expresiones generales para las componentes de una elipse. Los coeficientes B , B' , C y C' contienen los términos de inclinación, rotación y magnitud de los semiejes de la elipse; A y A' son constantes e indican el desplazamiento del centro de la elipse fuera de la origen; ω es la frecuencia diurna ($2\pi/24hrs$); y t_i corresponde a la hora del día en que se tiene el dato u_i y v_i . De modo que se tienen dos sistemas de ecuaciones lineales sobredeterminados (uno para cada componente del viento) que se resuelven aplicando el método de descomposición de valores singulares (SVD), obteniendo seis coeficientes para toda la señal diurna, para cada estación [17]. En el mes de abril se presenta una menor excentricidad de las elipses además de un mejor ajuste al modelo lineal que se relaciona directamente con el gradiente térmico [17].

Debido a que tenemos dos series de tiempo distintas (una de los datos del modelo y otra de los datos de las EMAs); se obtienen parámetros para cada una de las elipses en cada caso. Estos ajustes se pueden ver en la Figuras 3.3-3.5 para las estaciones que se encuentran dentro del Banco de Campeche, la línea sólida muestra la elipse idealizada y los puntos más grandes, el promedio horario de los datos de viento del mes. Los parámetros característicos de la elipse: el semieje mayor, que corresponde al vector de viento máximo en la señal diurna; el semieje menor, el vector de viento mínimo y, la *fase* se refiere al ángulo que hace el semieje mayor con el este; se comparan ambas señales en los Cuadros 3.8 y 3.9, siendo las estaciones del Banco de Campeche las más semejantes. Los valores negativos en los cuadros comparativos indican que la señal del modelo sobreestima la señal diurna a excepción de lo que ocurre en las estaciones de Isla Pérez y Tantaquín. Esta sobreestimación del modelo es debida a que el gradiente térmico es mayor en éste. Esto es provocado porque el modelo subvalora el calentamiento diurno sobre la superficie del agua.

La importancia de la elipse característica de la brisa mensual se destaca en los resultados globales de la región (Figura 1.1). En Taylor [17] se propone una explicación de la dinámica de la brisa a lo largo del año, aún con la limitante de la escasez de datos en la región. Los resultados más importantes del trabajo de Taylor se mencionan en la Sección 5.1.

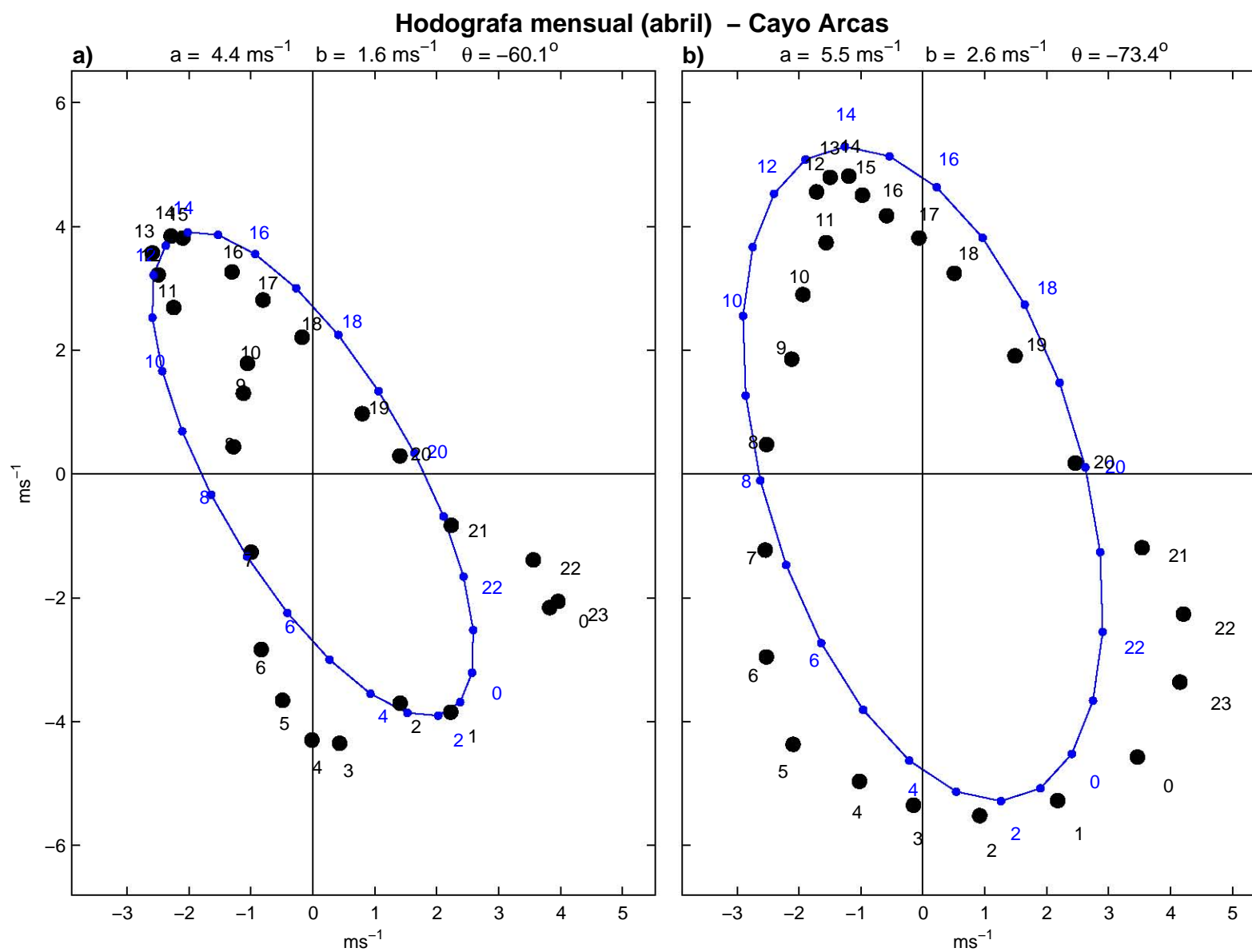


Figura 3.3: Hodógrafas mensuales del mes de abril del 2006 correspondientes a las estaciones en el Banco de Campeche (Cayo Arcas). La columna izquierda corresponde a las observaciones y la derecha a la simulación.

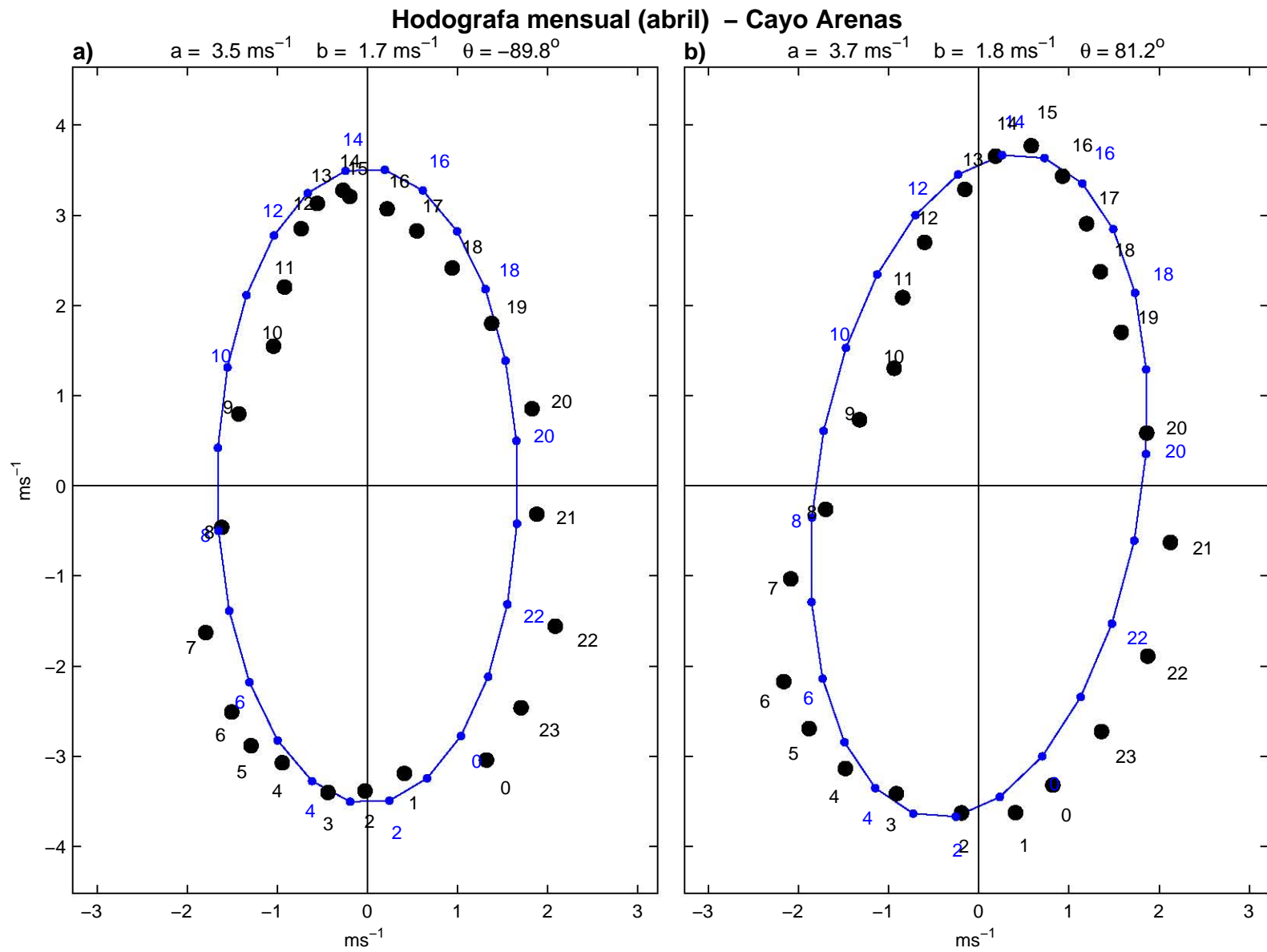


Figura 3.4: Hodógrafas mensuales del mes de abril del 2006 correspondientes a las estaciones en el Banco de Campeche (Cayo Arenas). La columna izquierda corresponde a las observaciones y la derecha a la simulación.

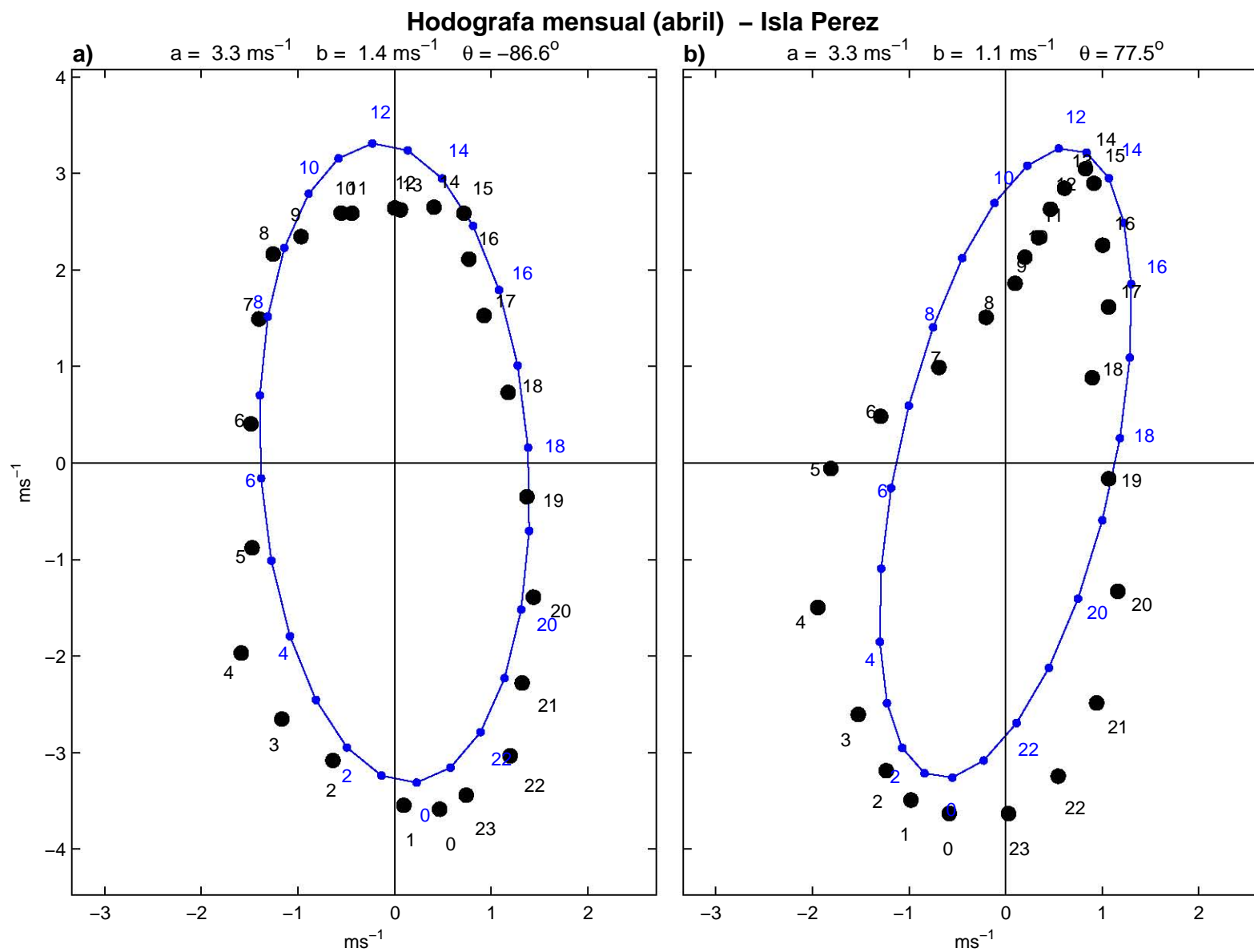


Figura 3.5: Hodógrafas mensuales del mes de abril del 2006 correspondientes a las estaciones en el Banco de Campeche (Isla Pérez). La columna izquierda corresponde a las observaciones y la derecha a la simulación.

Dominio 1. Parámetros de la elipse					
Estación		$\frac{a-a'}{a}$	$\frac{b-b'}{b}$	$ \phi - \phi' $	$ t - t' $
No.	Nombre	<i>m/s</i>	<i>m/s</i>	°	<i>horas</i>
1	Cayo Arcas	-0.21	-0.60	14.41	0.17
2	Cayo Arenas	-0.04	-0.08	10.01	0.28
3	Isla Pérez	0.00	0.21	16.03	0.61
4	Cd. del Carmen	-0.56	-0.91	12.09	2.04
5	Celestún	-0.45	-1.04	24.88	0.74
6	Campeche	-0.55	-1.05	8.19	0.32
7	Mérida	-0.36	-1.15	62.61	0.02
8	Tantaquín	0.36	0.49	17.19	7.96
9	Calakmul	-0.75	-60.58	13.82	5.98
10	Coatzacoalcos	-0.01	-3.05	0.71	0.67
11	El Salado	-0.06	-3.67	22.19	1.30
12	Tuxpan	-1.27	-3.12	11.51	1.56
13	Isla Lobos	-0.09	-0.21	4.99	0.91
14	Altammira	0.28	-0.95	3.09	0.03
15	La Pesca	0.18	-0.84	17.78	11.35
16	Matamoros	-0.04	0.19	18.50	0.95
17	Chetumal	-0.56	-4.01	53.63	10.34
18	Boya 42055	-0.17	-0.64	13.33	1.05

Cuadro 3.8: Comparación de parámetros de las elipses mejor ajustadas para la hodógrafa mensual de abril correspondiente a los datos de las EMAs y el primer dominio de la simulación numérica. a es el semieje mayor, b el semieje menor, ϕ el ángulo del semieje mayor con el este, y t la hora en que ocurre la máxima amplitud.

Dominio 2. Parámetros de la elipse					
Estación		$\frac{a-a'}{a}$	$\frac{b-b'}{b}$	$ \phi - \phi' $	$ \mathbf{t} - \mathbf{t}' $
No.	Nombre	<i>m/s</i>	<i>m/s</i>	°	<i>horas</i>
1	Cayo Arcas	-0.23	-0.60	13.22	0.00
2	Cayo Arenas	-0.05	-0.08	8.93	0.11
3	Isla Pérez	-0.01	0.20	15.96	0.50
4	Cd. del Carmen	-0.58	-1.04	12.40	2.05
5	Celestún	-0.44	-0.82	21.23	0.53
6	Campeche	-0.56	-1.59	5.59	0.53
7	Mérida	-0.57	-0.49	62.28	0.21
8	Tantaquín	0.34	0.30	16.50	8.19
9	Calakmul	-0.80	-62.09	70.84	9.77
17	Chetumal	-0.39	-1.00	19.39	11.02

Cuadro 3.9: Comparación de los parámetros de las elipses mejor ajustadas a las hodógrafas mensuales correspondientes a los datos del mes de abril de las EMAs y el dominio de la segunda simulación numérica. a es el semieje mayor, b el semiejemenor, ϕ el ángulo del semieje mayor con el este, y t la hora en que ocurre la máxima amplitud.

Capítulo 4

Resultados de la simulación

En los capítulos anteriores se menciona que abril es el mes en que se obtiene la componente diurna de los vientos (en adelante sólo se referirá como la componente diurna) de mayor intensidad en la zona de la Península de Yucatán y el Banco de Campeche. La cual puede ser una combinación de la persistente señal a lo largo de todo el mes o el producto de los eventos diurnos de mayor intensidad del año o, en este caso, de ambas. La persistencia del fenómeno es verificable al observar un diagrama de astillas en los puntos cercanos a la costa (Figura 4.1). Esto es también evidente con un diagrama Hovmöller (HM) de viento de un corte transversal a la costa (Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.9), el cual muestra la presencia del fenómeno aún en los días del evento de *norte* que se presenta alrededor del primer tercio del mes.

Para estudiar con más detalle el mecanismo origen de la brisa, se escoge un día como guía para basar las observaciones generales de este fenómeno recurrente en el mes.

4.1. Caso típico

Se selecciona como caso típico el fenómeno de brisa que se presenta el día 4 de abril dado que no se presenta el máximo de intensidad, ni de extensión en los vientos, y el frente frío no ha aparecido dejando las condiciones promedio del viento. Se escogen las 24 hrs de ese día aunque el fenómeno empiece después de mediodía. Los mapas de viento muestran de manera gráfica la evolución de la brisa a lo largo del mismo día (Figura 4.5).

4.1.1. Brisa marina

Se observa que para las 14 hrs (8 hrs del tiempo local) empieza un calentamiento uniforme sobre la península, que cambia drásticamente la temperatura del aire a 2 m de la superficie en por lo menos 5 °C en tan sólo dos horas (Figuras 4.4a, 4.6f). Para este momento la brisa marina en la costa oeste es suficientemente fuerte para disminuir el viento opositor hasta lograr su completa reversión durante las siguientes dos horas. Se genera un frente [15, 16, 11], llamado frente de brisa, cuya estrechez (horizontal) está en función del viento opositor [12] y avanza lentamente tierra adentro (Figura 4.5g-4.5i). En el caso de la brisa zonal sobre la costa oeste de la península, el desplazamiento del frente se da en menor medida que el de la brisa meridional que viene sobre la costa norte (Figura 4.5g-4.5i). Esto

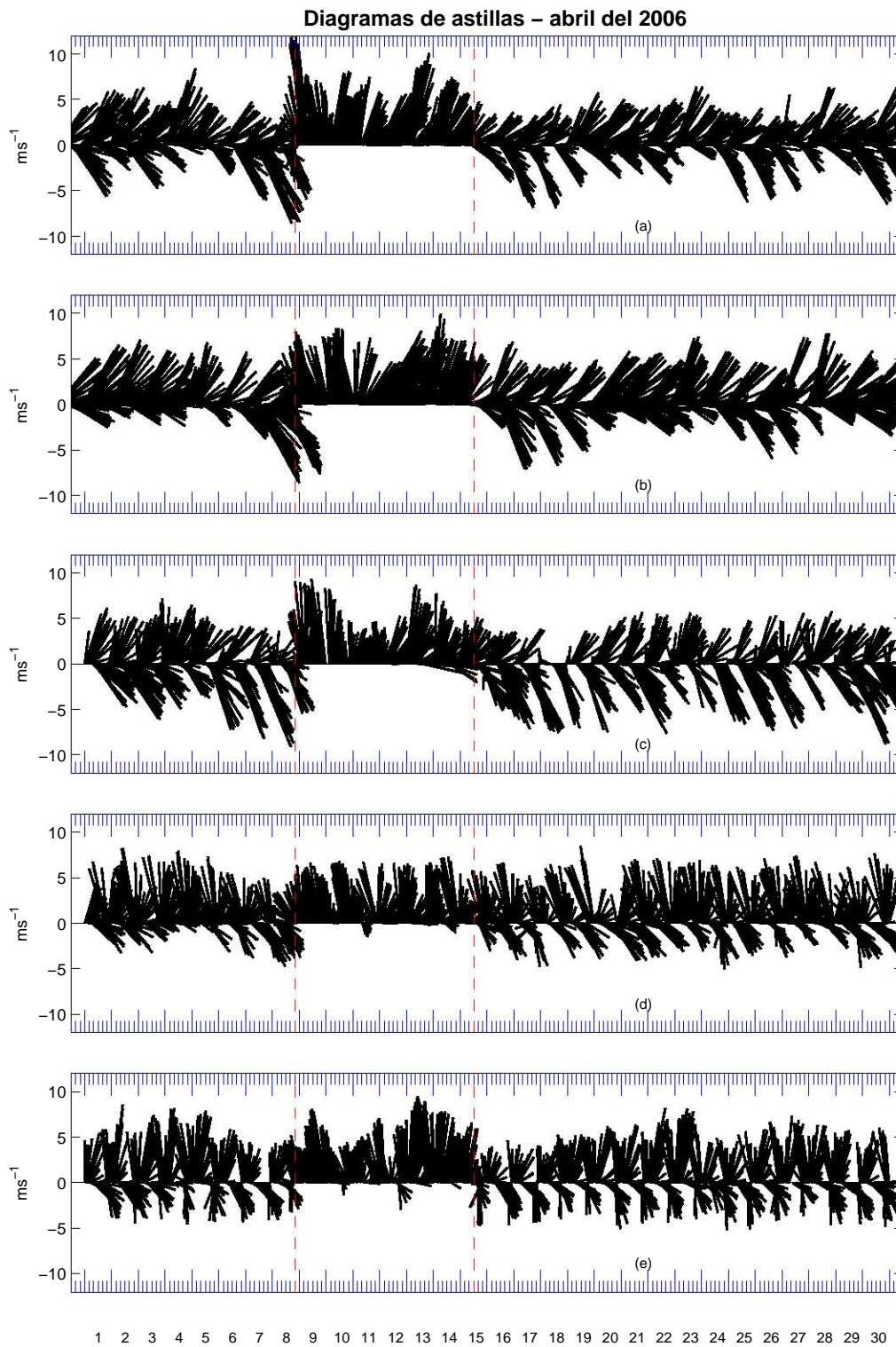


Figura 4.1: Velocidad del viento a lo largo del mes de abril del 2006 para las estaciones: (a) Cayo Arenas, (b) Isla Pérez, (c) Cayo Arcas, (d) Celestún y (e) Ciudad del Carmen en diagramas de astillas, ubicadas en la zona de interés (Fig. 3.2). Se observa claramente la existencia de una señal diurna asociada a las brisas con un intervalo con distinto patrón del 9 al 15 de abril provocada por la presencia de un *norte*.

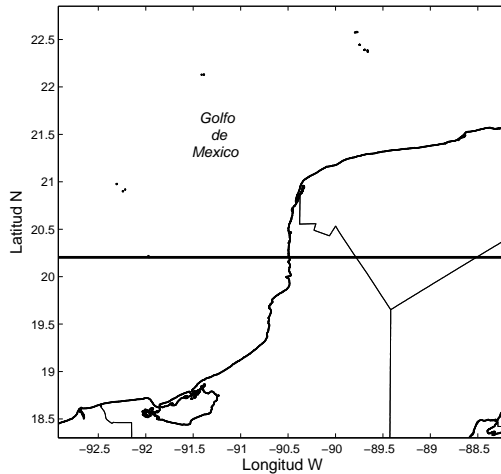


Figura 4.2: Dominio 2 de la simulación numérica. Se indica el corte zonal que pasa sobre la estación de Cayo Arcas en la latitud 20.20°N .

es debido, como se menciona antes, al viento del este que se opone al avance del frente zonal, mientras que el frente meridional no encuentra tal resistencia. Para el caso de la costa este de la península, este frente es mucho más débil que el de las otras costas (Figura 4.5g-4.5i), siendo menos perceptible en el cambio de velocidad y sobre todo en convergencia.

La serie de tiempo de la componente u sobre el corte zonal 20.20°N (Figura 4.2), correspondiente a un día, que se muestra en el diagrama HM de la Figura 4.4b muestra el viento perpendicular a la costa y permite ver la anomalía en éste ocasionada por los gradientes de presión y temperatura situados en la costa y tierra adentro. La primera de estas anomalías, que aparece entre las 16 y 17 hrs (blanco y azul en la Fig. 4.4b), causada por el gradiente térmico en la costa, no permanece estacionaria sino que se desplaza hacia el oeste. Este desplazamiento es debido a que la anomalía empieza a crecer y hacerse más fuerte para incluso cambiar la dirección del viento, el cual abre paso al frente de brisa y a los vientos intensos que le siguen. El cambio en los vientos (la anomalía en sí) se puede razonar como una corriente de densidad [15, 16] que marca el ensanchamiento de la celda de brisa que se va formando; mientras que los vientos se empiezan a hacer más intensos dentro de la celda de circulación de la brisa¹. En este límite occidental de la celda se va formando una divergencia.

Mientras el frente avanza, el aire fresco y húmedo que viene del mar va penetrando tierra adentro y a su vez, modifica la temperatura del aire sobre la tierra, lo cual disminuye gradualmente la diferencia de temperatura del aire sobre la tierra y sus alrededores (el gradiente térmico, Figura 4.4a). Esto se refleja en una brecha (horizontal) de vientos intensos más delgada y en una reducción o rompimiento de la celda² de brisa, que en este caso, tiene una amplitud máxima aproximada de 1.5 grados. Y la influencia de la aparición de la celda se extiende más de dos grados (Figura 4.4b). El comportamiento tipo *corriente de gravedad* prevee la formación de lóbulos (no siempre) debido a las inestabilidades de Kevin-Helmholtz

¹Aunque la circulación de retorno como la celda teórica no es clara, la circulación de la brisa se comporta como si esta circulación de retorno existiera.

²El rompimiento de la celda no pertenece al caso típico pero sí se presenta en uno de los fenómenos de este mes (Figura 4.3, Sección 4.3).

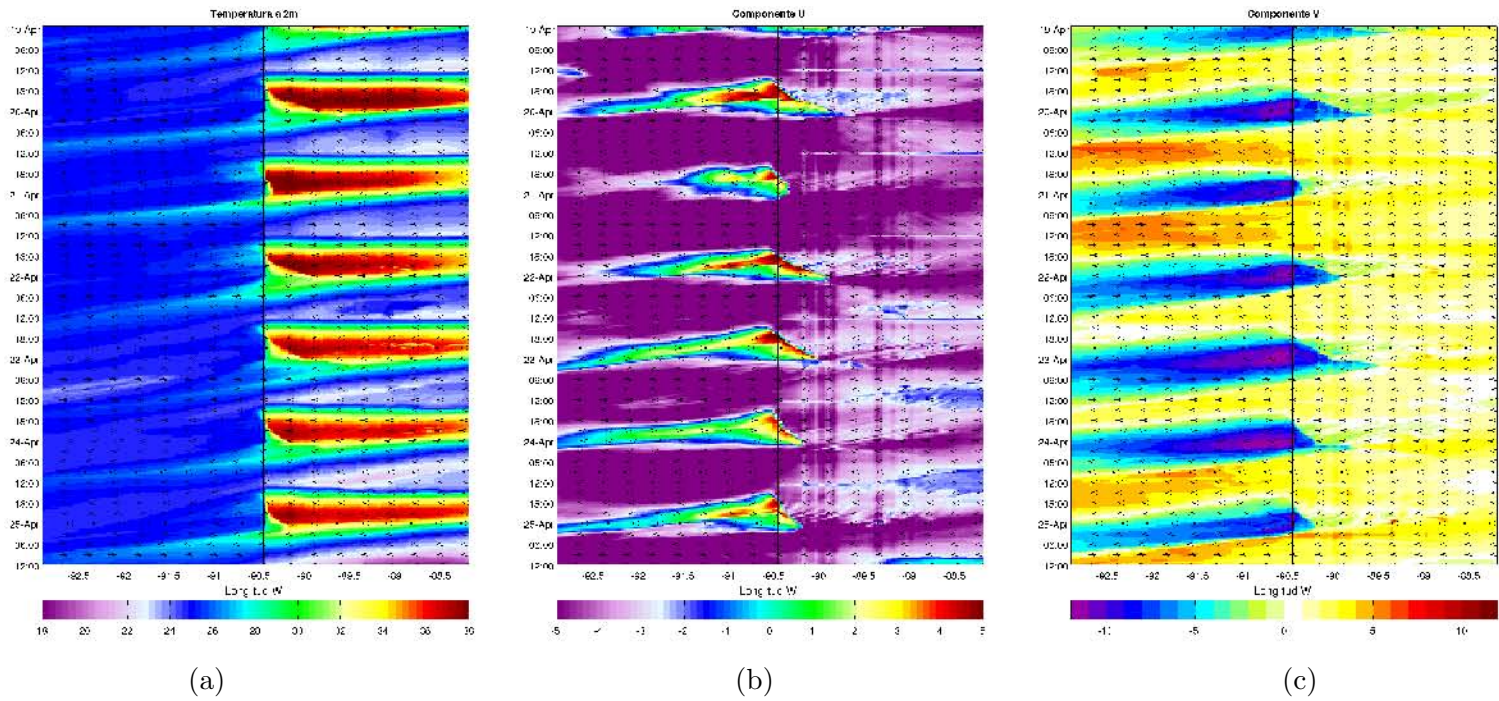


Figura 4.3: Diagrama HM. Corte zonal (20.20°N) para las series de tiempo del 19 al 24 de abril de (a) la temperatura del aire a 2m, (b) la componente zonal del viento y, (c) la componente meridional del viento. Se han utilizado distintas barras de color para acentuar distintos fenómenos para las distintas variables. Las flechas muestran la dirección del viento zonal en todos los diagramas y la línea corresponde a la línea de costa.

que se forman encima de la corriente de gravedad, y que van en dirección contraria [16]. Esta formación de lóbulos o un símil podría explicar el desplazamiento occidental de la anomalía de viento en las capas superiores (Figura 4.7).

4.1.2. Brisa terrestre

En el caso de la noche, el enfriamiento que empieza alrededor de las 0 hrs (18 hrs del día anterior en tiempo local) desarrolla dos efectos. El primero, es reducir el efecto de la brisa marina de ambas costas que se demora hasta las 2 hrs (20 hrs tiempo local). Y el segundo es empezar el mecanismo de la brisa terrestre. Para el caso de la costa oeste de la península es más difícil identificar la brisa terrestre, ya que la brisa terrestre se presenta en la misma dirección que el viento medio (Figura 4.7a - 4.7c).

Pero a diferencia de la brisa marina, que sus vientos disminuyen su intensidad por la fricción al entrar a tierra (Figura 4.5), la brisa terrestre experimenta un aumento en la componente hacia el oeste al propagarse sobre el océano lo cual puede crear una divergencia. Esta divergencia aumenta su intensidad cuando el viento medio disminuye; ya sea por la fricción a su paso por la península o por la oposición de los vientos de la brisa terrestre en la costa este.

El cambio en la dirección de los vientos causado por la brisa terrestre en la costa este (BTE) es de mucho menor escala que el causado por la brisa marina en la costa oeste; inclusive llega a ser nula cuando la BTE sólo es capaz de atenuar al viento medio. El máximo de la BTE coincide con el máximo enfriamiento de la zona, que llega a ser de más de 10°C desde el comienzo del enfriamiento. En el periodo en que la brisa marina desaparece y la BTE se hace presente, se da una disminución en la intensidad de los vientos que se propaga hacia al oeste. Este debilitamiento del viento da paso a la formación de la celda de la BTE (Fig. 4.5).

Al momento en que el calentamiento se empieza a producir (alrededor de las 13 hrs, 7 hrs hora local), la celda de la BTE comienza su rápida evanescencia y los vientos bajos a lo largo de toda la península se empiezan a uniformizar justo antes de que empiece a producirse la brisa marina. Esta homogeneización de los vientos se extiende en toda la columna y se presenta a partir de las 13 hrs³ (7 hrs de tiempo local) y sigue por tres horas hasta que la brisa marina del este y el oeste rompen esta configuración (Figura 4.7).

4.1.3. Convergencia

La componente vertical de la brisa, en principio pensada como una celda convectiva [6] y posteriormente como una onda/corriente de gravedad [14, 15], tiene como borde precursor una zona de convergencia llamada frente de brisa. Las brisas provenientes de las diferentes costas de la península forman sus respectivos frentes que al penetrar tierra adentro se van fusionando y cruzan la península en dirección diagonal⁴ (Figuras 4.5a-4.5, 4.5h-4.5i). Esto es causado porque la penetración de la brisa marina es mayor en el noroeste de la península mientras que en el noreste la penetración se ve equilibrada al encontrarse los frentes de

³Conforme el mes avanza, el calentamiento se va produciendo cada vez más temprano por lo que el comienzo de la brisa también se va modificando.

⁴Esto es más notorio en los casos de mayor penetración tierra adentro.

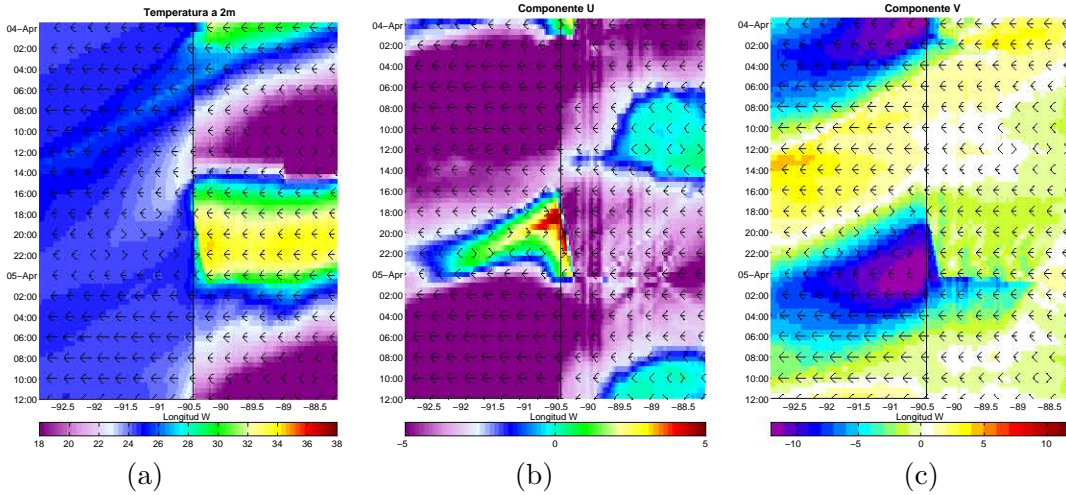


Figura 4.4: Diagrama HM en un caso típico. Se muestran los diagrama HM para el día 4 de abril del 2006 del corte zonal que pasa por la estación Cayo Arcas (20.20°N), correspondientes a: (a) la temperatura del aire a 2 m, (b) la componente zonal del viento y, (c) la componente meridional del viento.

brisa de la costa norte y este (y esto a su vez es debido a la diferencia de magnitud de la componente meridional del viento). Este frente de brisa tan marcado es causado porque la oposición del viento medio es lo suficientemente intensa (4 a 6 m/s) como para provocar que el límite de la convergencia se dé de manera tajante (provocando vientos más rápidos atrás del frente) y lo suficientemente débil como para no causar un efecto adverso [12] al desarrollo de la brisa en sí (Figura 4.3).

Al formarse la celda de circulación de la brisa con el viento medio oponiéndose, se crea una clara zona de convergencia y divergencia en los límites de ésta (Figuras 4.5f-4.5h, 4.4b). Siendo la convergencia la que se presenta en el frente de brisa y la divergencia en la parte ‘trasera’ de la celda. Esta divergencia ha sido poco estudiada debido a la dificultad de obtener mediciones sobre el océano y a que no siempre se presenta. En este caso, de aparente existencia de la celda convectiva, es claro que, a lo largo del desarrollo de la brisa (y del avance del frente) la extensión de ésta aumenta de manera considerable y está estrechamente relacionada con la observación de los vientos de brisa tan lejanos de la costa (Figuras 4.5g-4.5i).

4.1.4. Extensión de la brisa marina

Los vientos de la componente diurna que se asocian con la brisa marina son bastante fuertes sobre el océano y no se restringen a la costa, sino que se manifiestan varios kilómetros mar adentro (los vientos por arriba de los 10 m/s se siguen viendo más allá de los 100 km de la costa, Figuras 4.5a-4.5c, 4.4). El efecto de la fricción sobre los vientos que llegan a tierra adentro también es visible, con una disminución abrupta de la rapidez hasta por más de 6 m/s (Figuras 4.5a-4.5c, 4.4). Existe un desfase entre el viento máximo de la brisa marina (la componente zonal analizada en 4.1.1) y el viento máximo en la región completa (Figura

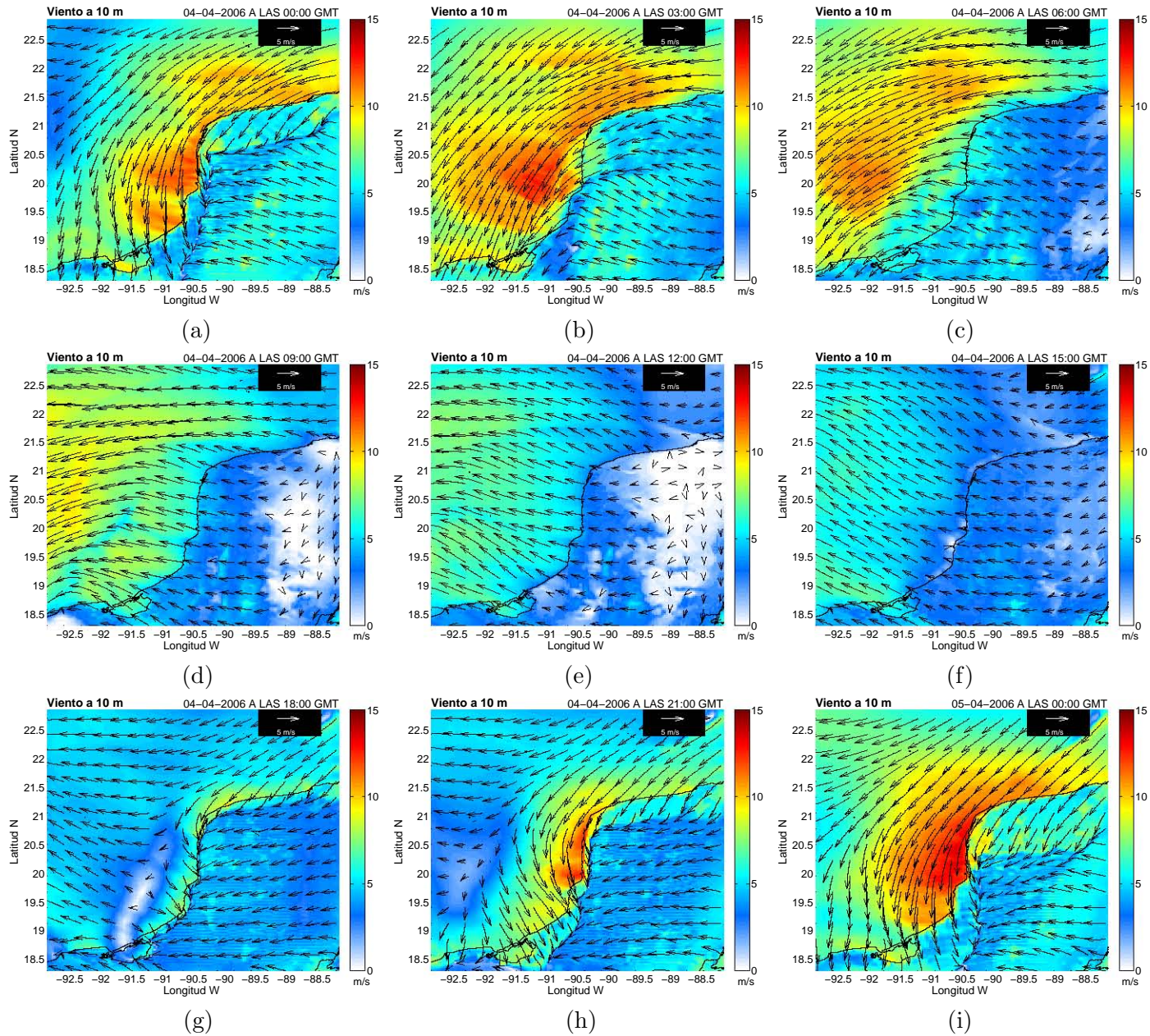


Figura 4.5: Mapas de viento a 10 m en un caso típico. Los mapas muestran la dirección y magnitud del viento en el noroeste de la Península de Yucatán correspondientes al 4 de abril para las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 y 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 22 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs locales del día 23, respectivamente. Los vientos provienen del dominio 2 de la simulación numérica.

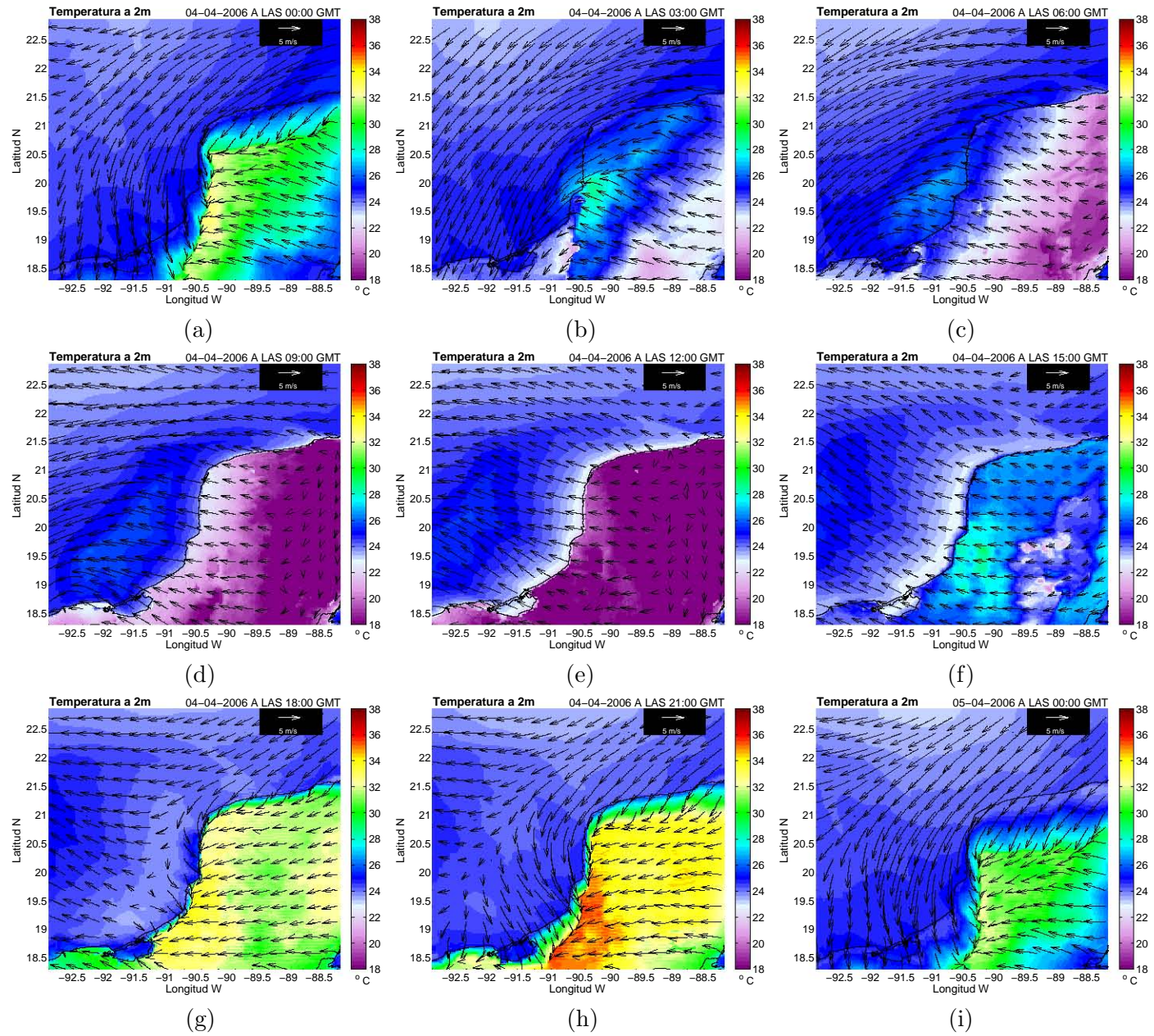


Figura 4.6: Mapa de temperatura a 2m para un caso típico. Los mapas muestran la temperatura del aire a 2m en grados Celsius sobre el dominio 2 de la simulación numérica. Las fechas indican la dirección y magnitud del viento a 10m. Cada mapa corresponde al 4 de abril del 2006 a las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 22 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 23, respectivamente.

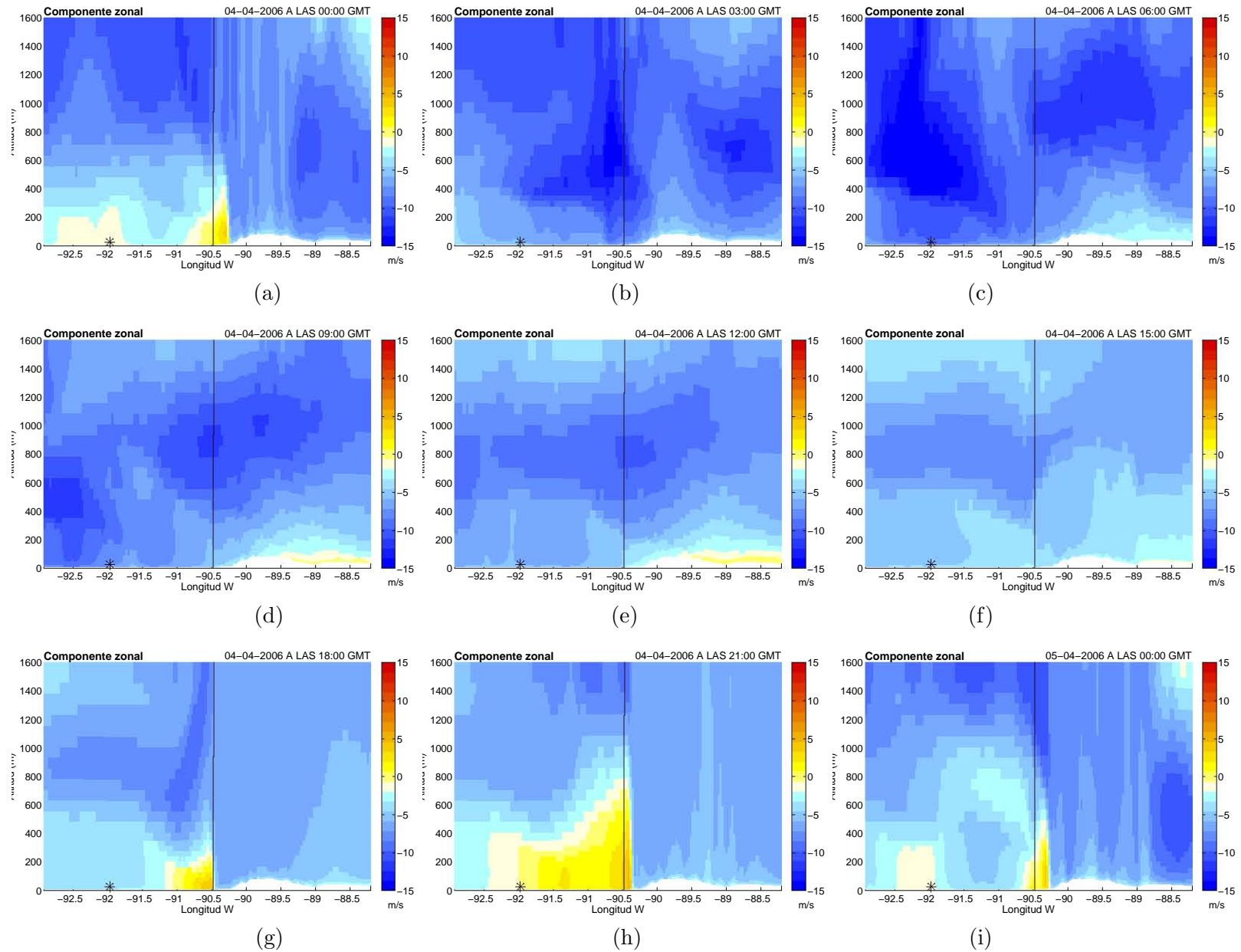


Figura 4.7: Corte vertical a lo largo del paralelo 20.20°N de la componente u del viento (caso típico) para el día 4 de abril correspondientes a las 0, 6, 12, 18, 24 hrs GMT. La línea indica la posición de la costa y el asterisco la ubicación de Cayo Arcas.

4.5) que no tiene como causa única la fricción debido a la presencia de la orografía terrestre. El diagrama HM para la componente meridional del viento (Figura 4.4c), muestra que el máximo en esta componente ocurre varias horas después (en este caso típico, alrededor de cuatro) de que se presenten los vientos máximos en el frente de brisa.

La zona de vientos máximos suele desplazarse hacia el suroeste de la península que es cuando el frente de brisa está ya muy desplazado hacia el centro de ésta.

4.2. Caso con un frente frío

Aunque los diagramas de astillas (Figura 4.1) sugieren que durante un *norte* no se desarrollan las brisas, el análisis de la componente del viento perpendicular a la costa muestra que sí se produce (Figura 4.9).

4.2.1. Brisa marina y brisa terrestre

El comienzo de la brisa marina se da a la misma hora que en el caso típico, aunque el aumento de temperatura en el caso del frente, se dé de manera distinta (Figuras 4.11f-4.11h). Existe un momento (no en el comienzo) donde el gradiente térmico es mayor que en el caso típico (Figuras 4.6h y 4.11h), lo cual guía a un aumento en la intensidad del viento en la zona de ese contraste térmico; pero no es así para el viento en toda la región (Figuras 4.5, 4.10).

La brisa terrestre de la costa norte, que precede a la brisa marina que se forma en la segunda mitad del día 9 (hora GMT), se ve nulificada por el viento del frente frío que entra aproximadamente a las 0 hrs del mismo día. Disminuyendo así la intensidad del viento en la zona del Banco de Campeche (Figuras 4.10a-4.10c). En la costa oeste, sin embargo, sí se alcanza a identificar el efecto de la brisa terrestre (Figura 4.10c-4.10e) o un efecto de flexión del viento del norte que siente la presencia de la península ayudada por la presencia de la brisa terrestre. Se hace hincapié en que el aire sobre la península en la noche (9 y 12 hrs en GMT) se enfría más rápido para el caso típico que para el caso del frente frío (Figuras 4.11c-4.11e, 4.6c-4.6e). Lo cual puede indicar mayor estratificación en el caso típico o una mayor mezcla para el caso del frente frío (Figuras 4.12c-4.12e, 4.7c-4.7e).

4.2.2. Convergencia

Al no haber un viento opositor a la brisa marina, los frentes de brisa en la costa occidental y norte no se forman en presencia del frente frío, haciéndose notar el frente de brisa de la costa este (donde las condiciones son más favorables para la formación de éste) con lo que genera una ligera convergencia al encontrarse con el viento que viene del norte y que va cruzando la península (Figuras 4.10g-4.10i, 4.11g-4.11i).

La ligera convergencia observada en las primeras horas (GMT) del día 9 (Figuras 4.10a-4.10e) es debida a la entrada del frente y/o al remanente de la brisa marina del día anterior, más que el generado por la brisa del nuevo día.

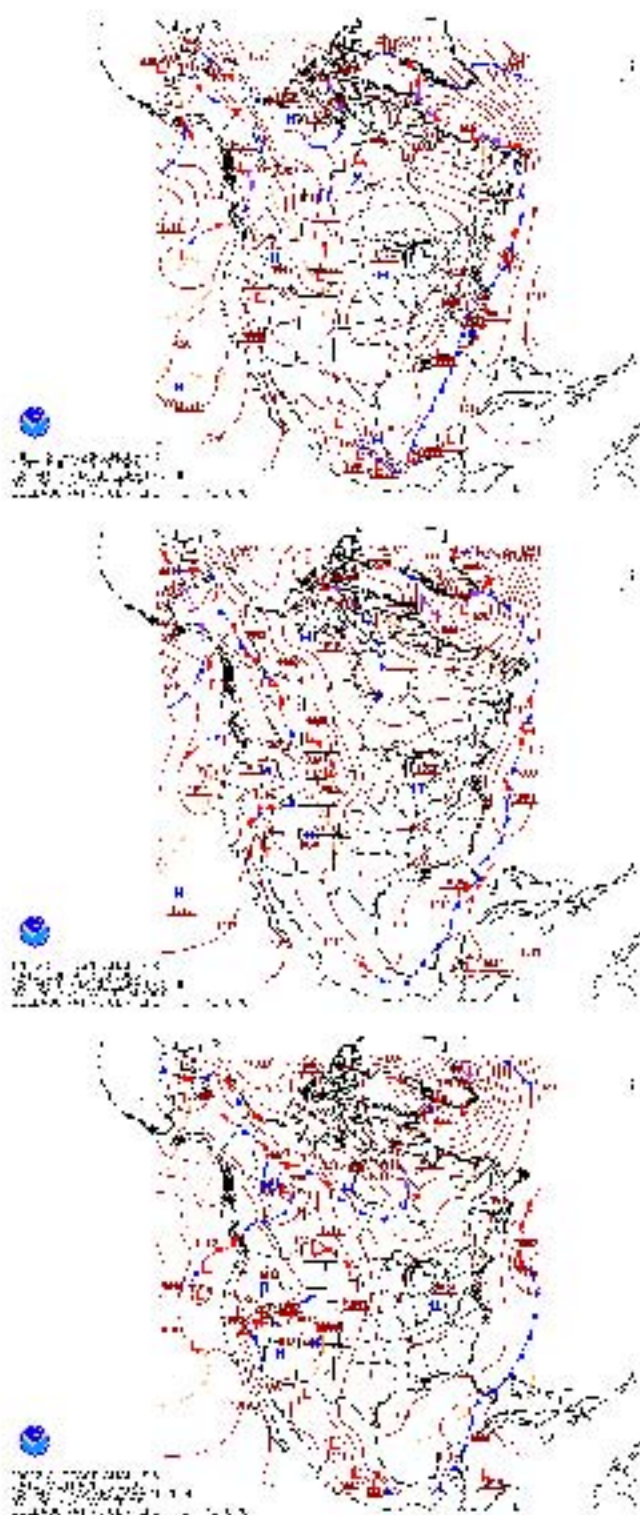


Figura 4.8: Mapas de presión. Análisis de superficie para el día 9 de abril del 2006 correspondiente a las 0, 12 hrs y para las 0 hrs del día 10. Tomado de la NOAA[21]

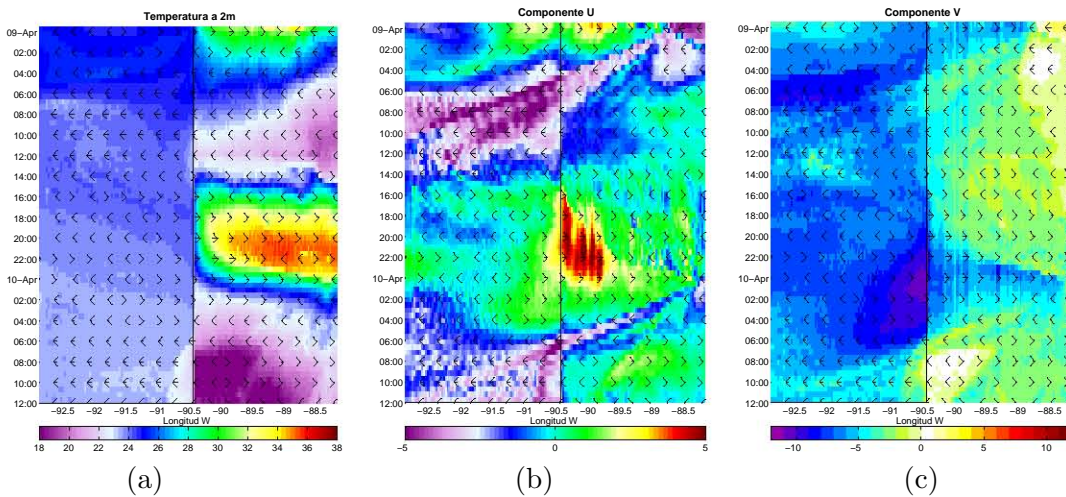


Figura 4.9: Diagrama HM durante el paso de un frente frío. Se muestran los diagrama HM para el día 9 de abril del 2006 del corte zonal que pasa por la estación Cayo Arcas (20.20°N), correspondientes a: (a) la temperatura del aire a 2 m, (b) la componente u del viento y, (c) la componente v del viento.

4.2.3. Extensión de la brisa

El diagrama HM (Figura 4.9b) muestra el desarrollo del viento perpendicular a la costa este e incluso tiene una penetración tierra adentro mayor que en los casos en condiciones típicas. Se observa también que la persistencia del viento medio del este se ha desvanecido por completo, perdiendo uniformidad sobre la península y el océano (a nivel de superficie y en toda la columna, Figuras 4.7, 4.12).

La extensión de vientos de brisa con dirección Este que preceden al frente es mucho mayor que la del caso típico, pero la celda de brisa como tal, no está bien delimitada (Figura 4.9b). Además la influencia de ésta es mucho menor (o nula) sobre el océano (Figuras 4.10f-4.10i).

Con la entrada del *norte*, la magnitud de los vientos en la zona de la península de Yucatán y Banco de Campeche aumenta, en general (tomando en cuenta toda la región del dominio) y, aunque la señal de la brisa se conserve, los vientos máximos alcanzados por el *norte* no son de la misma magnitud que el viento máximo de la señal diurna; son mucho menos intensos (al menos en este caso).

4.3. Otros casos

Como se mencionó brevemente en 4.1.1, existen algunos casos en que el frente de brisa avanza tierra adentro donde la celda de la circulación de la brisa se divide en dos (por ejemplo durante el 21 de abril, Figura 4.3). Estos casos aumentan en la última mitad del mes, cuando la diferencia de temperatura es mayor.

Este fenómeno sólo se observa en el corte zonal sobre Cayo Arcas en el diagrama HM de

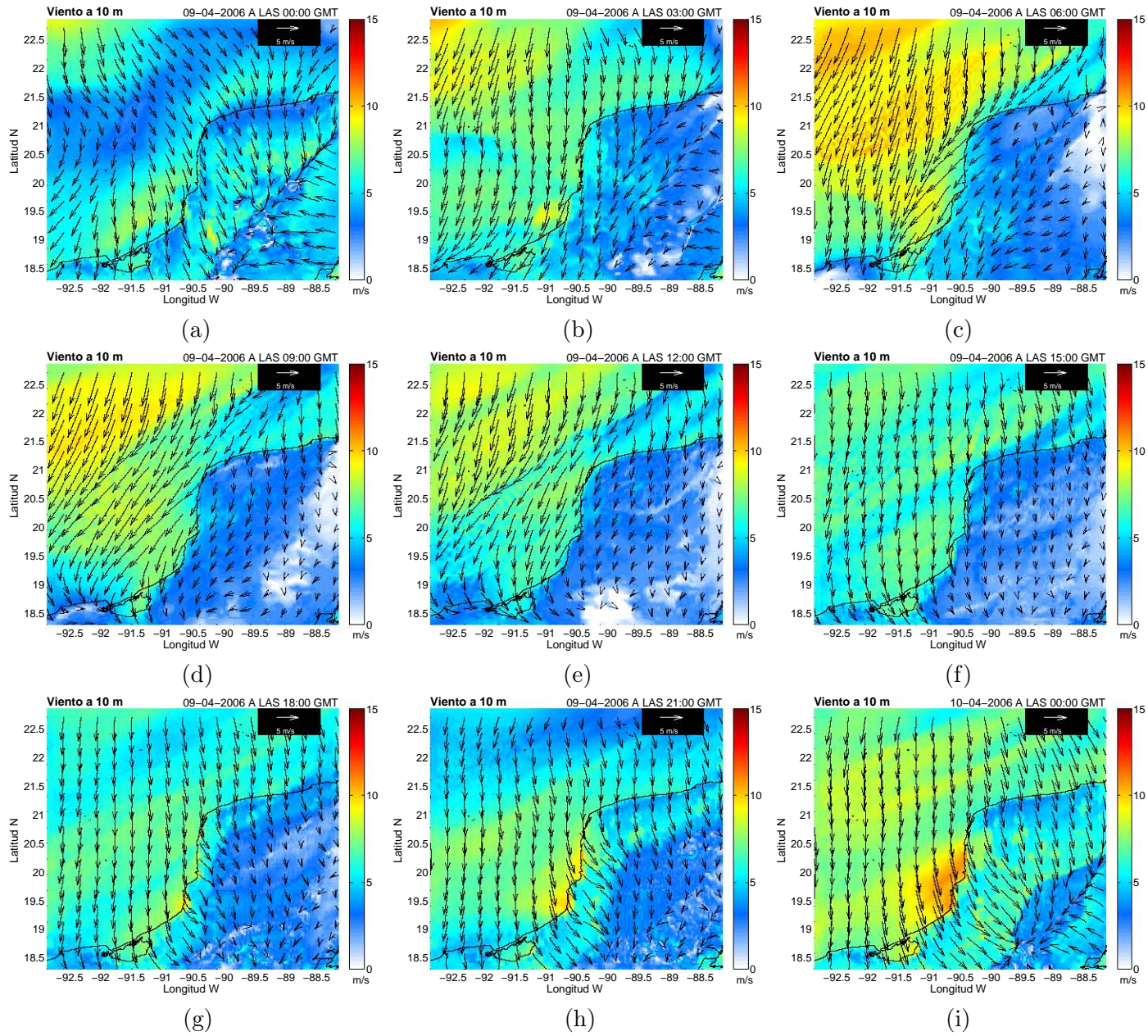


Figura 4.10: Mapa de vientos de superficie durante el paso de un frente frío. Los mapas muestran la dirección y magnitud del viento sobre el dominio 2 de la simulación numérica correspondientes al día 9 de abril para diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 9, respectivamente.

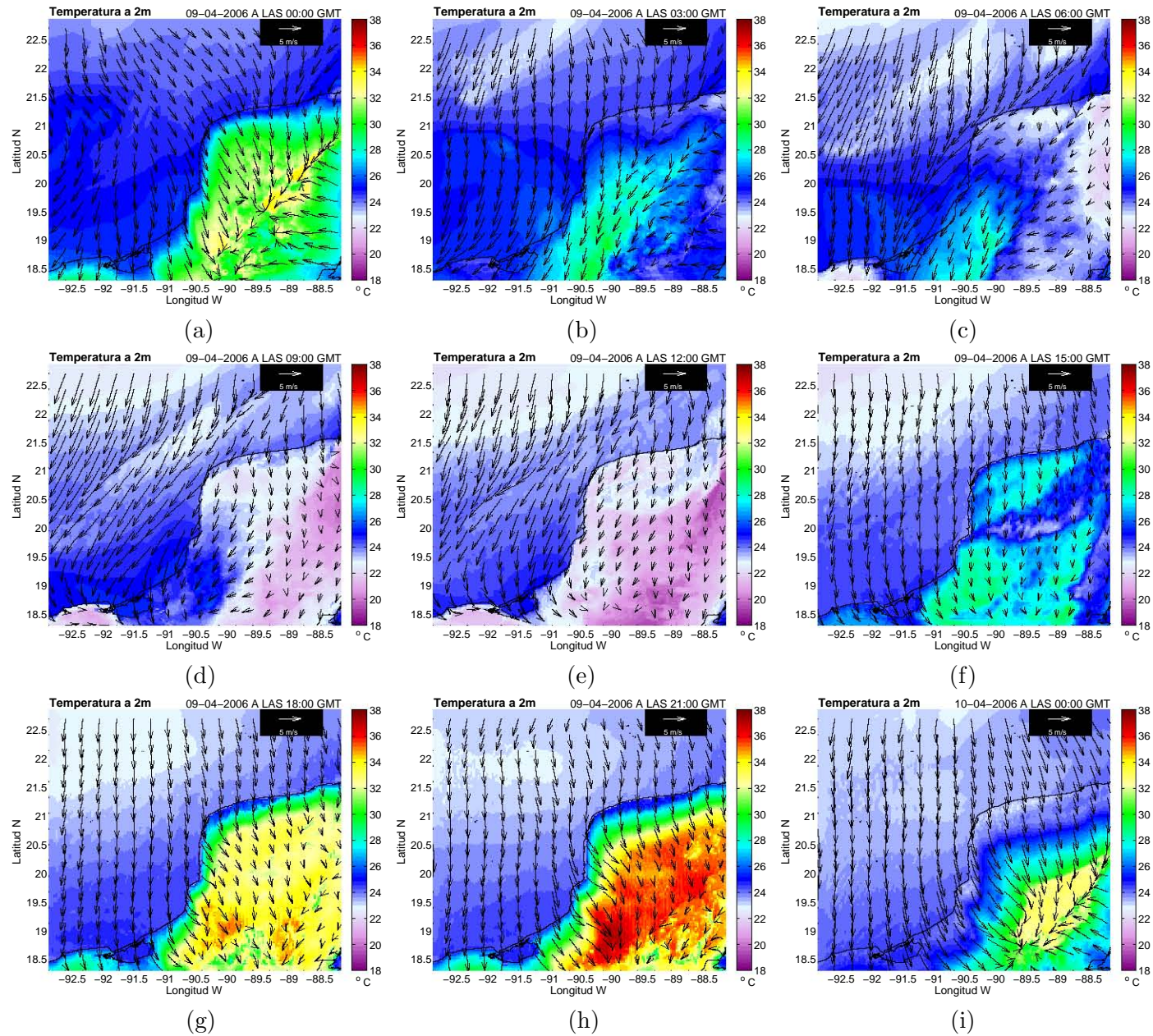


Figura 4.11: Mapa de temperatura a 2m durante el paso de un frente frío. Los mapas muestran la temperatura del aire a 2m en grados Celsius sobre el dominio 2 de la simulación numérica. Las fechas indican la dirección y magnitud del viento a 10m. Cada mapa corresponde al 9 de abril del 2006 a diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 9, respectivamente.

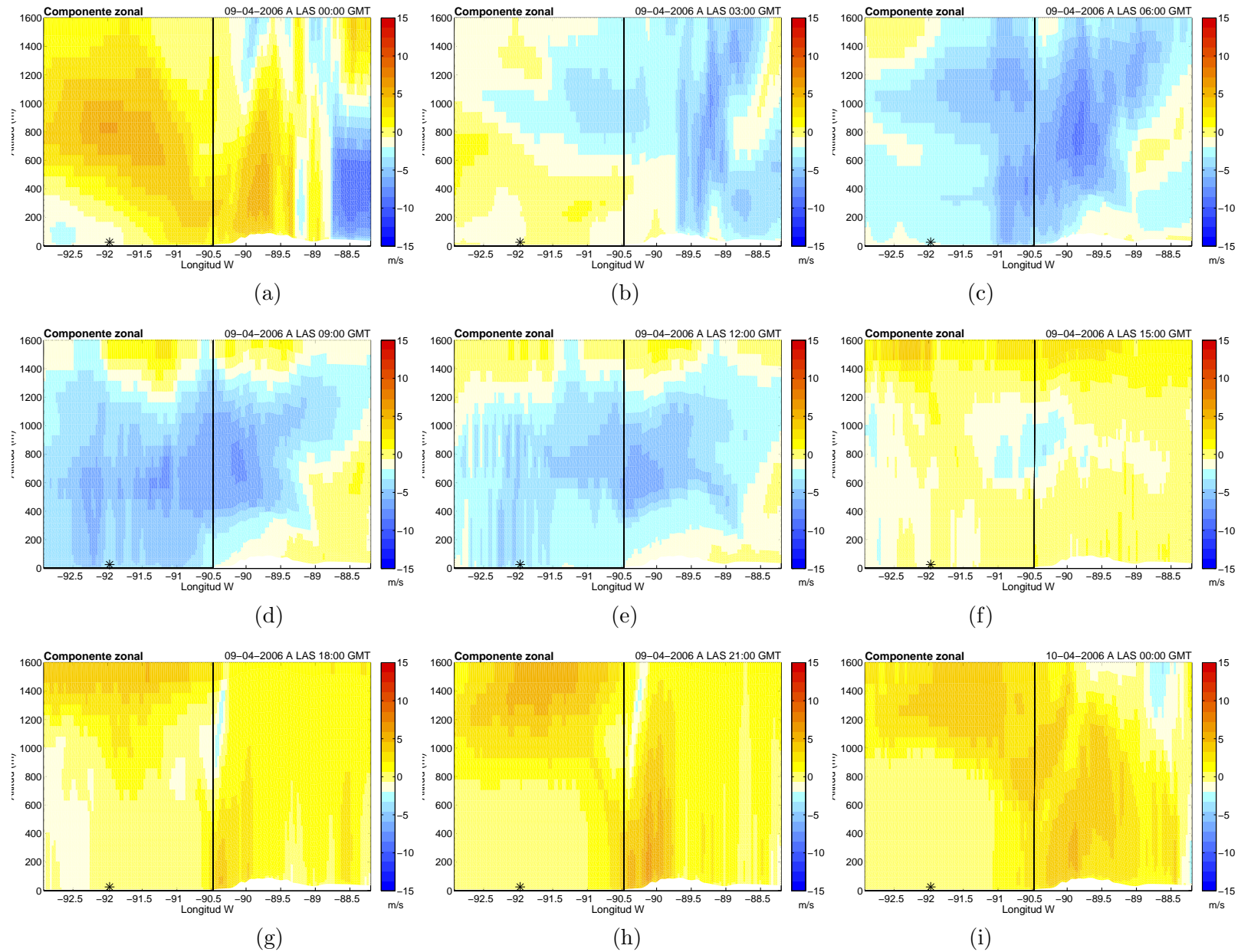


Figura 4.12: Corte vertical a lo largo del paralelo 20.20°N durante el paso de un frente frío de la componente u para el día 9 de abril correspondientes a las 0, 6, 12, 18, 24 hrs GMT. La línea indica la posición de la línea de costa y el asterisco la ubicación de Cayo Arcas.

la componente u del viento y en los cortes verticales (Figuras 4.3, 4.13, 4.16). Estos casos que en secciones posteriores se llamarán de ‘doble celda’ tienen las características de tener un gradiente térmico mayor que conduce a una intensidad de vientos máxima mucho mayor a los 5 m/s (promedio de caso típico), además una penetración del frente de brisa mayor sobre la península.

Y por último, existen otros casos, que se presentan en menor medida durante el mes, donde el frente y desarrollo de la brisa se ve disminuido (por ejemplo durante el 20 de abril, Figura 4.3). El cual no presenta una forma de celda regular con respecto a los otros casos y la influencia se ve restringida a la costa y mar adentro. Observando los eventos de todo el mes, estos casos son anómalos.

4.3.1. Caso con doble celda

Se elige el caso con doble celda del día 26 de abril para ejemplificar algunas de las características más importantes del fenómeno.

Lo primero que se observa en el diagrama HM (Figura 4.13) es que la franja de vientos máximos detrás del frente es más ancha y con vientos más intensos que la presente en el caso típico. La velocidad con la que se mueve el frente de brisa sobre el continente es mayor que en el caso típico; y el diagrama HM revela una forma cóncava en la forma que se desplaza el frente sobre la dirección del corte, lo que significa una resistencia mayor al inicio del avance del frente de brisa (Figura 4.13b). Como ya se ha mencionado, hay un gradiente térmico mayor al caso típico (el continente y el aire sobre él se torna más caliente que en el caso típico, Figura 4.13a).

Al crecer la franja de vientos intensos mientras va evolucionando la brisa marina, alrededor de las 21 hrs se separa en dos máximos de intensidad del viento, dando lugar a dos celdas con sus propios frentes apuntando hacia la misma dirección, creando una pequeña divergencia que marca la separación de las celdas. Y mientras evoluciona, se crea una zona de viento débil que viene del este que va creciendo y separando las celdas o lóbulos y se localiza muy cercano a la costa (Figura 4.13b). Cabe resaltar que uno de los frentes avanza sobre tierra (sigue el comportamiento de la celda original) y el otro se desplaza hacia fuera de la costa, aún cuando los vientos en la celda creada siguen soplando hacia el este. Este comportamiento es similar al modelo de una onda de gravedad.

En el caso de este día, el lóbulo (o celda) que se ha quedado sobre el mar, presenta una mayor duración e intensidad que el de tierra (Figura 4.13b); pero no es así para todos los casos. La oposición del viento medio es mayor para el caso de la celda sobre tierra que para la que se encuentra sobre el mar, aunque esto no sucede así en todos los casos.

Por otro lado, el suceso que da lugar a que la componente zonal sea más intensa en este caso, no tiene un impacto positivo en la componente meridional. Así como tiene una mayor penetración tierra adentro del lado de la costa oeste (Figuras 4.13c, 4.14g-4.14i), la intensidad y área de impacto del viento máximo se ve disminuida en comparación del caso típico. En los mapas de viento a 10m, la ruptura de la celda se vislumbra como una leve bifurcación del viento que rodea la península en su punta noroeste. Tomando dirección, por un lado, hacia tierra adentro y, por otro, hacia la base de la península (Figura 4.14).

Debido a la mayor penetración del frente de brisa sobre la península, las líneas de convergencia (Figuras 4.15, 4.14) de los diferentes frentes (norte y oeste) van colapsando

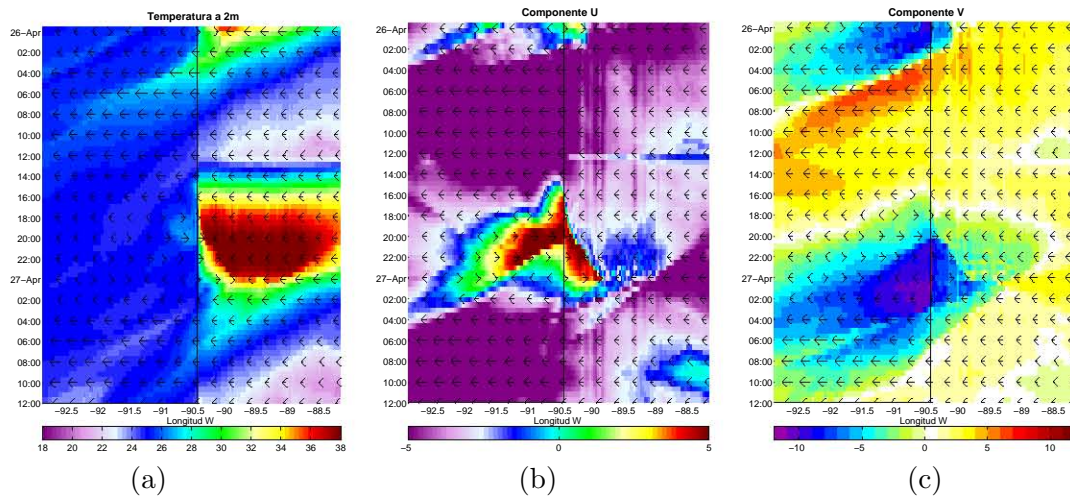


Figura 4.13: Diagrama HM en un caso con doble celda. Se muestran los diagrama HM para el día 26 de abril del 2006 del corte zonal que pasa por la estación Cayo Arcas (20.20 °N), correspondientes a: (a) la temperatura del aire a 2 m, (b) la componente u del viento y, (c) la componente v del viento.

para formar una sola.

Como es de esperarse, la circulación vertical también difiere del caso típico (Figura 4.16). El flujo de viento que sobreviene del frente tiene mayor altitud que en el caso típico, hay vientos más intensos en estratos superiores (alrededor de los 1000m). Y, debido al mayor calentamiento sobre la península, el viento medio se ve disminuido sobre la península lo cual da como resultado que la entrada del frente de brisa de la costa este se vea claramente (Figuras 4.16g-4.16i); que a su vez ayuda a formar una sola línea de convergencia en el centro de la península.

Hay que destacar, también, que el efecto de doble celda ocurre en las capas inferiores del flujo de brisa, y que en este caso la separación alcanza alrededor de los 200m de altura, mientras que en capas superiores el flujo no se separa (Figuras 4.16h-4.16i). Esto podría descartar el desplazamiento como onda de gravedad, ya que la entrada del flujo de viento (del norte) pegado a la costa que fuerza a la celda a separarse es una explicación más plausible.

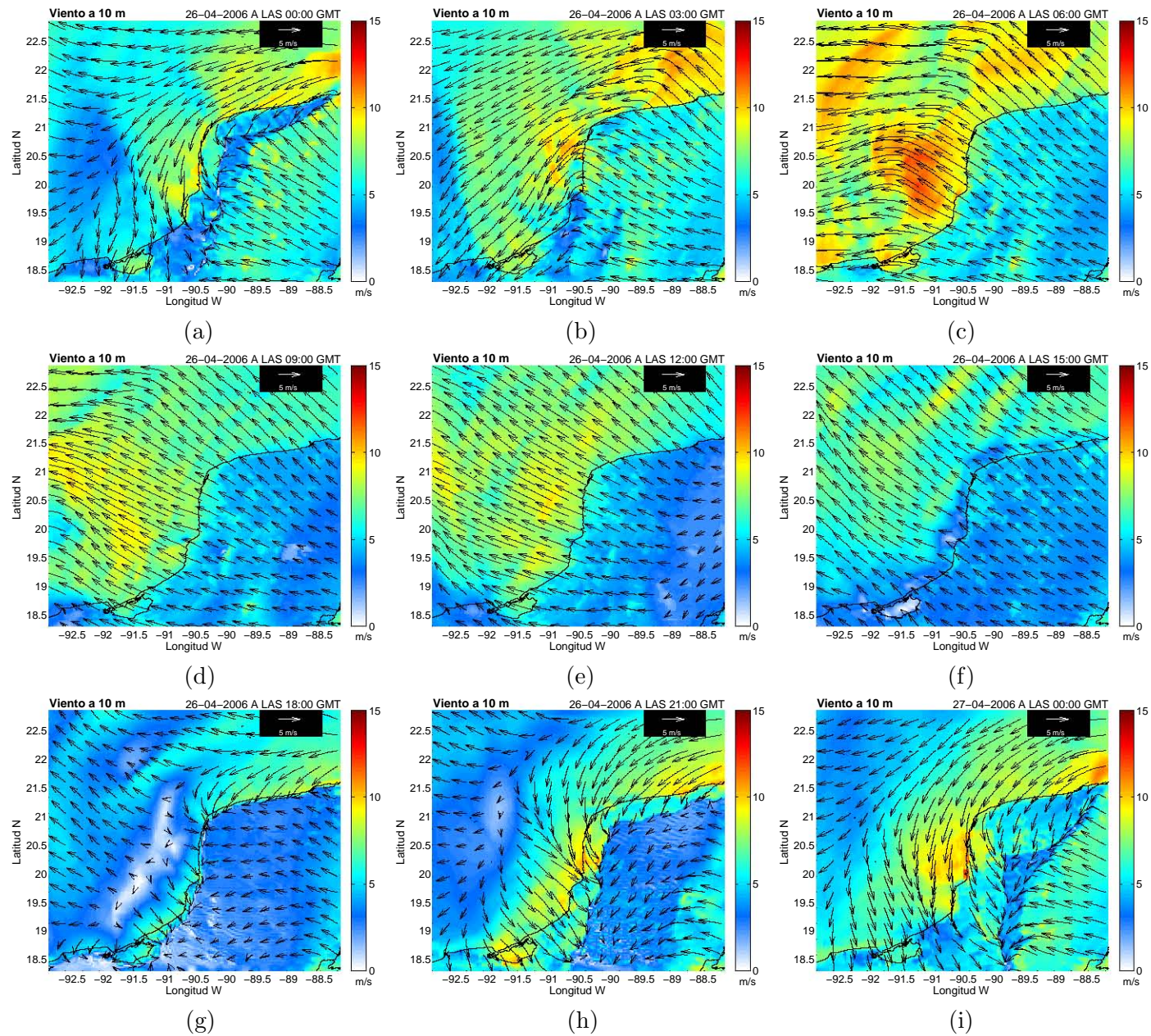


Figura 4.14: Mapa de vientos de superficie en un caso con doble celda. Los mapas muestran la dirección y magnitud del viento sobre el dominio 2 de la simulación numérica correspondientes al día 26 de abril para diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 26, respectivamente.

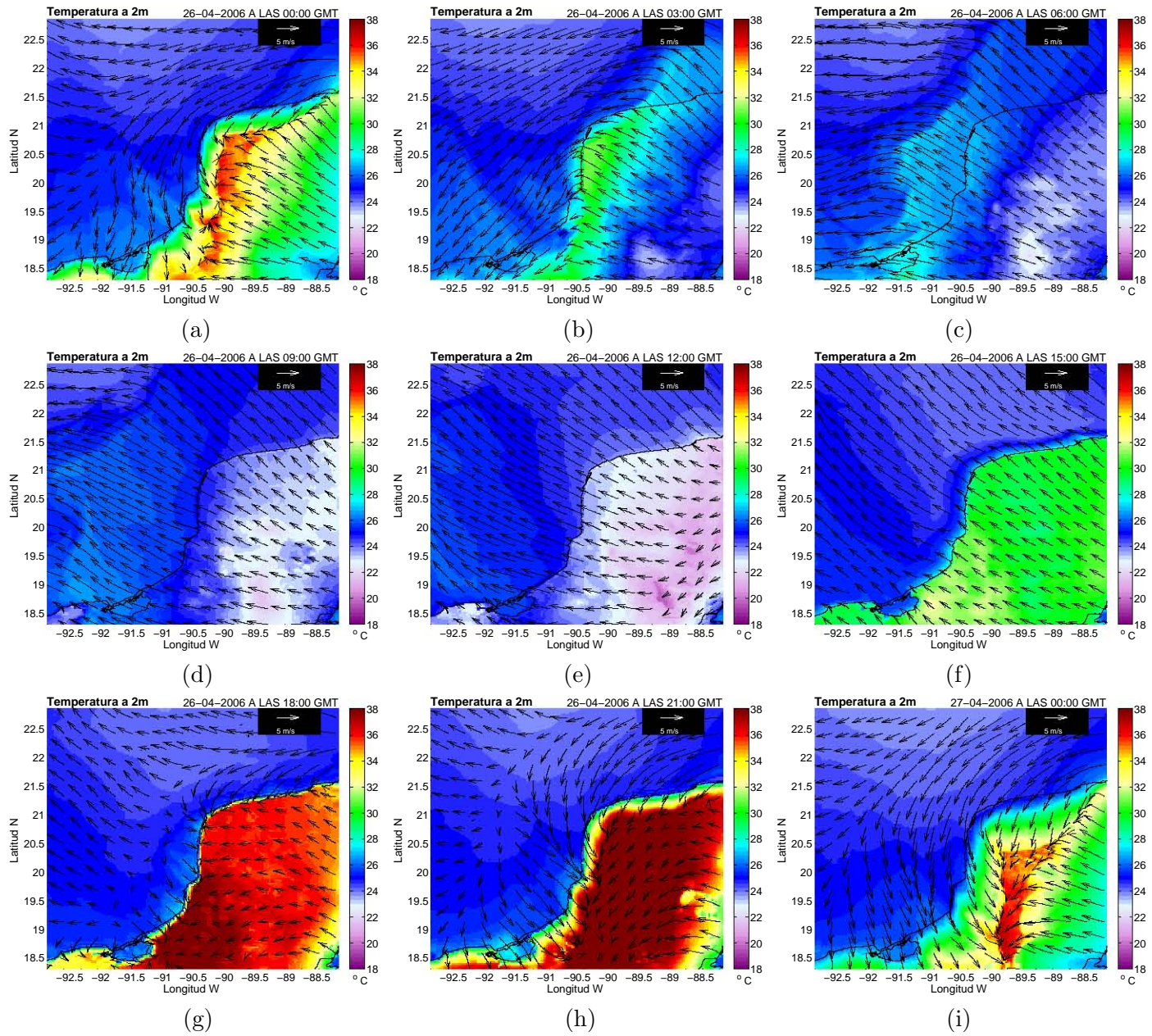


Figura 4.15: Mapa de temperatura a 2m en un caso con doble celda. Los mapas muestran la temperatura del aire a 2m en grados Celsius sobre el dominio 2 de la simulación numérica. Las fechas indican la dirección y magnitud del viento a 10m. Cada mapa corresponde al 26 de abril del 2006 a diferentes horas: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 hrs GMT que equivalen a las 18, 21 hrs del día 8 y a las 0, 3, 6, 9, 12, 15 y 18 hrs del día 26, respectivamente.

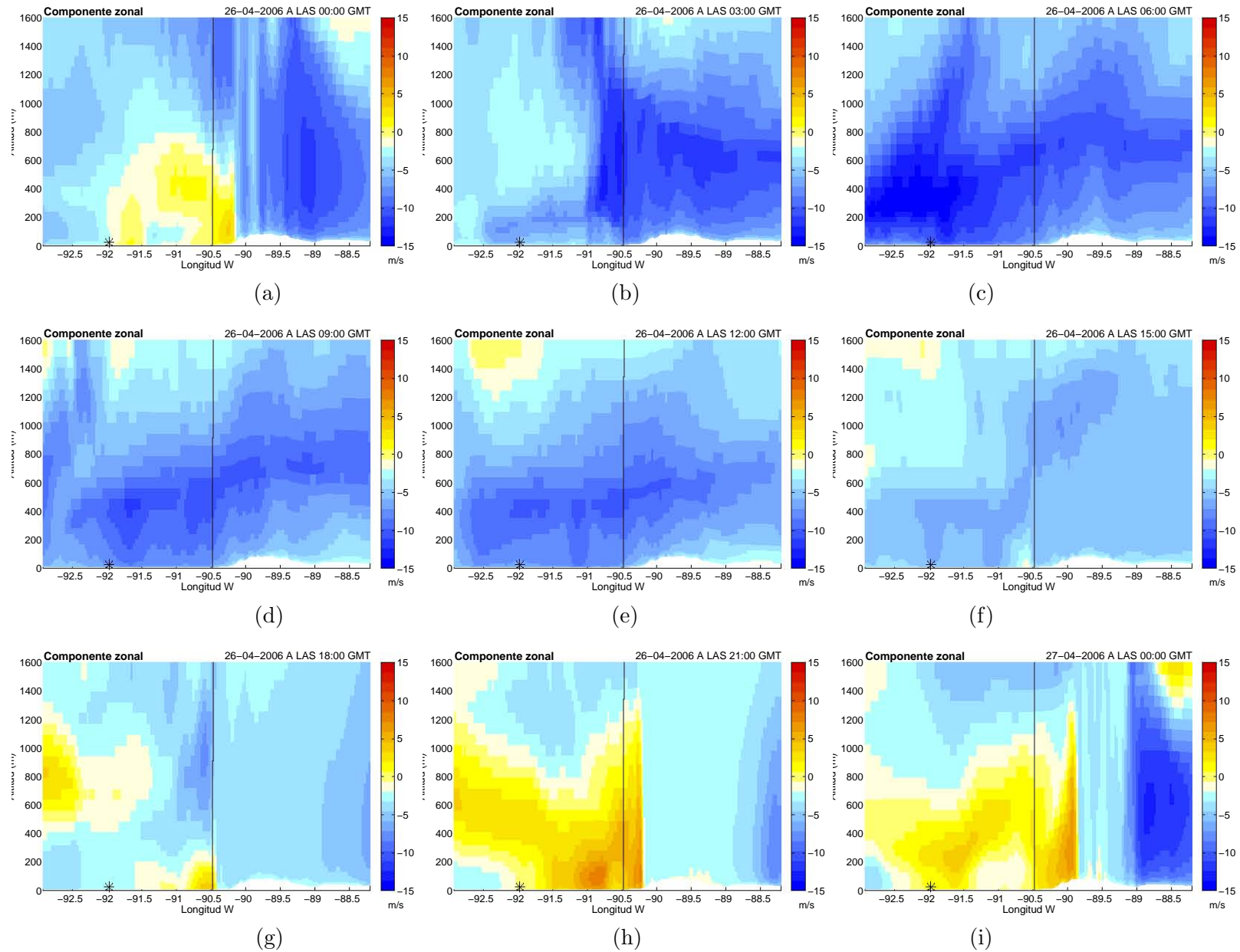


Figura 4.16: Corte vertical en un caso con doble celda. Cortes verticales zonales (20.20°N) de la componente u para el día 26 de abril correspondientes a las 0, 6, 12, 18, 24 hrs GMT. La línea indica la localización de la línea de costa y el asterisco la ubicación de Cayo Arcas.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Las brisas en el Golfo de México

De los resultados obtenidos en el estudio de 2009 [17], destacan, por su relevancia para este trabajo, los siguientes:

- El comportamiento y desarrollo de la componente diurna del viento en el GoM son distintos para el Este (que comprende las costas norte y oeste de la Península de Yucatán) que para su parte oeste (que incluyen las costas de Tamaulipas y Veracruz); zona I y zona II, respectivamente (Figura 1.1b).
- La componente diurna en la Zona I es mayor que en la de su contraparte.
- La componente diurna en la Zona I, tiene 2 máximos relativos en el año, uno en abril y el otro en septiembre, siendo el de abril el más importante por su magnitud.
- Los máximos observados de la componente diurna (CD) no coinciden con los del viento medio, ni en magnitud ni en tiempo.
- Se observaron desfases en los máximos de la CD en la Zona I, coincidentes con el avance de la brisa.
- Se observó evidencia de la CD en las 5 variables meteorológicas analizadas (rapidez y dirección del viento, temperatura y humedad del aire y presión atmosférica) durante todo el mes de abril.
- En algunas estaciones la CD alcanza una mayor magnitud que la del viento medio.
- Se encontró que la dirección del viento promedio es uno de los factores que influyen en el desarrollo de las brisas, pero no es el único.
- Si el viento, aún en la dirección ‘adecuada’, es lo suficientemente intenso inhibe la generación de las brisas.
- En los sitios estudiados siempre existe un viento medio considerable y la brisa se desarrolla en estas condiciones.

5.2. Las brisas en la Península de Yucatán y el Banco de Campeche

Como se ha mencionado anteriormente, en el mes de abril se ubica la ventana temporal de nuestro estudio, debido a que es cuando se presenta la componente diurna más intensa en el noroeste de la Península de Yucatán, como consecuencia del gradiente máximo de temperatura en el año. Debido a la situación geográfica de nuestra zona de estudio, tenemos una contribución de los vientos alisios¹ que influye sobre la dinámica de la formación y propagación de la brisa en la frontera oeste de la península.

La señal diurna es clara en los diagramas de astillas (rapidez y dirección del viento, Fig. 4.1); en estos se observa que aunque haya un viento predominante del este, el cambio es evidente en la dirección norte-sur. Se observa un evento de *norte* en el segundo cuarto del mes, que abarca las últimas 4 horas del día 8 (donde se registra en las primeras estaciones de la zona) hasta el mediodía del 15 donde aparece el comportamiento normal del viento (comparado con el resto del mes). Es recalable que la aparición de este *norte* en la simulación coincide en tiempo con los datos de las estaciones.

Hay que notar que el hecho de que las estaciones estén en la misma zona hace que el comportamiento del viento de la componente diurna sea similar (Figura 3.5), sin embargo son apreciables las diferencias entre ellas debido a su localización geográfica: Cayo Arenas e Isla Pérez (ubicadas al noroeste y norte de la península) tienen una componente norte más desarrollada; en cambio, la estación en Cayo Arcas (ubicada al oeste de la península) presenta su componente diurna principal con una orientación predominante en la dirección este-oeste.

En la aparición y desarrollo de los frentes en la costa oeste de la Península de Yucatán se identifican tres casos distintos: caso típico, caso con frente frío y caso con doble celda, que aunque están ligados al comportamiento del gradiente térmico no es el único factor que los determina. Con los diagramas HM (Figuras 4.3, 4.4, 4.9, 4.13) se hace fácil su reconocimiento, y se clasifican dependiendo de la evolución de la pseudocelda convectiva que se forma en los niveles más bajos del fenómeno. El viento medio proveniente del este acota muy bien el fenómeno de la brisa, pero difumina o anula el efecto de la brisa de tierra que se presenta en la costa oeste. La presencia del viento opuesto a la brisa toma relevancia pues es uno de los factores que consolidan la presencia de la brisa y su respectivo frente al crear zonas de convergencia más intensas en comparación a los casos en que no se presenta (Sec. 4.1, 4.2).

La componente meridional es más intensa que la componente zonal, que en principio puede parecer consecuencia de la ausencia del viento en la dirección opuesta, pero su mayor intensificación se debe a la recurva que hace el viento debido a la presencia de la brisa marina y a la península. Al ser un fenómeno de tales dimensiones (en este caso particular), esto provoca que haya desfases en los vientos máximos de la señal diurna como puede observarse en sus elipses características mensuales de abril (Fig. 3.3-3.5).

En el capítulo 4 se mostró el fenómeno con sus componentes aislados (brisas provenientes de cada costa, frentes de brisa, etc). Pero, después de estudiarlos y analizarlos, es claro que la integración de todos los elementos son los que logran que la señal diurna se vuelva tan relevante a nivel global.

¹4 a 6 ms⁻¹ en promedio en la región.

Capítulo 6

Conclusiones

6.1. Amplitud de la componente diurna y su distribución espacial y temporal

Uno de los motivos de este trabajo es entender las causas que favorecen que la componente diurna de los vientos sea tan amplia en el sur del Golfo de México, y en particular al norte y oeste de la Península de Yucatán. Los resultados obtenidos, mediante observaciones y modelación numérica, confirman que la componente diurna tiene una gran amplitud, alcanzando promedios mensuales superiores a los 4 m/s y en algunos días alcanza los 8 m/s. Se analizaron observaciones a lo largo de las costas mexicanas del Golfo de México y se encontró que la mayor amplitud de la señal diurna de los vientos ocurre en los cayos e islas (Cayo Arcas, Cayo Arenas e Isla Pérez), mientras que en la región continental la amplitud de la componente diurna es máxima en las costas norte y oeste de la Península de Yucatán. En la costa oeste del Golfo de México la amplitud es considerablemente menor. La señal diurna en la costa este de la Península de Yucatán también fue mucho menor que en los cayos y el norte y oeste de la península. Un aspecto importante que se encontró es la gran penetración costa afuera de la señal diurna pues los cayos se encuentran a más de 100 km de la costa.

La señal diurna tiene dos máximos a lo largo del año, en abril y en septiembre, ocurriendo el máximo absoluto en abril.

6.2. Características de las brisas

6.2.1. La celda de brisa

El análisis de la simulación numérica mostró una fuerte asimetría en las brisas marina y terrestre. Durante la brisa marina los vientos que se desarrollan lo hacen en una capa muy somera mientras que durante la brisa terrestre (o viento que cruza la península) se forma una capa muy gruesa, producto del calentamiento superficial y la homogenización de las capas bajas.

En el desarrollo de la brisa marina se observó que, en algunos casos, se forma una perturbación que se desplaza hacia tierra y otra hacia el mar, ambas con vientos hacia

tierra. Esto, hasta donde se encontró en la revisión bibliográfica, no ha sido reportado. Entre las dos perturbaciones o zonas de convergencia se desarrolla una zona de divergencia, producto del frente de brisa.

Durante el período de la brisa marina, en la zona norte se desarrolla una componente meridional que en el extremo noroeste de la península penetra a lo largo de la costa oeste, alcanzando más de 10 m/s, y recurva hacia el este avanzando tierra adentro. La forma de la línea de costa, junto con la dirección del viento dominante, del este, y otros factores arriba mencionados son los que favorecen este comportamiento.

6.2.2. Casos

Con la simulación numérica se estudió el mes de abril de 2006 pudiéndose agrupar los eventos de brisa en diferentes casos: en primer lugar el caso típico en un ambiente dominado por el viento del este, el segundo caso en un evento de norte con vientos dominantes del norte y un tercer caso con la existencia de un mayor gradiente térmico que genera una ruptura de una muy aumentada celda de la brisa creando dos frentes de brisa (doble celda). Estos casos están clasificados en base al comportamiento de la componente zonal del viento en la costa oeste que se reconoce (junto con la conjunción de otros factores) como el mecanismo motor o componente principal del fenómeno de la señal diurna en la zona, valiéndose de la cualidad lineal del mismo.

6.3. Causas de la amplitud de la componente diurna de los vientos

Las causas de la gran amplitud a lo largo de las costas norte y oeste de la Península de Yucatán se deben a la combinación de varios factores: la latitud, la baja altitud sobre el nivel medio del mar, el viento dominante del este, la configuración geográfica con una península y una forma cóncava en el sur del golfo y el desarrollo de un intenso contraste térmico.

La latitud contribuye debido a que el periodo inercial es mayor (35 hrs en Cayo Arcas) que el ciclo diurno, esto permite que la componente diurna avance una mayor distancia antes de ser deflectada por el efecto de Coriolis.

El importante contraste térmico que se desarrolla a lo largo del día, el cual se ve favorecido por la considerable insolación en la región y su variabilidad a lo largo del día. Esto se refleja en un amplio rango diurno de la temperatura en la superficie terrestre, el cual alcanza más de 15°C.

La Península de Yucatán, con una mínima orografía, es el escenario ideal para el desarrollo de la brisa sobre ésta. Disminuyendo al mínimo la fricción y posibles forzamientos advectivos no lineales que se encontrarían con otro tipo de paisaje.

El viento medio o dominante, dominado por los alisios del este, favorece que en las costas norte y oeste de la península la convergencia sea más intensa y angosta y se produzca un mayor enfriamiento durante la noche intensificando el gradiente térmico. También favorece que el efecto de brisa de tierra sea más intenso y tenga una importante penetración costa afuera, al igual que la extensión de los vientos de la propia brisa marina.

La presencia de la península favorece la deflexión de los vientos a lo largo de la costa en el noroeste de ésta provocados por la aparición de la brisa marina. Lo cual a su vez generan una componente meridional de viento más intensa.

Bibliografía

- [1] Alpert, P., M. Kusuda & N. Abe (1984). *Anti-clockwise rotation, eccentricity and tilt of the wind hodograph. Part II: An Observational Study*. Journal of Atmospheric Sciences, **41**, pp. 3568-3583.
- [2] Arritt, Raymond (1993). *Effects of the Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze*. Journal of Applied Meteorology, **32**, pp. 116-125.
- [3] Case, J.L. et al (2005). *A 7-Yr Climatological Study of Land Breezes over the Florida Spaceport*. Journal of Applied Meteorology, **44**, pp. 340-356.
- [4] Goler, R. et al (2006). *Low-Level Convergence Lines over Northeastern Australia. Part I: The North Australian Cloud Line*. Monthly Weather Review, **134**, pp. 3092-3108.
- [5] Gille, S.T., S.G.L. Smith & N.M. Stom (2005). *Global observations of the land breeze*. Geophysical Research Letters, **32**, L05605.
- [6] Haurwitz, B. (1947). *Comments on the Sea-Breeze Circulation*. Journal of Meteorology, **4**, pp. 1-8.
- [7] Jolliffe, I.T. & D.B. Stephenson (2003). *Forecast Verification*. Wiley
- [8] Kundu, Pijush (1976). *Ekman Veering Observed near the Ocean Bottom*. Journal of Physical Oceanography, **6**, pp. 238-242.
- [9] López-Méndez, José V (2009). *Análisis del evento meteorológico del 2007 relacionado con la inundación de Tabasco*. Tesis de Maestría en Física Atmosférica. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
- [10] Martin, C.L. & R.A. Pielke (1983). *The Adequacy of the Hydrostatic Assumption in Sea Breeze Modeling over Flat Terrain*. Journal of the Atmospheric Sciences, **40**, pp. 1472-1481.
- [11] Porson, A., D.G. Steyn & G. Schayes (2007). *Sea-breeze scaling from numerical model simulations, Part I: Pure sea breezes*. Boundary-Layer Meteorology, **122**, pp. 17-29.
- [12] Porson, A., D.G. Steyn & G. Schayes (2007). *Formulation of an Index for Sea Breezes in Opposing Winds*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, **46**, pp. 1257-1263.

- [13] Schmidt, F.H. (1947). *An Elementary Theory of the Land- and Sea-Breeze Circulation*. Journal of Meteorology, **4**, pp. 9-20.
- [14] Rotunno, R. (1983). *On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze*. Journal of the Atmospheric Sciences, **40**, pp. 1999-2009.
- [15] Simpson, John (1994). *Sea Breeze and Local Winds*. Cambridge University Press.
- [16] Simpson, John (1997). *Gravity Currents in the environment and the laboratory*. Cambridge University Press.
- [17] Taylor-Espinosa, Nidia (2009). *Análisis y Visualización de la Componente Diurna de los Vientos en el Sur del Golfo de México*. Tesis de Lic. en Física. Facultad de Ciencias, UNAM.
- [18] Wilks, D.S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 2da ed. Academic Press.
- [19] <http://www.wrf-model.org/index.php>
- [20] <http://dss.ucar.edu/pub/narr/>
- [21] http://www.hpc.ncep.noaa.gov/html/sfc_archive.shtml