



MEDIO AMBIENTE

SECRETARÍA DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES



IMTA

INSTITUTO MEXICANO
DE TECNOLOGÍA DEL AGUA

**COORDINACIÓN DE GOBERNANZA DEL
AGUA Y FORTALECIMIENTO DE
CAPACIDADES**

**SUBCOORDINACIÓN DE POSGRADO Y
EDUCACIÓN CONTINUA**

TESIS

**EFFECTO DE LA ANISOTROPÍA DE LAS ONDAS DEL ESTE EN LA
ACELERACIÓN DE LA CORRIENTE EN CHORRO DEL CARIBE**

que para obtener el grado de

Maestro en Ciencias y Tecnología del Agua

presenta

L.C.A. Ángel Aldair Felipe Hernández

Tutor: Dr. José Antonio Salinas Prieto

Cotutora: Dra. Christian Domínguez Sarmiento

Jiutepec, Morelos

Año: 2023

Paseo Cuauhnáhuac No. 8532, Col. Progreso, C.P. 62550, Jiutepec, Morelos.
Tel.: (777) 329 36 00 www.gob.mx/imta



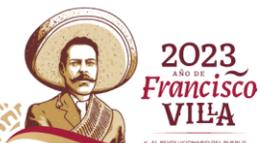
F.C4.03.44.1



Con fundamento en los artículos 21 y 27 de la Ley Federal del Derecho de Autor y como titular de los derechos moral y patrimoniales de la obra titulada “EFECTO DE LA ANISOTROPÍA DE LAS ONDAS DEL ESTE EN LA ACELERACIÓN DE LA CORRIENTE EN CHORRO DEL CARIBE”, otorgo de manera gratuita y permanente al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, autorización para que fijen la obra en cualquier medio, incluido el electrónico, y la divulguen entre su personal, estudiantes o terceras personas, sin que pueda percibir por tal divulgación una contraprestación.

Ángel Aldair Felipe Hernández

Jiutepec, Morelos a noviembre 2023





MEDIO AMBIENTE
SECRETARÍA DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES



IMTA
INSTITUTO MEXICANO
DE TECNOLOGÍA DEL AGUA

**MAESTRÍA EN CIENCIAS Y TECNOLOGÍA DEL AGUA
(HIDROMETEOROLOGÍA)**

Comité tutorial:

Dr. Martín José Montero Martínez

Dr. Efraín Mateos Farfán

Dr. René Lobato Sánchez

Director de tesis

Dr. José Antonio Salinas Prieto

Co-Directora

Dra. Christian Domínguez Sarmiento

Jiutepec, Morelos
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

DEDICATORIAS

A mis extraordinarios padres, por todo lo que conlleva criar y formar a un hijo.

A Krys y Paco, por estar en el momento justo.

A Ani, por acompañarme en las vicisitudes de la vida.

A Joni, un hermoso bebé que añadió más colores a nuestra vida.

A Tania, por traer a Joni y querer a Paco.

A mi tío Cheo, por recibir a mi mamá con una sonrisa.

A mi abuelo Eulogio, quien siempre me trató con deferencia.

A mi tía Chica, por su inolvidable apoyo e infinito amor.

A mis abuelos Porfirio y Teresa. No los conocí, pero sin ustedes yo no estaría aquí.

A mi abuelita Margarita, por arroparme con su indiscutible magnanimidad.

A mi tío Miguel, por contagiarme de su ánimo por el trabajo y la vida.

A mi tía Adela, por abrirme las puertas de su casa en los momentos de mayor tensión.

A Migue, por cuidarme de pequeño y estar siempre presente.

A mis tíos, Lore y Toño, y a sus hijos, Fernanda y Sergio, por compartirme su hogar en Xalapa.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. José Antonio Salinas Prieto por su tiempo, paciencia, apoyo y calidez para la realización de este trabajo.

A la Dra. Christian Domínguez Sarmiento por dedicar su valioso tiempo en la revisión de mi trabajo, por su atinada retroalimentación e invaluable apoyo.

A los Doctores Martín Montero, Efraín Mateos y René Lobato por sus valiosos aportes y críticas para enriquecer la presente investigación.

Al Dr. Ariosto Aguilar Chávez, Belém Arroyo, Ma. Elena Rivero y Lisette Munguía por sus consejos, recomendaciones y apoyo durante mi estancia en el posgrado.

A mi amigo Hiram Abif Meza Landero, por su amistad e incalculable apoyo, y por inspirarme con su rigurosidad académica. Por supuesto, también a su padre, el Lic. y Cmte. René Meza González por sus consejos y cariño.

A mi colega y gran amigo Oswaldo René Ortega Vega, por su compañía en todas las clases del posgrado, su positivismo frente a cualquier circunstancia, sus consejos de vida y por abrirme las puertas de su hogar.

A mis 'roomies', ahora amigos, Raúl Montero y Néstor Macías, quienes hicieron amena e increíble mi estancia en Jiutepec.

A mis 'caseros' Lili, Adriana y Jerk, quienes se convirtieron en unos excelentes amigos.

A mi buen amigo Daniel Fuentes Morales, por su apoyo técnico y por las tardes de comida en Jiutepec.

Al Mtro. Lino Enrique Sosa Rebolledo por contagiarme un poco de su infinita nobleza, por sus enseñanzas y por el aprecio que siempre ha demostrado tener hacia mí.

Al Dr. César Orlando Flores Sánchez por su increíble apoyo, sus elegantes aportes en cuestiones profesionales y sus siempre bienvenidos consejos de vida.

Al Lic. Manuel Cuxim, por su amistad e innegable apoyo desde hace más de 15 años.

A mi tío Constancio por todas las tardes de buenas pláticas acerca de la vida.

A Franco Cruz y Germán González por su disposición siempre que los puedo visitar. De igual manera a Vero, Gaby, Marisela y Javi, por todos los días de relajo que pasamos.

A Eduardo Luna, Jesús Javier Rodríguez, Christian Grageda y José Raúl Vásquez por su eterna amistad.

A María Luisa, Ángel, Leo y Carlos, por su cariño, apoyo y todas las noches de profundas pláticas sobre la vida.

A Omar Alejandro, Shalon Rojas, David Merchan, Brenda González, Graciela Hernández, Martha Alcocer y Geimond Antemate por compartir buenos y malos momentos conmigo.

A mis cuates de Puebla, Kevin Medina, Kevin Huirache, Fernando Romero, Brandon Torres y Daniel Salcedo por todo el relajo semanal y los sábados de fútbol.

Al Lic. Gonzalo de la Peña Viderique por sus consejos y apoyo desde el primer día que lo conocí.

Al Ing. Justino Errasquin Abdala por su actitud de trabajo en el día a día.

Al Presidente del capítulo Quintana Roo del CMPGRyPC, Eloi Morales, por sus aportes profesionales y su invitación al equipo de fútbol.

Al Mtro. Catarino Miranda San Román, Ing. Rubén Darío Herrera Cabrera e Ing. Juan Enrique Calderón Lozada por su apoyo durante mi estancia laboral en Puebla.

A Angy Gómez, Valeria Quiroz, William Flores, Teté y Yhonatan por enseñarme que sí se pueden hacer amigos en los lugares de trabajo.

A Boris Hernández, por ser un gran colega y un excelente amigo.

A Don Francisco Andrade, por sus atenciones con mis padres y por su ecuanimidad.

A mis tíos de Misantla, quienes siempre tienen abiertas las puertas de su casa para mí.

A Pilo, Tere, Elizabeth Felipe Castillo, Carlos, Tania, Mini, Anael, Rafael, Lili, Lari, Elizabeth Felipe Carrera, Jova, y a todos los primos que pudiera omitir, por sus mensajes de ánimo.

A la vida, por dejarme existir, por lo menos, 29 años.

Índice general

Resumen	X
1. Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos	4
1.2.1 Objetivo general.....	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
1.3 Justificación	4
2. Marco teórico	6
2.1 Definición de Corriente en Chorro	6
2.2 Corriente en chorro de bajos niveles.....	7
2.3 Corriente en Chorro del Caribe	9
2.4 Ondas del Este.....	13
2.5 Interacción de flujos medios con perturbaciones atmosféricas	16
2.6 Interacción entre las OE y la CCC.....	19
3. Metodología	24
3.1 Área de estudio.....	24
3.2 Datos.....	24
3.3 Variabilidad de la CCC.....	25
3.4 Identificación de OE.....	26
3.5 Energía cinética por perturbaciones.....	27
3.6 Transporte meridional de momento zonal de las OE	28
3.7 Anisotropía de las OE.....	29
3.8 Orientación de las OE.....	31
3.9 Vector de flujo Eliassen-Palm.....	32

4. Resultados	34
4.1 Variabilidad mensual de la CCC	34
4.2 Las OE en 700 hPa	38
4.3 Variabilidad mensual de la PKE asociada a las OE.....	40
4.4 Variabilidad mensual de la anisotropía de las OE.....	44
4.5 Variabilidad mensual de la orientación de las OE.....	49
4.6 Variabilidad mensual del vector de flujo Eliassen-Palm (E).....	52
5. Discusiones	60
5.1 La CCC.....	60
5.2 Las OE en 700 hPa	61
5.3 PKE asociada a las OE	61
5.4 Anisotropía de las OE	63
5.5 Orientación de las OE	65
5.6 Vector de flujo Eliassen-Palm.....	68
6. Conclusiones	72
6.2 Trabajo futuro.....	73
7. Referencias	74

Resumen

Se ha documentado que la CCC (Corriente en Chorro del Caribe; conocida en inglés como CLLJ) y las OE (Ondas del Este) desempeñan un papel importante en el tiempo y clima de México durante el verano y parte del otoño. En este trabajo se analiza la interacción de las OE con la CCC, al considerar la alta frecuencia y extensión espacial de las ondas descritas, así como la importancia de la relación perturbaciones-flujo medio. Para ello, se utilizaron los datos de reanálisis ERA5, en el periodo 1988-2018, de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento en 925 y 700 hPa, y de la precipitación acumulada mensual para dos dominios; uno que abarca gran parte del océano Atlántico norte ($0^{\circ}\text{W} - 120^{\circ}\text{W}$, 0°N , 35°N) y otro que se centra en la región del mar Caribe ($60^{\circ}\text{W} - 95^{\circ}\text{W}$, $12^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$).

En primera instancia, se expone una climatología actualizada de la CCC y se relacionan los cambios de intensidad de la corriente con la variabilidad mensual de la precipitación a nivel regional. Posteriormente, se examina la variabilidad mensual de la anisotropía (A) y orientación de las OE, así como del vector de flujo Eliassen-Palm (E) y su divergencia, y la relación que existe con los periodos de aceleración (desaceleración) de la CCC.

Los resultados muestran que la aceleración (desaceleración) de la CCC en el periodo mayo a julio (agosto a octubre) se debe a la formación de un gradiente meridional de anisotropía en 700 hPa asociada al transporte meridional de momento zonal al norte y sur de la corriente. Asimismo, la distribución de la convergencia del vector E en 700 hPa confirma que al norte y sur de la CCC predominan los transportes meridionales de momento zonal relacionados con las fluctuaciones de la corriente. Adicionalmente, se indica que la aceleración observada de los vientos alisios en el océano Atlántico tropical se debe a una dinámica similar a lo que ocurre en el mar Caribe y que la actividad de OE en el océano Pacífico oriental tiende a la isotropía, por lo que el transporte meridional de momento zonal es menor y explica parcialmente la escasa o nula aceleración de los alisios en aquella región.

La interacción entre la CCC y las OE podría ser un modulador clave de la convección a nivel regional, por lo que este análisis busca aportar elementos para mejorar la comprensión de la variabilidad meteorológica y climatológica de la región. Asimismo, abre una ventana para la investigación de la corriente en los meses invernales y la influencia del fenómeno de El Niño en la anisotropía y orientación de las OE.

1. Introducción

1.1 Planteamiento del problema

La CCC modula la precipitación regional de forma directa e indirecta, en el primer caso mediante la convergencia y convección asociadas a la desaceleración de la corriente en el oeste del mar Caribe, lo que genera precipitaciones intensas en Centroamérica y el estado de Quintana Roo, mientras que, en el segundo, por la relación energética con perturbaciones atmosféricas acopladas a convección profunda que se intensifican o debilitan, y afectan el centro, sur y sureste de México (Herrera et al., 2015; Salinas-Prieto, 2006; Magaña et al., 1999).

Esta CCC fue documentada por primera vez por Amador (1998), quien identificó una intensificación del flujo medio de vientos alisios de mayo a julio sobre la región central del mar Caribe, entre los niveles de 925 hPa a 700 hPa, con una intensidad máxima de 14 ms^{-1} en el nivel de 925 hPa, en 15°N , entre 75°W y 85°W .

Desde entonces, el interés por conocer la dinámica de la CCC en su región de influencia ha crecido paulatinamente. Diversos estudios señalan que esta corriente no es exclusiva del verano boreal, sino que permanece sobre el mar Caribe a lo largo del año fluctuando en intensidad; alcanza picos en julio y enero/febrero de 12 ms^{-1} y 10 ms^{-1} respectivamente, y mínimos en octubre y mayo de 6 ms^{-1} y 9 ms^{-1} respectivamente (Amador 1998; Wang 2007; Whyte et al. 2008; Muñoz et al., 2008).

Uno de los principales cuestionamientos acerca de la dinámica de la CCC es la causa de su aceleración y desaceleración. Wang (2007) sugiere que la CCC se intensifica (debilita) cuando el Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte (NASH) se intensifica

(debilita). Por su parte, Muñoz et al., (2008) plantean que la CCC es una extensión del NASH y que al norte de Colombia y Venezuela el flujo de vientos alisios se intensifica debido a un fuerte gradiente de temperatura desde el centro del mar Caribe hacia el sur, provocado por el calentamiento continental de la cadena montañosa del norte de Sudamérica. De manera similar, Cook y Vizy (2009) proponen que la CCC se intensifica debido al aumento del gradiente meridional de altura geopotencial, inducido, durante el verano, por la expansión del NASH hacia el mar Caribe, y durante el invierno, por el calentamiento continental de la cadena montañosa del norte de Sudamérica. No obstante, en años posteriores, Maldonado et al., (2017) encontraron, mediante un modelo de circulación general, que estos factores no tienen un impacto significativo en la dinámica de la CCC, por lo que proponen revisar las hipótesis planteadas hasta ahora.

La mayoría de los estudios acerca de la CCC indican que la variabilidad estacional e interanual de la circulación atmosférica a gran escala sobre el océano Atlántico ejercen una influencia importante sobre esta corriente, sin embargo, algunos trabajos sugieren que la variabilidad intraestacional de la circulación regional también tiene un rol importante en la dinámica de la CCC.

Al respecto, García–Martínez y Bolasina, (2020) plantean que las ondas hemisféricas extratropicales y el debilitamiento de una baja térmica en el noreste de México – Centro de EU son posibles factores desencadenantes de la intensificación del verano de la CCC. Además, indican que los dos modos principales de variabilidad tropical, El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación de Madden – Julian (OMJ), modulan la intensidad de la CCC y prolongan o disminuyen su ciclo de vida. Por su parte, Salinas-Prieto (2006) y Magaña y Herrera (2017) afirman que las

fluctuaciones en intensidad de la CCC, al menos durante el verano, se deben a la convergencia meridional de momento zonal asociado a perturbaciones atmosféricas de alta frecuencia (tales como las OE), de manera similar a lo que ocurre en las latitudes medias. En aquella región se ha documentado que las perturbaciones atmosféricas, en función de su anisotropía (A) y orientación, favorecen convergencia meridional de momento zonal capaz de modificar la intensidad de la corriente en chorro (Andrews et al., 1983; Hoskins et al., 1983; James, 1995; Marshall y Plumb, 2008). En este sentido, Salinas-Prieto, (2006) identificó la existencia de A asociada a OE en el Atlántico tropical durante el periodo mayo a octubre, aunque no se han analizado sus cambios de manera intraestacional ni su relación con la CCC. Además, encontró que cuando las OE transitan sobre la región caribeña presentan una orientación tal de mayo a julio (octubre a noviembre) que promueve la aceleración (desaceleración) de la CCC, en concordancia con las variaciones de la estructura de las OE cuando pasan sobre el mar Caribe, halladas por Whitaker y Maloney (2018), Belanger et al. (2018) y Serra et al. (2008).

La información encontrada hasta ahora demuestra que la distribución espacial e intensidad de la lluvia en el sureste de México durante el verano está relacionada a la interacción de la CCC con las OE (Pazos et al., 2023). Al respecto, la presente investigación pretende brindar respuesta a la siguiente pregunta: ¿Cuál es la variabilidad intraestacional de la A y orientación de las OE y qué efecto tienen en la intensidad de la CCC?

Es aquí donde el presente trabajo resalta como uno de los primeros en examinar estas variables a nivel estacional e intraestacional, con el fin de aportar a la comprensión de la dinámica de la CCC y la relación que tiene este fenómeno con el tiempo meteorológico y la climatología de México.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Calcular la variabilidad estacional e intraestacional de la anisotropía y orientación de las OE respecto al norte geográfico y cuál es su efecto en la aceleración de la CCC, para contribuir al conocimiento de la dinámica que la modula e identificar la relación que tiene con el tiempo meteorológico y el clima de México.

1.2.2 Objetivos específicos

- Diagnosticar la variabilidad mensual y estacional de la CCC.
- Calcular la variabilidad mensual y estacional de la A y la orientación de las OE respecto al norte geográfico.
- Evaluar la variabilidad mensual de la CCC, considerando la A y orientación de las OE.

1.3 Justificación

La CCC tiene una influencia importante en el clima de México y Centroamérica debido a que sus fluctuaciones modifican el transporte de humedad hacia estas regiones. De hecho, los eventos de Canícula y la ciclogénesis tropical en el mar Caribe están asociados a las variaciones intraestacionales de la CCC, por lo que es

necesario comprender los mecanismos físicos que la modulan (Magaña et al., 1999; Owen y Colucci, 2010).

Al igual que la CCC, las OE también son importantes transportadoras de humedad que se desplazan sobre el océano Atlántico tropical. En México, tienen una contribución del 30% a 50% de la precipitación total estacional sobre el sureste del territorio nacional y algunas son precursoras de los ciclones tropicales que afectan a la región (Domínguez, et al., 2019).

Algunos estudios han demostrado que la CCC interactúa con las OE (Pazos et al. 2023; Herrera et al. 2015; Salinas-Prieto, 2006). En este punto, el estudio de la interacción de la CCC con las OE resulta de interés para el territorio nacional, por el rol que estos fenómenos ejercen en la distribución espaciotemporal de la precipitación en el sureste del país.

La presente investigación mejorará la comprensión de la dinámica que modula a la CCC durante el verano y parte del otoño. De igual manera, abre una ventana para el estudio de la CCC durante los meses invernales y podría coadyuvar en la mejora de los pronósticos meteorológicos y estacionales para las regiones influenciadas por estos fenómenos.

2. Marco teórico

2.1 Definición de Corriente en Chorro

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) (1992) define a la Corriente en Chorro como una corriente de viento fuerte y estrecha, concentrada a lo largo de un eje casi horizontal en la tropósfera superior, caracterizada por cizalladura vertical y horizontal del viento. Generalmente, tiene miles de kilómetros de largo, cientos de kilómetros de ancho y algunos kilómetros de profundidad. El límite inferior que debe tener la velocidad del viento para considerarla como una corriente de chorro es de aproximadamente 100 km/h (Reiter, 1987).

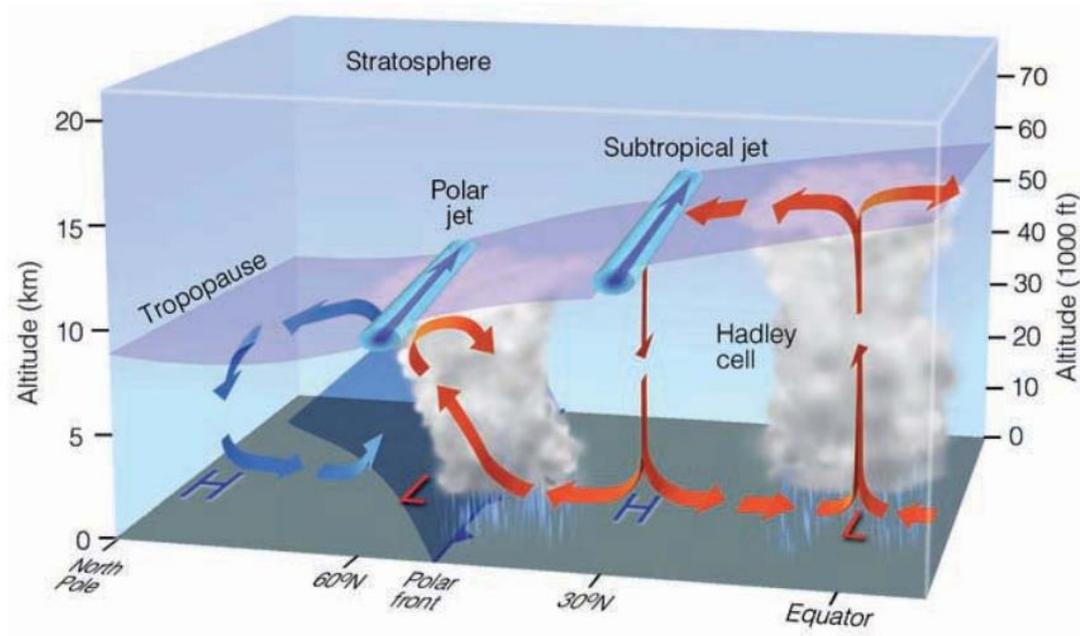


Figura 2.1.1 Estructura 3-D de la Corriente en Chorro Subtropical y Polar. Obtenida de Ahrens (2008).

Según Riehl et al., (1954), las corrientes en chorro se forman en ambos hemisferios debido a las fuertes variaciones horizontales de temperatura y presión existentes en el

límite de la tropósfera. Asimismo, se reconoce a la Corriente en Chorro Subtropical y Polar como los dos tipos principales de corrientes en chorro (Fig. 2.1.1). Sin embargo, las corrientes en chorro no son exclusivas de la tropopausa ni de las altas latitudes (McIntosh, 1972).

2.2 Corriente en chorro de bajos niveles

Stensrud (1996) y Tuononen et al., (2015) definen a las Corrientes en Chorro de Bajos Niveles (CCBN) como una extensa región horizontal donde el viento fluye a gran velocidad a una altura entre los 100 y 1000 metros.

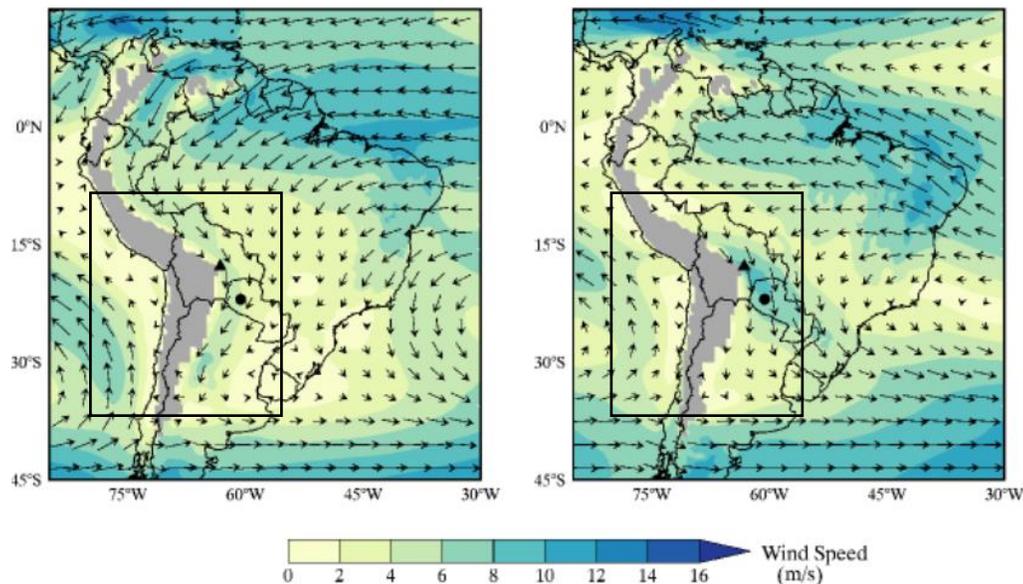


Figura 2.2.1 Ubicación geográfica del CCBNSA. Verano austral (lado izquierdo) e invierno austral (derecha). Obtenida de Jones y Montini (2016).

En el continente americano están identificadas varias CCBN que forman parte importante del clima en sus regiones de influencia. Por ejemplo, la Corriente en Chorro de Bajos Niveles de Sudamérica (CCBNSA) tiene un rol importante en la distribución espacio-temporal de la precipitación sobre Venezuela, Colombia, Perú,

Bolivia y Paraguay durante todo el año (fig. 2.2.1) (Jones y Montini, 2016). Asimismo, se ha documentado que la Corriente en Chorro de Bajos Niveles de las Grandes Planicies (CCBNGP) transporta humedad desde el golfo de México hacia el centro de Estados Unidos de abril a septiembre (fig. 2.2.2) (Jiang et al., 2007).

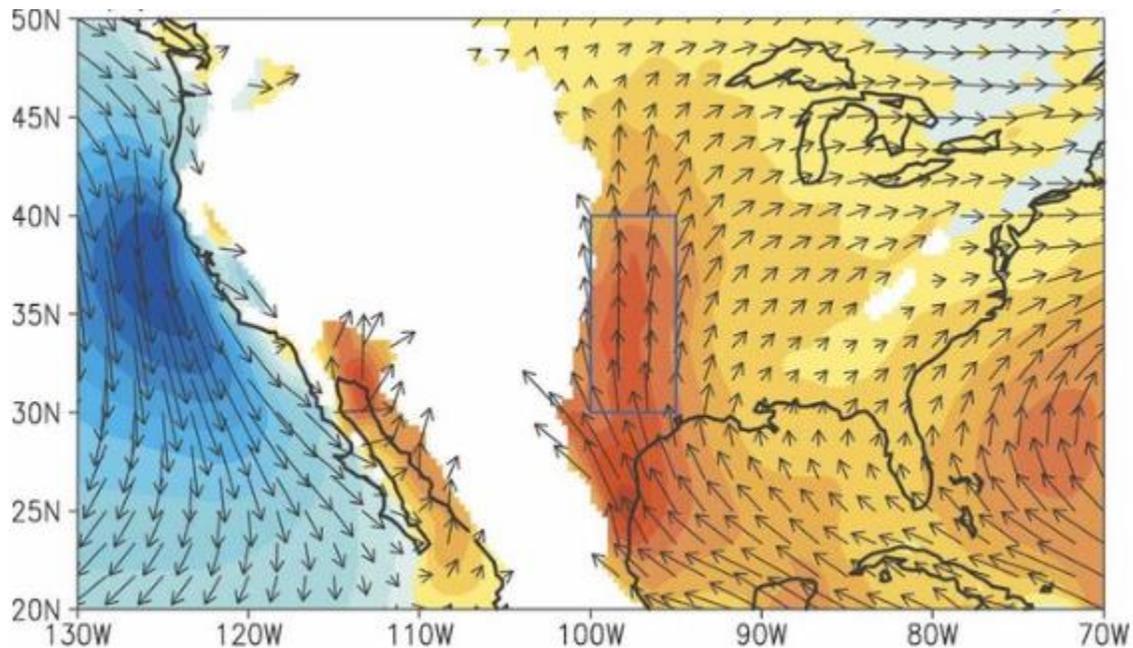


Figura 2.2.2 Ubicación geográfica del JBNGP. Obtenida de Jiang et al., (2007).

En México, autores como Sun y Yu, (2006), y Holbach y Bourassa (2014) han encontrado que la Corriente en Chorro de Tehuantepec (CCT) (Fig. 2.2.3) modula el ciclo anual de temperatura superficial del mar en la región y contribuye al desarrollo de perturbaciones atmosféricas en el océano Pacífico oriental, mientras que Magaña et al. (1999), Salinas-Prieto (2006), Magaña y Herrera (2017) han sugerido que la CCC, es un factor clave de los eventos de Canícula y que interactúa con perturbaciones atmosféricas de alta frecuencia (tal como las OE) provenientes del Atlántico. En este sentido, la información referente a la CCC se analiza a fondo en la siguiente sección.

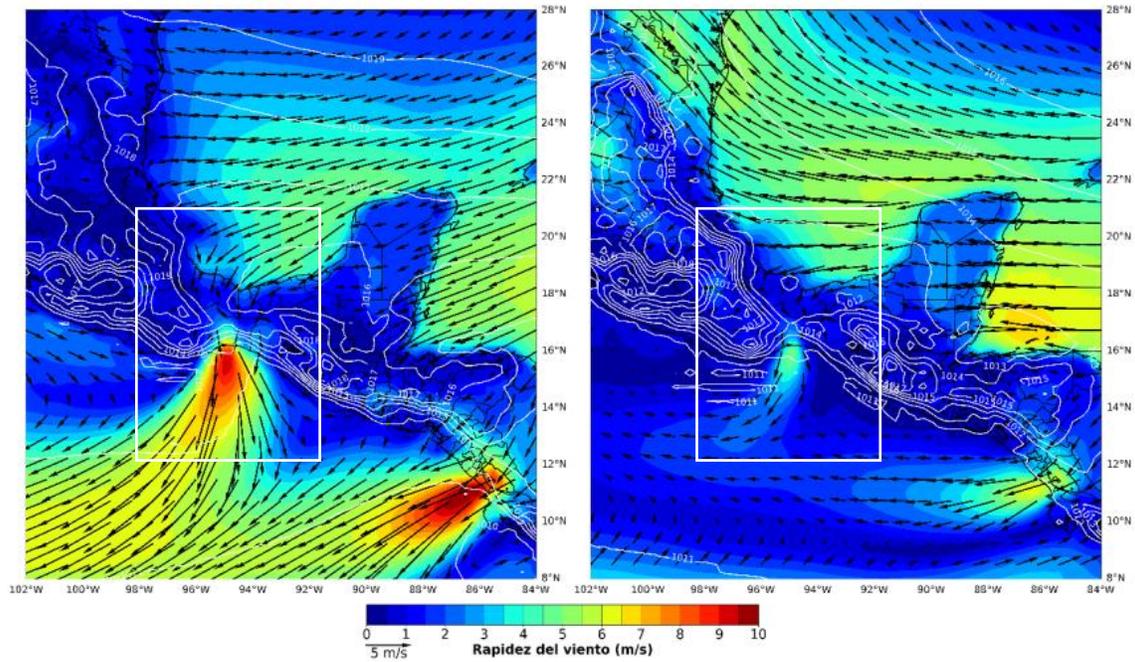


Figura 2.2.3 Ubicación geográfica de la CCT. Promedio del viento y de la presión reducida a nivel del mar para el invierno (DEF, izquierda) y verano (JJA, derecha). Las isobaras están a intervalos de 1 hPa y en color se muestran los valores de la rapidez del viento. Obtenida de Ortega-Vega (2021).

2.3 Corriente en Chorro del Caribe

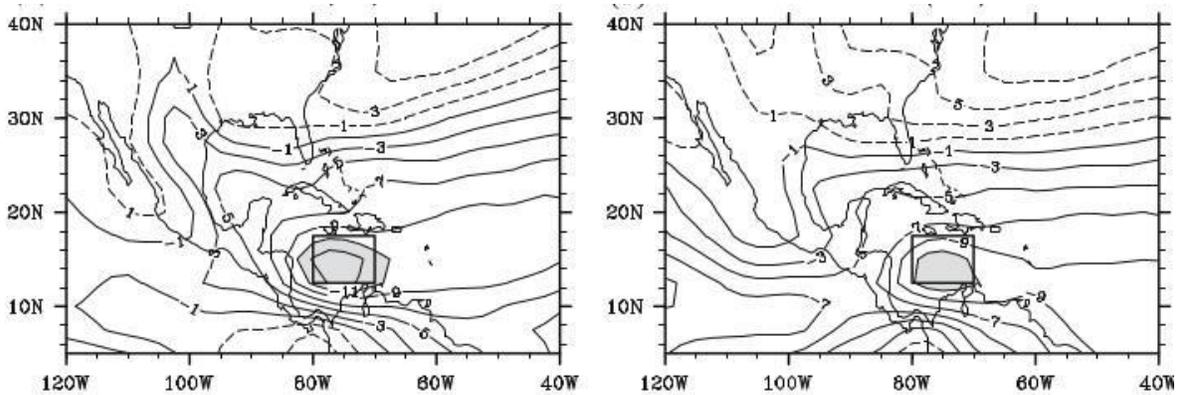


Figura 2.3.1 Viento zonal (u) en 925 hPa. Las isotacas discontinuas (continuas) representan valores positivos (negativos) de u. En color gris se resalta el núcleo de la CCC, justo al norte de Sudamérica. Izquierda: julio. Derecha: enero. Obtenida de Wang (2007).

La CCC es una intensificación del flujo de vientos alisios detectado entre los niveles isobáricos de 925 a 700 hPa sobre la parte central del mar Caribe (Fig. 2.3.1) (Amador, 1998). No es exclusiva del verano, sino que fluctúa en intensidad a lo largo del año; alcanza máximos en enero/febrero (10 ms^{-1}) y julio (12 ms^{-1}), con intensidades de hasta 15 ms^{-1} , y decrece a dos mínimos en octubre (6 ms^{-1}) y mayo (9 ms^{-1}) (Wang, 2007; Whyte et al., 2007; Muñoz et al., 2008).

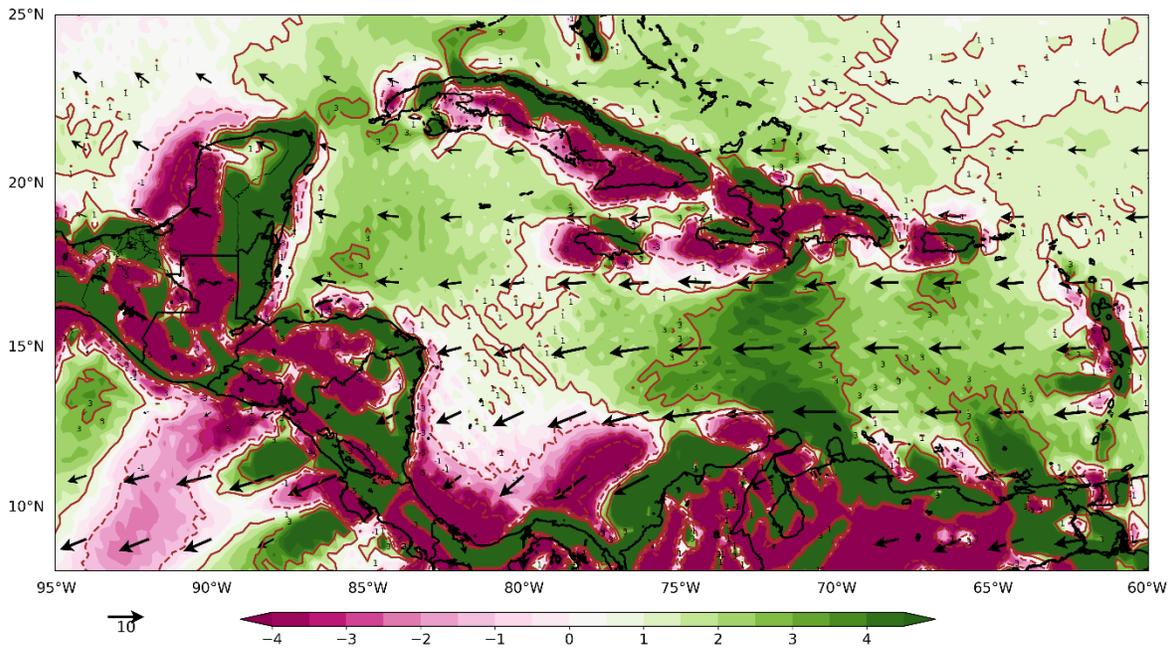


Figura 2.3.2 Divergencia (colores y contornos de color café, 10^{-6} s^{-1}) y viento (vectores, ms^{-1}) promedio en 925 mb para julio. Elaboración propia con base en ERA5 (Hersbach et al., 2020).

Las fluctuaciones de la CCC durante el verano modulan el clima regional de México y Centroamérica. Por ejemplo, determinan la evolución de la sequía intraestival, ya que la intensificación o debilitamiento de la CCC modifica la divergencia (entrada de la CCC: entre 60°W y 75°W)/convergencia (salida de la CC: entre 75°W y 90°W) en niveles bajos sobre la Alberca de Agua Caliente del Pacífico nororiental (AAC), ubicada frente a la costa oeste del sur de México (Magaña, et al., 1999). En mayo, la temperatura

superficial del mar (SST) superior a 29 °C sobre la AAC y una débil CCC favorecen la actividad convectiva de gran profundidad en la región. En julio y agosto, la SST en la AAC disminuye, la CCC se intensifica, y la actividad convectiva queda confinada sobre la costa caribeña de Centroamérica, debido al crecimiento de la convergencia a la salida de la corriente (Fig. 2.3.2) y al forzamiento orográfico de las montañas sobre la mayor parte de Centroamérica (Magaña et al., 1999; Whyte et al., 2007).

Además, existe una relación entre las fluctuaciones de la CCC y la ciclogénesis tropical en el mar Caribe. Cuando la CCC se intensifica (mayo a julio) induce subsidencia en la columna vertical del mar Caribe Oriental por conservación de masa, lo que inhibe la intensificación de la convección e imposibilita la ciclogénesis tropical, generando mayor cizalla entre 925 hPa y 500 hPa. Durante septiembre-octubre, la CCC se debilita, la cizalla disminuye y el ambiente se torna propicio para la formación e intensificación de ciclones tropicales (Wang y Lee 2006; Wang, 2007; Shieh y Colucci, 2010).

Existen varios factores meteorológicos y climáticos que influyen en la variabilidad de la CCC (Owen and Colucci, 2010). Wang (2007), Muñoz et al., (2008) y Cook y Vizy (2009) sugieren que la CCC se encuentra en balance geostrófico y que sus fluctuaciones en intensidad se deben a cambios en la intensidad del NASH y en los gradientes meridionales de temperatura y altura geopotencial en el mar Caribe, sin embargo, esto no puede explicar la estructura vertical del viento observado en la región (Fig. 2.3.3) (Maldonado et al., 2017).

La mayoría de los estudios acerca de la variabilidad de la CCC se centra en escalas de tiempo estacionales a interanuales, debido a que en estas escalas la CCC

alcanza su valor máximo. Por el contrario, la variabilidad intraestacional de la circulación regional ha recibido menos atención. En este contexto, la idoneidad de las evaluaciones puramente mensuales o estacionales son cuestionables, ya que el vínculo de la CCC con el hidroclima regional está modulado por una variedad de procesos y retroalimentaciones acoplados tierra-océano-atmósfera que ocurren en escalas de tiempo cortas (días a semanas) (García-Martínez y Bolasina, 2020).

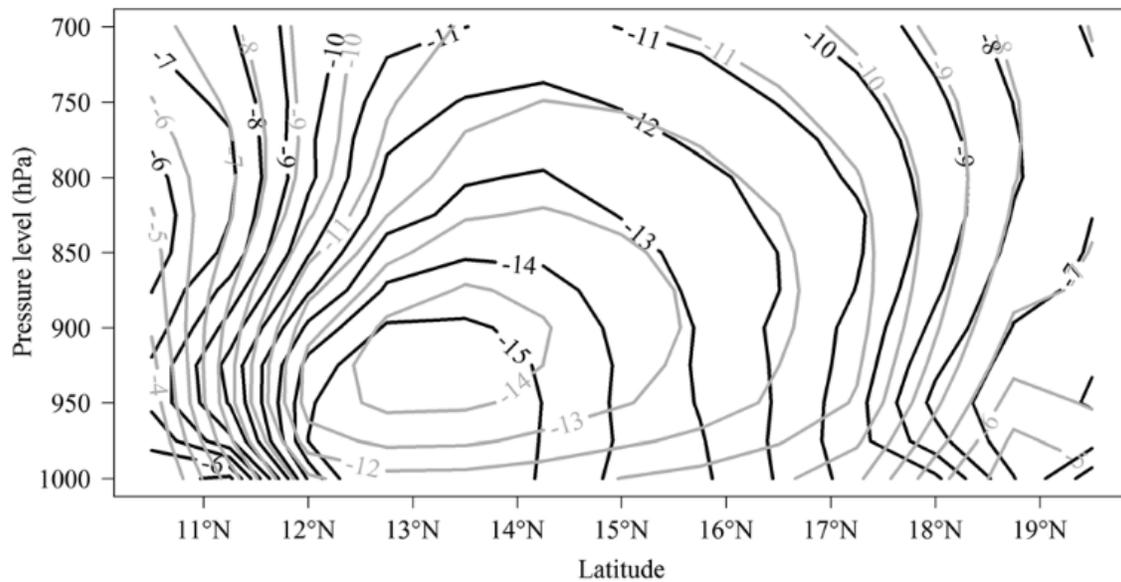


Figura 2.3.3 Sección vertical de latitud-presión promedio mensual de julio para el viento zonal observado (contornos grises) y la componente zonal del viento geostrófico (contornos negros) de reanálisis ERA-Interim. Solamente es mostrada la componente del este. El promedio es estimado para el periodo 1990-2004. La sección vertical es estimada para el promedio zonal del viento entre 70° y 80° W. Tomado de Maldonado et al., (2007).

A fin de brindar un marco de referencia que unifique los análisis convencionales a escala mensual/estacional con la variabilidad de alta frecuencia, García-Martínez y Bolasina (2020) caracterizaron los patrones de variabilidad espacio-temporal de la CCC mediante la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales Extendidas (EEOF) aplicadas a las anomalías de viento zonal por

pentadas en 925 hPa sobre el dominio Caribeño 10°W-20°N, 60°W-84°W, así como regresiones lineales de mínimos cuadrados (no estandarizado) sobre la componente principal del primer modo EEOF. De esta manera, encontraron que las fluctuaciones de la CCC durante el verano están vinculadas al debilitamiento de una baja térmica en el noreste de México y centro de Estados Unidos, y la influencia de ondas extratropicales.

Salinas-Prieto (2006) y Magaña y Herrera (2017) también plantean que la CCC no fluctúa en intensidad durante el verano debido a cambios espaciotemporales en la circulación a gran escala, sino que se acelera y desacelera a través de una interacción dinámica con perturbaciones atmosféricas de alta frecuencia, tal como las OE, cuya definición y características se analizan en la siguiente sección.

2.4 Ondas del Este

Las OE desempeñan un papel importante en el clima de México durante el verano y parte del otoño, ya que contribuyen con más del 30% de la precipitación estacional total sobre el sureste del territorio nacional. Además, son capaces de influenciar los patrones de precipitación en la región del monzón de Norteamérica (Serra et al., 2010; Domínguez et al., 2019, Meza-Landero, 2020).

Diversos estudios sugieren que la fuente primaria para la generación de OE son las inestabilidades barotrópicas-baroclínicas dentro del Jet Africano del Este (AEJ) y el calentamiento diurno en la región de Darfur, Sudán (Burpee, 1972; Thorncroft and Hoskins, 1994; Kiladis et al., 2006; Thorncroft et al., 2008; Diaz and Aiyyer, 2012).

Las OE se propagan hacia el oeste, en una guía de ondas localizada entre 12° y 20° N, en dirección al océano Atlántico y, en ocasiones, al mar Caribe (Salinas-Prieto,

2006). Poseen periodos entre 6 y 9 días, asociados a una guía de ondas más septentrional, y períodos entre 2.5 y 6 días asociados a una guía de ondas cercana a la latitud del AEJ (Diedhiou et al., 1999; Wu et al., 2013).



Figura 2.4.1 Estructura horizontal de las OE. Obtenida de <https://oceannavigator.com/atlantic-tropical-cyclone-development/>. Fecha de consulta: 27 abril 2022.

Los ejes observados de las OE generalmente están orientados del suroeste al noreste hacia el ecuador del AEJ y del sureste al noroeste hacia el norte del AEJ, lo que sugiere un crecimiento de onda barotrópico, sin embargo, también se ha observado que las perturbaciones de origen baroclínicas son capaces de persistir en el tiempo cuando el ambiente propicia su evolución.

El tiempo inestable (estable) se presenta al este (oeste) del eje de la onda (Fig. 2.4.1), el cual está orientado comúnmente de suroeste a noreste (Davison, 1999). Poseen longitudes de onda entre 2000 y 4000 kilómetros, frecuencias entre 3 a 9 días y velocidades de fase promedio de 8 ms^{-1} (Burpee, 1972; Kiladis et al., 2006).

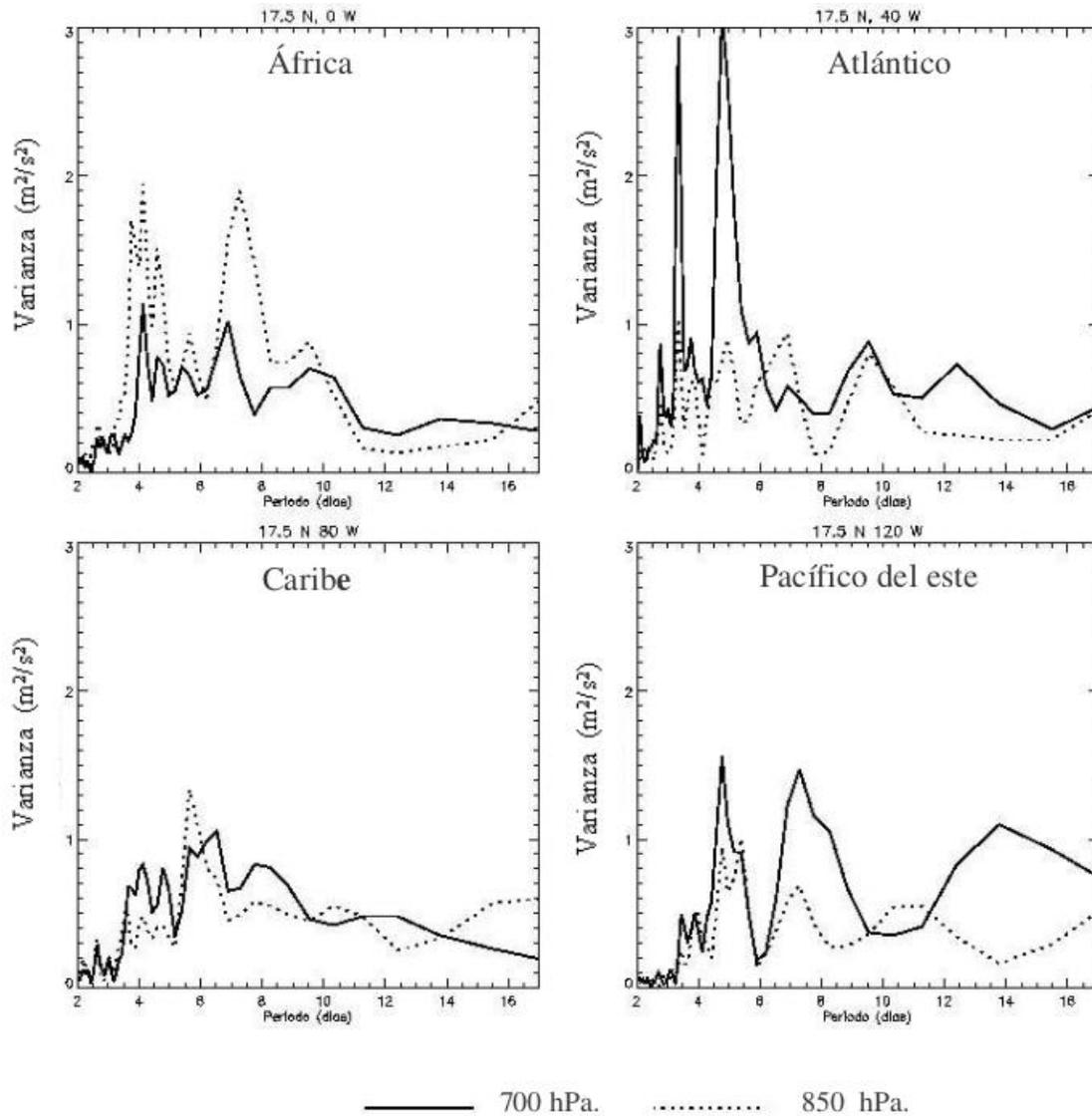


Figura 2.4.2 Espectro de potencia de viento meridional a lo largo de 17.5° N para 850 y 700 hPa (junio-octubre 1968-1996). Obtenida de Salinas-Prieto (2006).

Las OE se extienden verticalmente desde la superficie hasta 500 mb (Meza-Landero, 2020), aunque los análisis espectrales revelan que las OE en el Caribe producen un pico de viento meridional en períodos de 3 a 9 días cerca de 700 mb (Fig. 2.4.2) (Burpee, 1972; Cook et al., 2004, Salinas-Prieto, 2006).

De acuerdo con Serra et al., (2010), las OE representan el origen de más de la mitad de los huracanes en el Atlántico y son la fuente principal de los huracanes del Pacífico oriental.

2.5 Interacción de flujos medios con perturbaciones atmosféricas

En latitudes no tropicales se ha documentado que las perturbaciones atmosféricas, en función de su anisotropía (A) y orientación pueden modificar los flujos medios (Andrews et al., 1983; Hoskins et al., 1983; James, 1995; Marshall y Plumb, 2008).

Por ejemplo, a través de la aplicación del vector de flujo Eliassen – Palm (E), con base en los datos filtrados del viento en 250 hPa para periodos menores a 10 días (filtro pasa bajos) y mayores a 10 días (pasa altos) del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés) para el invierno 1979-1980 en el hemisferio norte, Hoskins et al. (1983) demostraron que la forma de las perturbaciones está implícita en la retroalimentación de las perturbaciones sobre los flujos medios.

Por su parte, James (1995) observó que, en el nivel superior de la tropósfera (entre 100 y 10 hPa), las perturbaciones atmosféricas con cierto grado de orientación de suroeste a noreste favorecen flujo de momento zonal hacia el polo que favorecer la aceleración o desaceleración del flujo medio, con base en el análisis de seis años (1983-1989) del producto $(\overline{u'v'})$ durante los meses de diciembre a febrero y junio a agosto, cuyos datos también fueron obtenidos de ECMWF.

James (1995) indica que el transporte meridional de momento zonal por perturbaciones puede ser visto, de manera cualitativa, con base en la figura 2.5.1, donde se muestra una vista esquemática de una perturbación con orientación de suroeste a

noreste. A lo largo de la sección AB, las componentes u y v de la velocidad perturbada son grandes y positivas, por lo que la perturbación transporta momento del oeste al norte. En contraparte, a lo largo de la sección CD, la perturbación transporta momento del este al sur. El efecto neto de ambas secciones es transportar momento del oeste al norte. Asimismo, las secciones cortas BC y DA se caracterizan por tener vientos débiles y por transportar momento del oeste al sur. Incluso, en el límite de perturbaciones extremadamente alargadas, estas dos secciones hacen una contribución despreciable de transporte de momento. Por el mismo argumento, una perturbación con orientación en la dirección opuesta transportará momento del oeste hacia el sur (Fig. 2.5.2).

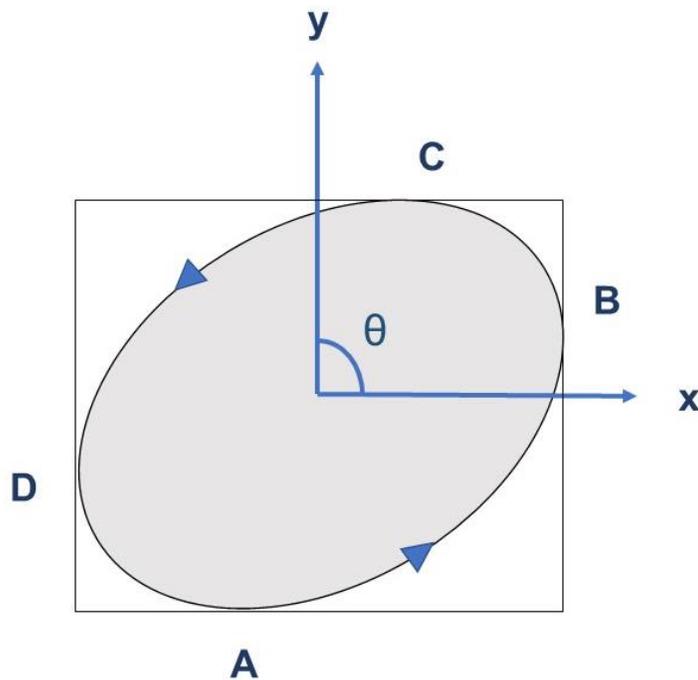


Figura 2.5.1 Esquema de una perturbación con orientación de suroeste a noreste.

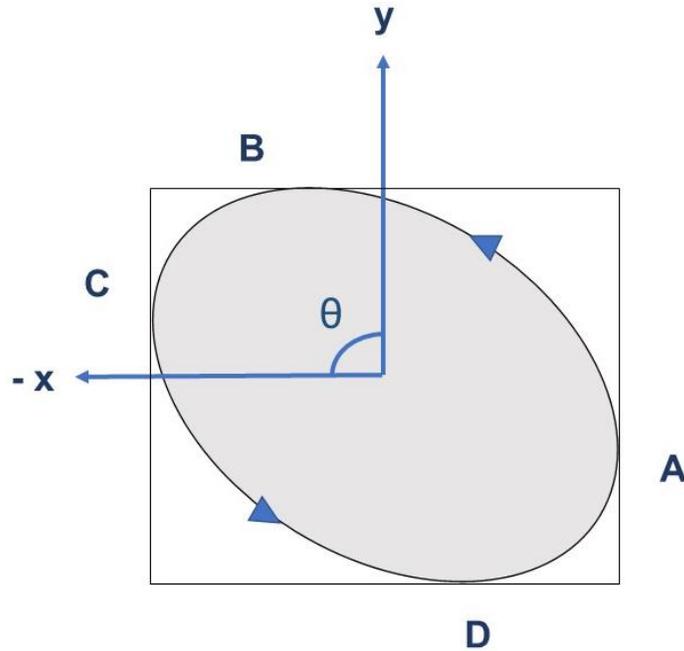


Figura 2.5.2 Igual que la figura 2.5.2, pero para una perturbación con inclinación de sureste a noroeste.

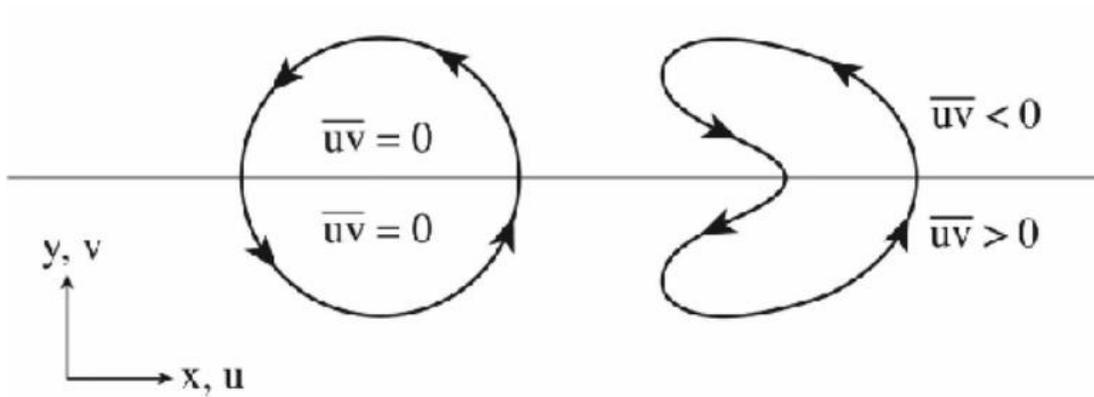


Figura 2.5.3 Perturbaciones atmosféricas circulares no favorecen la transferencia de momento meridional. Las perturbaciones atmosféricas de la derecha son capaces de transferir momento del oeste al norte (al sur de la línea media) y momento del oeste al sur (al norte de la línea media). Tomada de Marshall and Plumb (2008).

En caso de una perturbación sin orientación o completamente circular (isotrópica), las contribuciones de transporte meridional de momento zonal se cancelarán en todos los casos (Fig. 2.5.3) (Marshall y Plumb, 2008).

Andrews et al. (1983) sugiere que en los trópicos también existe un forzamiento de los flujos medios por la actividad de perturbaciones atmosféricas, por lo que se podría considerar que la frecuente incidencia de OE sobre el mar Caribe durante los meses de verano y parte del otoño favorece flujos meridionales de momento zonal en la región de influencia de la CCC.

2.6 Interacción entre las OE y la CCC

La extensión vertical de las OE y su propagación hacia el oeste en las guías de onda descritas sobre el mar Caribe Central establecen la posibilidad de que estas ondas interactúan con la CCC (Salinas-Prieto, 2006).

Al respecto, Serra et al., (2010), mediante la comparación entre un índice CCC, definido como el promedio estacional (mayo-octubre) del viento zonal en 925 hPa sobre el área 12.5°-17.5°N, 80°-70°W para el periodo 1989-2007 y la densidad de trayectorias de OE en 700 mb para fases débiles y fuertes de la CCC, hallaron que cuando la CCC es fuerte (débil), el flujo de vientos alisios apoya más (menos) la actividad de OE.

Tabla 1. Correlación de la cantidad mensual de OE contra el promedio de área de la magnitud del viento mensual a 10 m y en los niveles isobáricos de 925, 850, 700 y 500 mb. Modificado con base en Meza-Landero (2020).

MES	OE	MAG 925	MAG 850	MAG 700	MAG 500	MAG 10M
JUN	4	15.12	13.07	8.72	3.29	11.96
JUL	7	14.83	12.97	9.08	3.52	11.58
AGO	2	12.65	11.03	6.26	4.5	9.81
SEP	4	11.29	8.71	4.77	2.75	9.2
OCT	2	7.54	5.95	3.43	2.31	6.34
NOV	2	10.18	8.11	4.34	2.15	8.76
CORRELACIÓN		0.68	0.66	0.75	0.22	0.68

Tabla 2. Correlación de la cantidad mensual de OE contra el promedio mensual del cizallamiento entre distintas capas de la tropósfera. Modificado con base en Meza-Landero (2020).

MES	OE	SHEAR 500-SUP	SHEAR 925 - 500	SHEAR 925 - 850
JUN	4	7.28	12.62	3.57
JUL	7	6.85	11.83	3.26
AGO	2	4.63	8.87	3.16
SEP	4	5.34	9.11	3.5
OCT	2	2.55	6.2	2.54
NOV	2	3.26	10.02	2.92
CORRELACIÓN		0.78	0.65	0.54

Asimismo, Meza-Landero (2020) identificó una alta correlación entre la cantidad mensual de OE que llegan al mar Caribe, la cizalla del viento en la capa superficie-500 hPa y el promedio de área de la magnitud del viento en el nivel isobárico de 700 hPa (tabla 1 y 2), lo que soporta la idea de que las fluctuaciones en intensidad de la CCC están vinculadas a la actividad de OE.

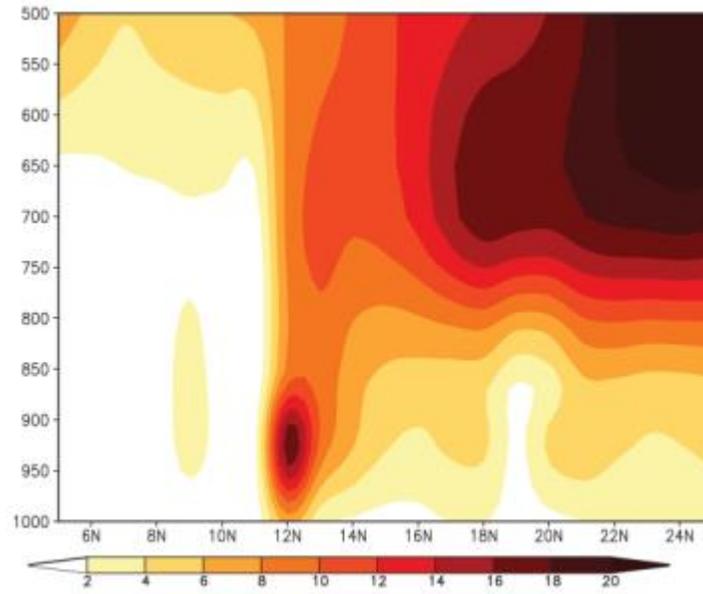


Figura 2.6.1 Sección transversal vertical de la climatología de PKE (m^2s^{-2}) asociada a OE en el mes de julio, en 75°W . Tomado de Magaña and Herrera (2017).

En este sentido, Magaña y Herrera (2017), a través de un análisis de la Energía Cinética por Perturbaciones (PKE) de 1000 hPa a 500 hPa (Fig. 2.6.1), revelaron que la alta actividad de OE en 700 hPa y 850 hPa propicia que la CCC alcance un máximo durante el mes de julio (Fig. 2.6.1).

Algunos estudios sugieren que la convergencia meridional de flujo de momento zonal en 700 hPa asociada a la actividad de OE desempeña un rol importante en las fluctuaciones de la CCC (Salinas-Prieto, 2006; Herrera et al, 2015).

Herrera et al., (2015) indican que la CCC es acelerada y desacelerada a través de interacciones dinámicas con perturbaciones de alta frecuencia y que la convergencia meridional de momento zonal en 700 hPa en la latitud 15°N proporciona la fuente requerida de momento para el viento zonal.

Por su parte, Salinas-Prieto (2006), mediante la aplicación de una correlación cruzada con desfaseamiento para los períodos mayo-julio y agosto-octubre (Fig. 2.6.2),

sugiere que la orientación de las OE que pasan al norte y al sur de la CCC determinan el sentido del transporte de momento hacia esta corriente. La componente meridional de las líneas de corriente, mostrada en la figura 2.6.2, es la correlación entre el viento meridional del punto seleccionado y el viento meridional en todos los puntos de la malla, mientras que la componente zonal es la correlación entre el viento meridional en el punto seleccionado y el viento zonal en el resto de la malla. De esta manera se obtienen líneas de corriente alineadas meridionalmente cuando estas correlaciones con viento zonal sean mínimas (Salinas-Prieto, 2006).

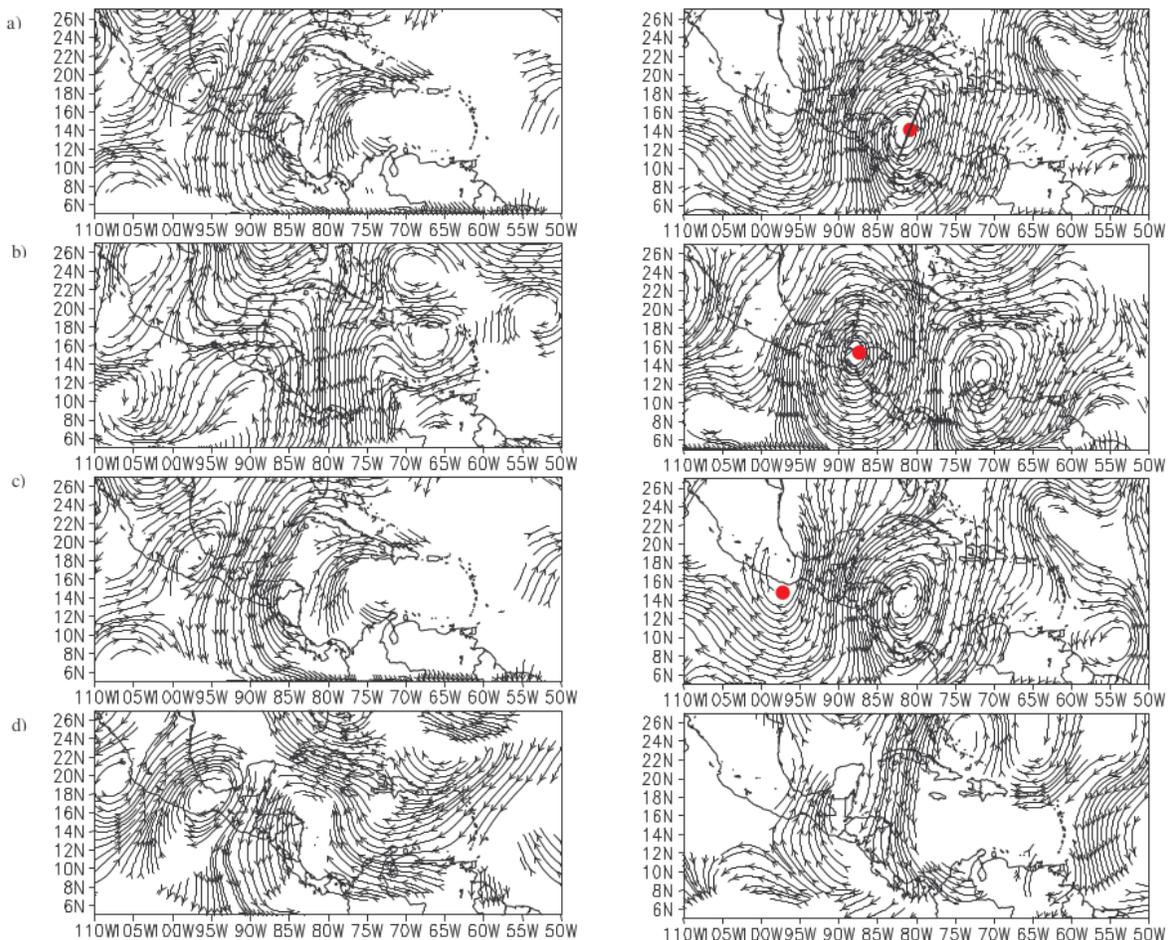


Figura 2.6.2 Correlación cruzada con desfaseamiento en 700 mb para el viento filtrado (3 a 9 días). El punto de referencia se encuentra en 12° N y 75° W. Lado izquierdo: periodo mayo a julio. Lado derecho: periodo agosto a octubre. a) -2 días, b) 0 días, c) 2 días, d) 4 días. Obtenida de Salinas-Prieto (2006).

Por consiguiente, será una gran contribución al entendimiento de la relación de las OE con la CCC conocer la variabilidad de esta orientación promedio con el propósito de incrementar el conocimiento científico acerca de la variabilidad intraestacional y estacional de la CCC y comprender los mecanismos físicos que determinan el tiempo meteorológico y el clima de México.

3. Metodología

3.1 Área de estudio

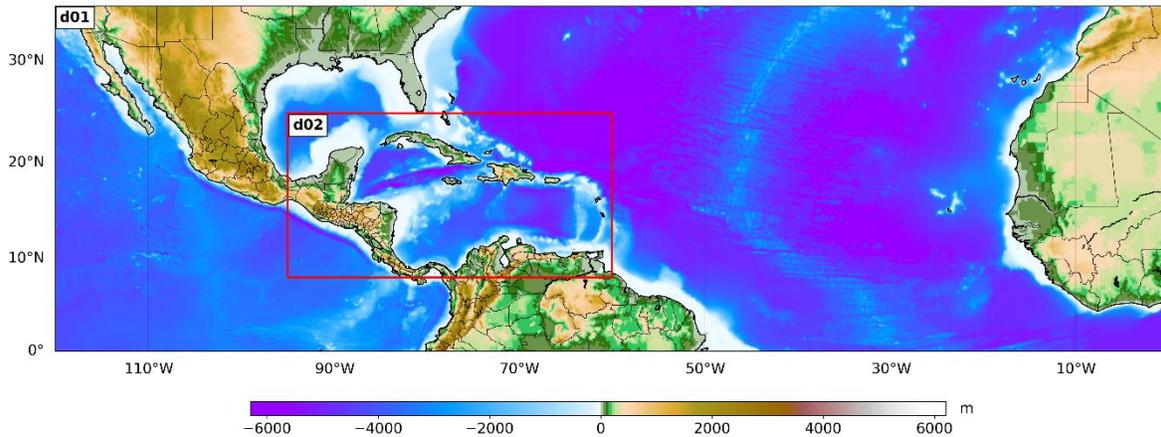


Figura 3.1.1 Mapa del área de estudio. La escala de colores indica la topografía (metros de altura) y batimetría (metros de profundidad). El d01 corresponde al océano Atlántico tropical y el d02 (rectángulo de color rojo) al mar Caribe.

Para el presente trabajo de investigación se delimitaron dos dominios. El primer dominio (**d01**) abarca la región $0^{\circ} - 120^{\circ} W$ y $0^{\circ} - 35^{\circ} N$ (incluye la costa occidental de África, el océano Atlántico tropical, el mar Caribe y el Golfo de México debido a que ahí se ubica la guía de ondas por donde se propagan las OE), mientras que el segundo dominio (**d02**) cubre la región $65^{\circ} - 95^{\circ} W$ y $12^{\circ} - 25^{\circ} W$ (ya que ahí se ubica el núcleo de máxima intensidad de la CCC en el nivel isobárico de 925 mb) (Fig. 3.1.1).

3.2 Datos

En la presente investigación se utilizaron datos de la precipitación total y de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento a 10 m. sobre la superficie y en los niveles de 925 y 700 hPa del reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020).

Los reanálisis consisten en un conjunto de datos en malla, calculados a partir de una combinación entre la asimilación de datos históricos observados con un modelo de pronóstico numérico del tiempo.

Debido a que en los últimos años varias instituciones han desarrollado reanálisis atmosféricos, se han efectuado estudios para determinar cuál de ellos reproduce mejor las observaciones en diferentes regiones del mundo (Olauson, 2018; Ramon et al., 2019). En México, Thomas et al., (2021) encontraron, mediante una interpolación horizontal entre cada nodo de la malla, que ERA5 reproduce mejor el viento en el sur y sureste del país en comparación con los reanálisis ERA-Interim (ECMWF) y MERRA-2 (NASA). Este resultado no es sorprendente, puesto que ERA5 cuenta con una resolución temporal horaria (similar a MERRA-2 y superior a las seis horas de ERA-Interim), una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (~27 km) (superior a los 63 km de MERRA-2 y a los 71 km de ERA-Interim) y 137 niveles de presión. Además, ERA5 proporciona datos desde 1979 hasta el presente.

3.3 Variabilidad de la CCC

Se calcularon los promedios mensuales del viento (de mayo a octubre) en el nivel de 925 hPa y 700 hPa para el periodo 1988 – 2018 en el **d01** y **d02**, con las librerías denominadas Climate Data Operator (**CDO**) (Schulzweida, 2020), que consiste en una colección de operadores desarrollados para la manipulación de archivos en formato NetCDF (formato estándar comunitario para compartir datos científicos) o GRIB (creado por la Organización Meteorológica Mundial).

Aunque los cálculos en d01 y d02 son los mismos, se analizó la distribución espacial del viento en los dos dominios descritos, tanto en 925 como en 700 mb para

facilitar la identificación de la magnitud, distribución espacial y variabilidad de la CCC de mayo a julio y de agosto a octubre en gran parte del Atlántico tropical y en la zona del Caribe.

3.4 Identificación de OE

Para identificar OE con periodos de 3 a 9 días se aplicó un filtro pasabandas mediante CDO a las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento en 925 y 700 hPa. Cabe señalar que en 925 hPa se encuentra el núcleo de máxima intensidad de la CCC y 700 hPa es el nivel más energético de las OE que viajan sobre el mar Caribe (Burpee, 1972; Cook et al., 2004; Salinas-Prieto, 2006). El filtro pasabandas permite seleccionar un rango de frecuencias específico de ciertas variables atmosféricas de interés y atenúa las frecuencias fuera de ese rango (Fig. 3.4.1) (Nappo, 2013). Generalmente, el filtro pasabandas es utilizado en circuitos eléctricos o en fenómenos acústicos, sin embargo, también se aplica en Ciencias de la Atmósfera, ya que permite, por ejemplo, resaltar la variabilidad del viento respecto al flujo promedio para ciertas frecuencias; esto facilita la identificación de perturbaciones atmosféricas, en este caso, OE.

La documentación de CDO indica que las frecuencias dadas como parámetro para aplicar el filtro pasabandas se deben calcular por año (Schulzweida, 2020). En este sentido, en un año calendario (365 días), el periodo de las OE es de 3 a 9 días durante los meses de mayo a noviembre (Diedhiou et al., 1999; Salinas et al., 2006; Wu et al., 2013), por lo que las frecuencias seleccionadas para filtrar las OE respecto del flujo medio son de 40.56 a 121.67 veces por año.

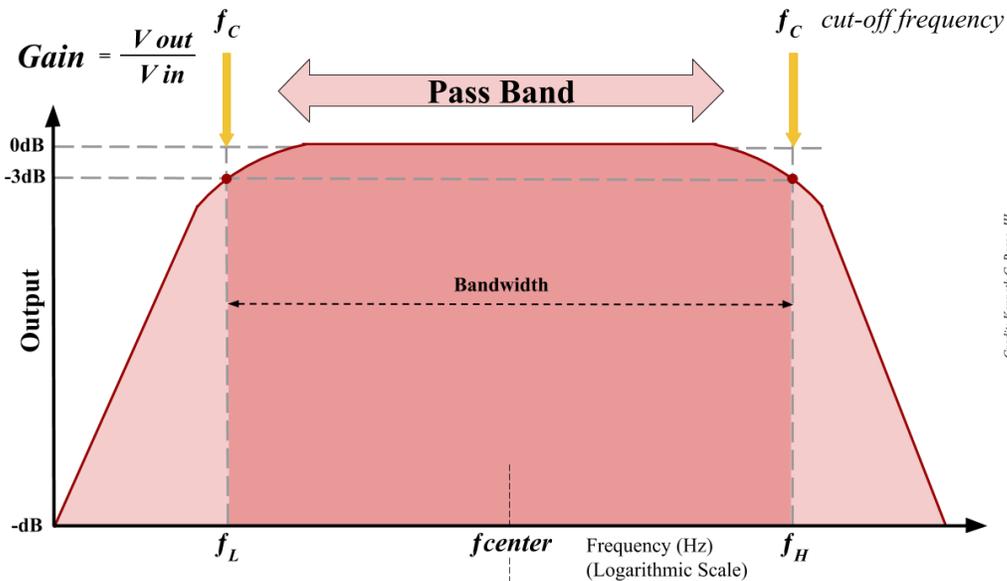


Figura 3.4. 1 Filtro pasabandas. Esta función depura la señal de la variable de interés dentro del rango de frecuencias seleccionado y atenúa todas aquellas fuera de ese rango. Tomada de <https://www.analogictips.com/basics-of-bandpass-filters/>. Fecha de consulta: 28 abril 2022.

3.5 Energía cinética por perturbaciones

Las perturbaciones atmosféricas en los trópicos son pequeñas en comparación con las perturbaciones de latitudes medias (James, 1995). Sin embargo, se considera que las OE tienen influencia en los cambios de intensidad de la CCC a nivel intraestacional y estacional debido a su alta incidencia.

Para caracterizar la incidencia mensual de las OE durante el verano y parte del otoño, se calculó la energía cinética por perturbaciones (PKE) para los dos dominios de estudio predeterminados. La PKE ha sido utilizada por diferentes autores como una medida de la actividad de estas perturbaciones de alta frecuencia en el Atlántico tropical (Herrera et al., 2015; Alaka y Maloney, 2014; Hsieh y Cook, 2008).

La PKE asociada a OE está definida como:

$$\mathbf{PKE} = \frac{1}{2} \overline{(u'^2 + v'^2)} \quad (1)$$

donde u es el viento zonal y v el meridional. La barra horizontal representa el promedio mensual de la suma de las componentes perturbadas del viento y, de aquí en adelante, las tildes indican datos filtrados entre 3 y 9 días de período, asociados a OE.

3.6 Transporte meridional de momento zonal de las OE

Para identificar las zonas de mayor transporte meridional de momento zonal asociadas a OE, se utilizó la ecuación 2, que representa la covarianza del viento perturbado mensual, del periodo mayo a octubre.

$$\overline{(u'v')} \quad (2)$$

En dinámica de la atmósfera, la covarianza del viento representa el flujo meridional de momento zonal hacia el norte (sur) transportado por perturbaciones atmosféricas (en este caso, las OE).

Asimismo, el producto $\overline{(u'v')}$ se trata de la componente meridional del vector de flujo Eliassen-Palm (E), que en este trabajo se utilizará más adelante como una herramienta adecuada para el estudio de la interacción entre perturbaciones y flujo medio (Hoskins et al. 1983).

La ecuación 2 desempeña un rol importante en el balance de momento entre la aceleración de la CCC y diversos términos asociados a OE, gradientes de presión y Coriolis, ya que la convergencia meridional de momento zonal transportado meridionalmente asociado a OE favorece la aceleración (desaceleración) de la CCC (González-Robles, 2023, Herrera et al. 2015, Salinas-Prieto, 2006).

3.7 Anisotropía de las OE

Para calcular la variabilidad mensual de la **A** asociada a las OE durante el periodo mayo a octubre, se utilizó una metodología propuesta por Hoskins et al. (1983) y que ha sido utilizada por diversos estudios de Ciencias Oceánicas y Atmosféricas para el estudio de la interacción entre el flujo medio con perturbaciones (Stewart et al., 2015; Gent y McWilliams, 1996; Marshall, 1984; Plumb, 1986).

Las velocidades zonal (u) y meridional (v) en una ubicación determinada $\mathbf{x}(x, y)$ se pueden separar con la descomposición de Reynolds en sus componentes promedio-temporal (\bar{u}, \bar{v}) y perturbadas en el tiempo (u', v'), tal como se muestra en la ecuación 3.

$$u(\mathbf{x}, t) = \bar{u}(\mathbf{x}) + u'(\mathbf{x}, t) \text{ y } v(\mathbf{x}, t) = \bar{v}(\mathbf{x}) + v'(\mathbf{x}, t) \quad (3)$$

En una localización \mathbf{x} , la serie temporal de las componentes perturbadas en el tiempo de la velocidad horizontal define una elipse de varianza en el espacio (u', v'), asociada a OE. La **A** y orientación de esta elipse de varianza está definida en términos de las varianzas de la velocidad promedio en el tiempo $\overline{u'^2}$ and $\overline{v'^2}$ y la covarianza definida en la ecuación 2.

Las características de la elipse de varianza se pueden derivar explícitamente de la matriz de covarianza de velocidad Σ :

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \overline{u'^2} & \overline{u'v'} \\ \overline{u'v'} & \overline{v'^2} \end{bmatrix} \quad (4)$$

Esta matriz de covarianza describe las varianzas y covarianzas de la velocidad horizontal por OE a través del tiempo. Es conveniente separar esta matriz de covarianza por OE en sus componentes isotrópica y anisotrópica:

$$\Sigma = \mathbf{K}\mathbf{I} + \mathbf{A} \quad (5)$$

Donde K es la PKE, definida en la ecuación 1, I es la matriz identidad y A es la componente anisotrópica de la matriz de covarianza asociada a OE. A está definida por la ecuación 6:

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} M & N \\ N & -M \end{bmatrix} \quad (6)$$

donde

$$M = \frac{\overline{u'^2} - \overline{v'^2}}{2} \quad (7)$$

y

$$N = \overline{u'v'} \quad (8)$$

M es el exceso de energía cinética de las perturbaciones de velocidad asociada a OE en la dirección del eje mayor en comparación con la dirección del eje menor. Es decir, es una medida de la energía cinética asociada con la parte anisotrópica de las perturbaciones de velocidad asociadas a OE (Waterman y Lilly, 2015). Cuando $M > 0$ ($M < 0$), $\overline{u'^2} > \overline{v'^2}$ ($\overline{v'^2} > \overline{u'^2}$), el eje mayor de las perturbaciones está en la componente zonal (meridional) de las perturbaciones de velocidad asociadas a OE. N es la covarianza del viento perturbado promedio en el tiempo, definida en la ecuación 2, que representa el flujo de momento zonal hacia el norte (sur) transportado por las OE. Estos elementos anisotrópicos de la matriz de covarianza describen la tendencia de las perturbaciones del flujo medio de alinearse a lo largo de un eje mayor.

Para calcular la energía cinética por perturbaciones asociada con la variabilidad anisotrópica se utiliza \hat{M} :

$$\hat{M} = \sqrt{M^2 + N^2} \quad (9)$$

\hat{M} está sujeto al límite de que siempre debe ser menor o igual a la energía cinética total por perturbaciones, de tal manera que,

$$a = \frac{\bar{M}}{K} < 1 \quad (10)$$

El cociente a (ecuación 10) proporciona una medida de la A que consiste en la variación de la forma de la elipse asociada a las OE. Varía de 0, cuando las OE son exactamente circulares (isotrópicas), a 1 cuando las OE son tan elongados que v'^2 tiende a cero (anisotrópicas). Para una referencia completa, consultar Hoskins et al., (1983) y Marshall et al., (2012).

3.8 Orientación de las OE

La orientación de las OE desempeña un rol fundamental en la aceleración y desaceleración de la CCC, ya que posee una variabilidad estacional correlacionada con la intensificación (debilitamiento) de la CCC. La orientación promedio de las OE está dada por la ecuación 11, propuesta por Hoskins et al., (1983),

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\overline{(uvv')}}{\overline{(u'^2 - v'^2)}} \quad (11)$$

donde θ es el ángulo de inclinación de la elipse respecto al este (90° es el norte).

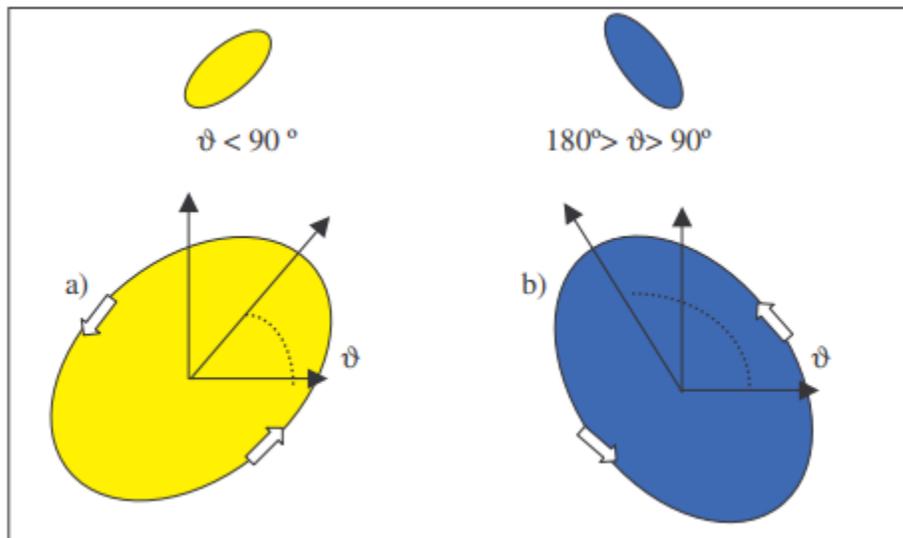


Figura 3.8.1 Diagrama cualitativo de las posibles orientaciones de las OE. Obtenido de Salinas-Prieto (2006).

La orientación de la anisotropía asociada a las OE respecto al flujo medio (en este caso, la CCC), define el sentido (del norte o del sur) del flujo de momento (Stewart et al., 2015; James, 1995). De acuerdo con Salinas-Prieto (2006), una OE con orientación menor a 90 ° transportará momento del oeste al norte y una OE con orientación entre 90 ° y 180 ° transportará momento del oeste al sur (Fig. 3.8.1).

3.9 Vector de flujo Eliassen-Palm

El vector de flujo Eliassen-Palm (**E**) (Eliassen and Palm, 1960) es una de las principales herramientas para diagnosticar la interacción de ondas con el flujo medio (Jucker, 2020; Andrews et al., 1983; Hoskins et al., 1983).

Por definición,

$$\mathbf{E} = [-2M, -N] = (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}, -\overline{u'v'}) \quad (12)$$

Las componentes zonal y meridional de **E** brindan elementos de diagnóstico acerca de la **A** y orientación de las elipses de varianza asociadas a OE (Salinas-Prieto, 2006). Asimismo, la componente meridional de **E** ha sido utilizada como indicador de actividad de tormentas en el Atlántico norte (Shaman et al., 2010).

E proporciona información acerca de los flujos dominantes de momento. De acuerdo con la American Meteorological Society (AMS) (2023), cuando **E** apunta en la dirección meridional, dominan los flujos meridionales de momento zonal.

Adicionalmente, la divergencia (convergencia) de **E** indica la aceleración (desaceleración) del viento zonal promedio (Andrews y McIntyre, 1978). En regiones donde **E** es divergente (convergente), existirá un forzamiento de la circulación horizontal promedio, consistente con una tendencia al incremento del flujo zonal

promedio del oeste (este) (Hoskins et al., 1983). Para el caso del mar Caribe, la convergencia del vector **E** estará relacionada con la aceleración de la **CCC**.

4. Resultados

4.1 Variabilidad mensual de la CCC

Considerando que las OE interactúan con la CCC durante el verano y parte del otoño, se analiza la climatología del viento en 925 hPa de mayo a octubre para el periodo 1988-2018 en las áreas de estudio descritas en la sección de Metodología.

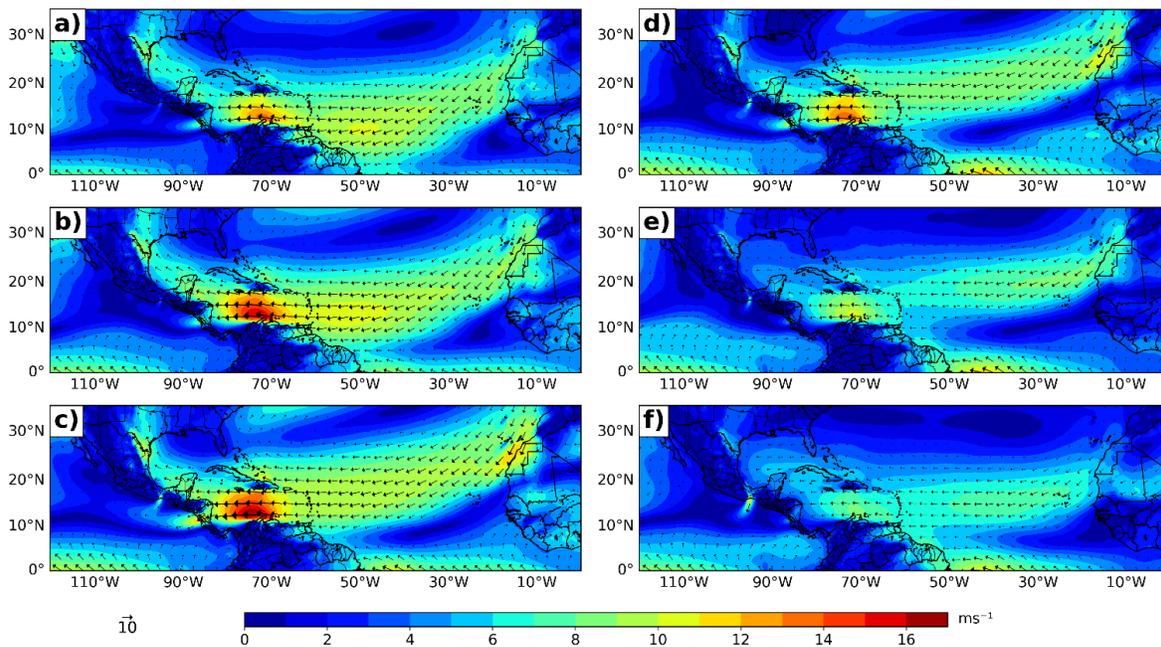


Figura 4.1.1 Climatología del viento en 925 hPa (ms^{-1}) para el periodo 1988 – 2018. A) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.

En general, sobre la región del mar Caribe Central se observa una intensificación gradual de la CCC a partir de mayo, justo al norte Colombia y Venezuela. La CCC alcanza una magnitud máxima cercana a 15 ms^{-1} en el mes de julio (Fig. 4.1.1), lo que representa un valor ligeramente superior respecto a lo que se ha documentado en trabajos previos (Magaña et al., 1999; Wang, 2007; Whyte et al.,

2008). A partir de agosto, la CCC exhibe un debilitamiento gradual hasta alcanzar un mínimo cercano a 6 ms^{-1} en octubre.

En promedio, la CCC tiene una extensión zonal de $70^\circ\text{W} - 77^\circ\text{W}$ y meridional de $11^\circ\text{N} - 17^\circ\text{N}$. Asimismo, el núcleo de máxima intensidad de la CCC se encuentra entre $71^\circ\text{W} - 73^\circ\text{W}$ y $11^\circ\text{N} - 13^\circ\text{N}$, muy cerca de la costa de Colombia y Venezuela (Fig. 4.1.2).

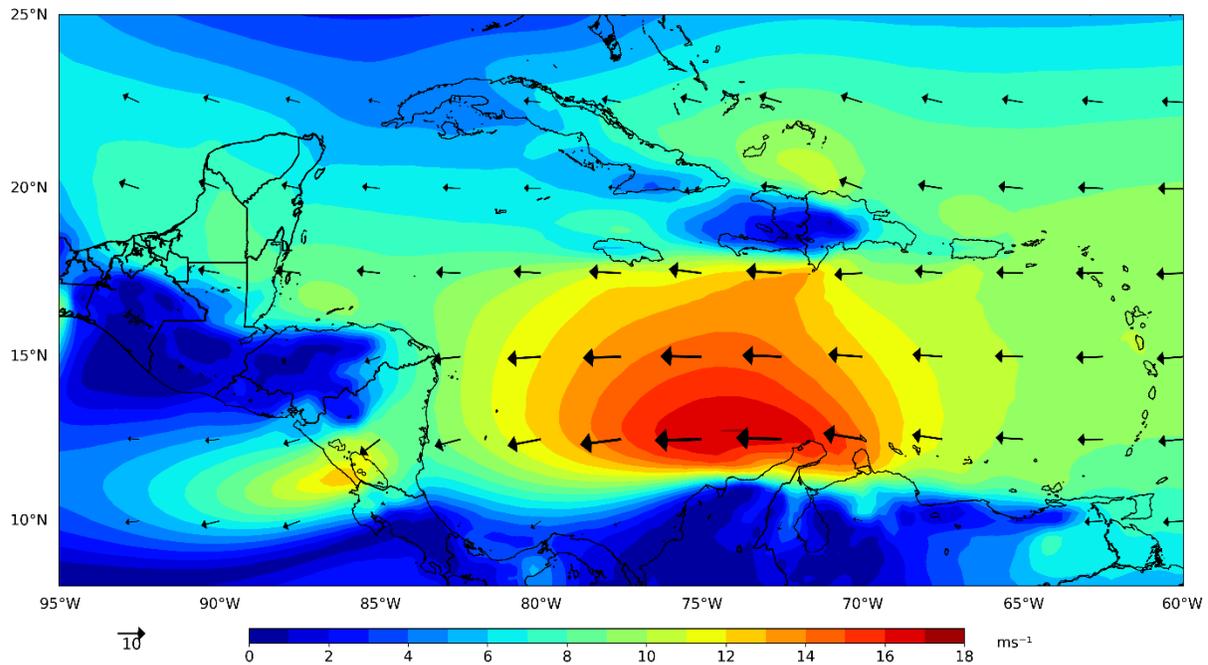


Figura 4.1.2 Igual que la figura 4.1.1 pero para el mes de julio.

También se aprecia una intensificación del flujo de vientos alisios en el océano Atlántico durante los meses de mayo a julio. En tal periodo, los alisios alcanzan una magnitud de hasta 9 ms^{-1} en el área comprendida entre $40^\circ\text{W} - 60^\circ\text{W}$ y $10^\circ\text{N} - 16^\circ\text{N}$. En contraparte, el flujo se debilita gradualmente durante el periodo de agosto a octubre hasta un mínimo de 6 ms^{-1} (Fig. 4.1.3).

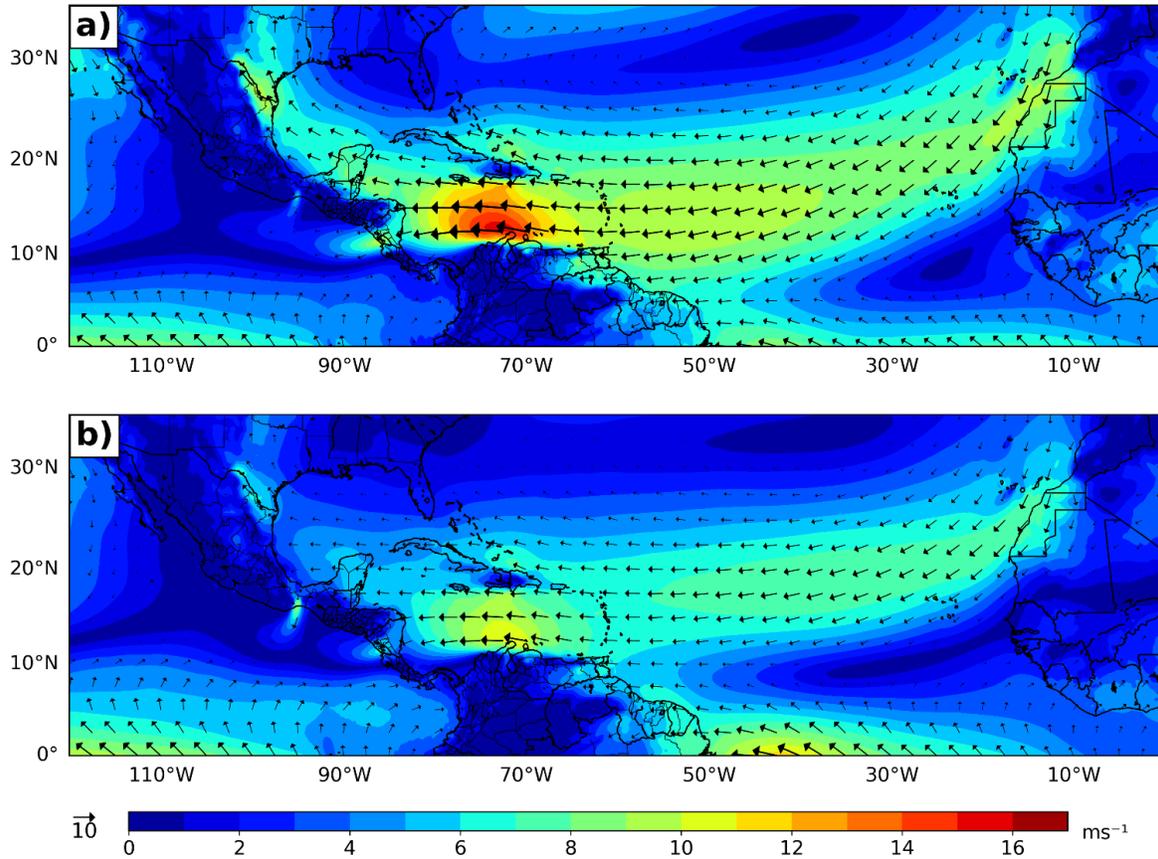


Figura 4.1.3 Igual que 4.1.1 pero para: a) promedio mayo, junio, julio y b) promedio agosto, septiembre, octubre.

Existe una alta correlación entre la intensidad de la CCC (Fig. 4.1.1) y la precipitación en la región del mar Caribe (Fig. 4.1.4); a la salida (entrada) de la CCC se registra un máximo (mínimo) de precipitación mensual, evidencia de que esta corriente produce divergencia de masa en la región donde alcanza su máxima intensidad ($71^{\circ}\text{W} - 73^{\circ}\text{W}$ y $11^{\circ}\text{N} - 13^{\circ}\text{N}$) y convergencia de masa en la costa de Nicaragua y Honduras debido a la desaceleración abrupta del flujo favorecida por el ascenso orográfico que experimenta el aire cálido impulsado por la corriente hacia esa región. De mayo a julio (Fig. 4.1.4 a, b y c), el acumulado mensual de precipitación

es mayor en la costa de Nicaragua y Honduras (salida de la corriente), y cercano a cero en la zona del núcleo de máxima intensidad de la CCC (entrada de la corriente).

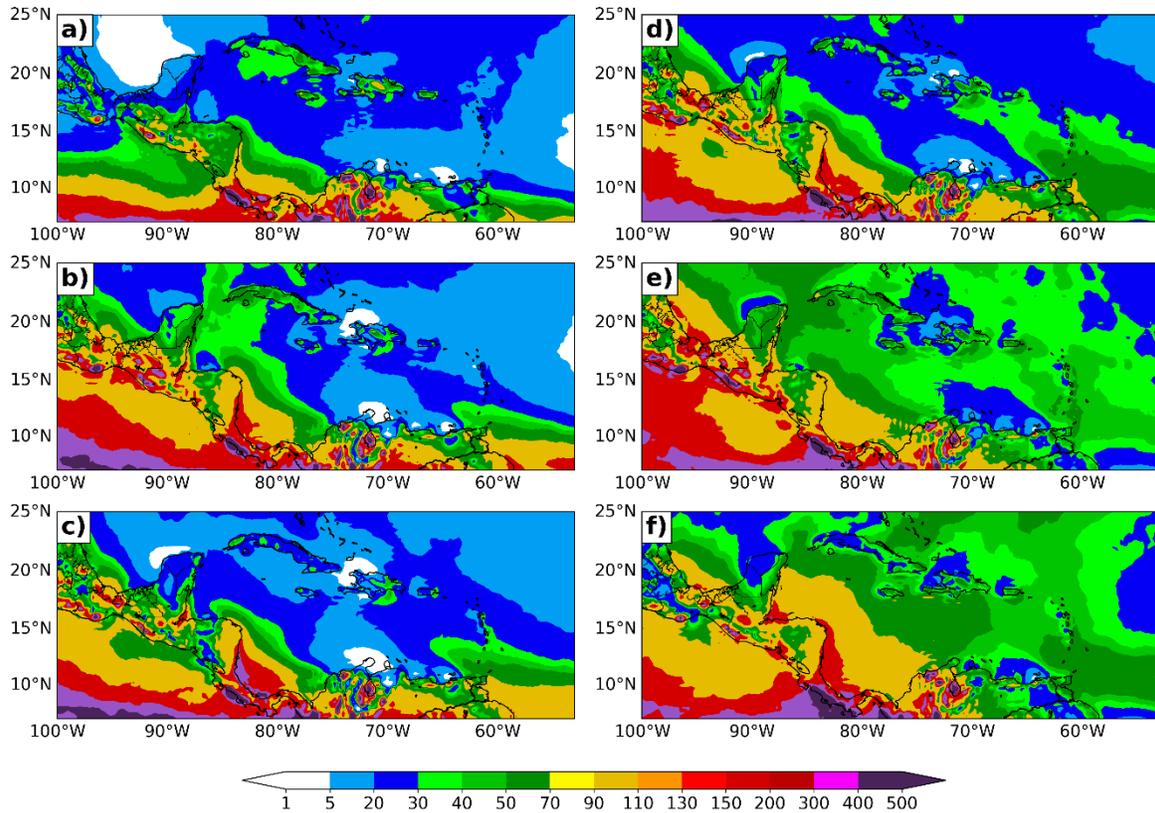


Figura 4.1.4 Precipitación promedio mensual (mm/mes) para el periodo 1988 – 2018. A) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre, f) octubre.

Es notable que, de agosto a octubre (Fig. 4.1.4 c, d y e), la precipitación se incrementa en gran parte del Mar Caribe, sobre todo en la zona del núcleo de la CCC, la Península de Yucatán y la costa mexicana del Golfo de México, en concordancia con el incremento de la actividad ciclónica documentada en la región y el decrecimiento de la divergencia de niveles bajos asociada a la CCC (Shieh y Colucci, 2010).

4.2 Las OE en 700 hPa

Para la identificación de OE, se aplicó un filtro pasabandas entre 3 y 9 días de periodo a datos de viento en 700 hPa. En la figura 5.2.1 se muestra como ejemplo, la evolución temporal de una OE proveniente de África que dio origen al huracán Iván, que afectó a las Antillas menores y mayores, la isla de Cuba, la Península de Yucatán y la costa sur de Estados Unidos durante la primera quincena de septiembre de 2004.

El viento filtrado en 700 hPa para el 1 de septiembre de 2004 (Fig. 4.2.1a) revela la presencia de una circulación ciclónica en el océano Atlántico oriental, muy cerca de la costa africana, asociada a una OE, que muestra, al menos de manera cualitativa, una estructura relativamente circular. En días posteriores, la OE avanza hacia el oeste y se torna más definida el 4 de septiembre, cerca de 38°W y 8°N (Fig. 4.2.1b), aunque con una estructura elipsoidal y orientada de suroeste a noreste. La OE continúa su avance hacia el oeste y el día 7 se sitúa en la entrada del mar Caribe (Fig. 4.2.1c), con estructura elipsoidal y orientación de suroeste a noreste. El 10 de septiembre la OE llega al sur de Haití y República Dominicana, con estructura elipsoidal y orientación de sureste a noroeste (Fig. 4.2.1d). El día 13 alcanza el canal de Yucatán (Fig. 4.2.1e) con estructura y orientación y el 15 de septiembre llega a la costa de Alabama, Estados Unidos, con estructura elipsoidal y orientación de sur a norte (Fig. 4.2.1f).

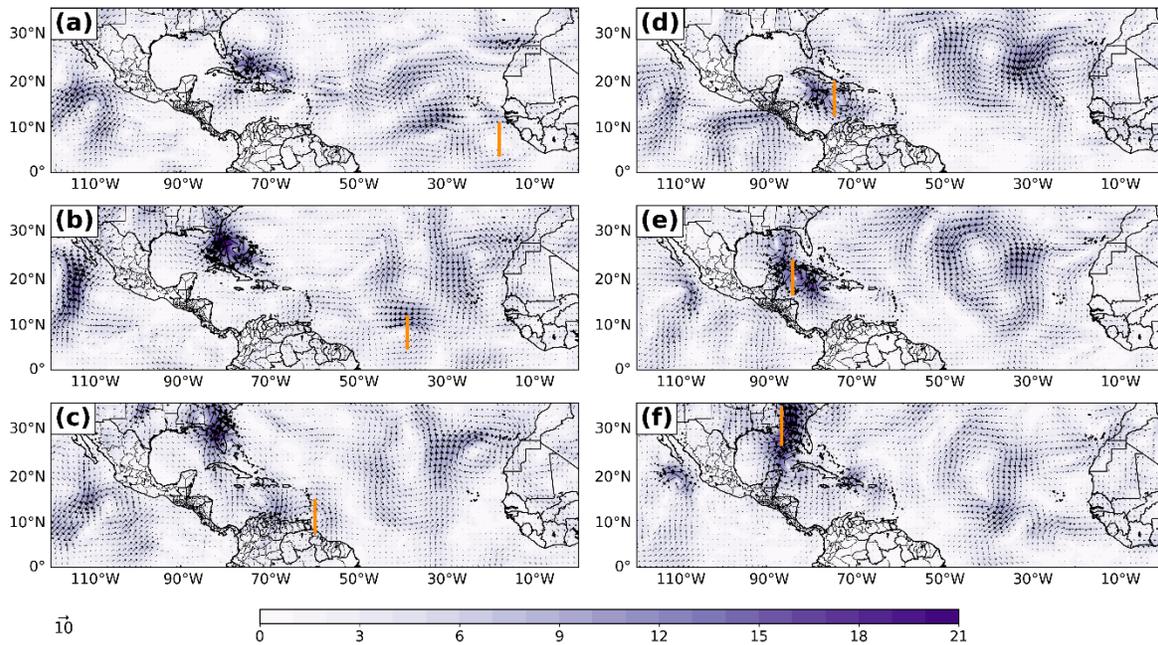


Figura 4.2.1 Viento filtrado en 700 hPa para la primera quincena de septiembre de 2004. A) 01 septiembre, b) 04 septiembre, c) 07 septiembre d) 10 septiembre, e) 13 septiembre, f) 15 septiembre.

Desde su ingreso al océano Atlántico, esta OE presentó una señal tan robusta, que fue sencillo identificarla en el flujo de viento sin filtrar al nivel de 700 hPa (Fig. 4.2.2), y cuya estructura y orientación varió con el tiempo, en su desplazamiento sobre el océano Atlántico.

Cabe mencionar que la OE analizada no fue la única registrada en el área de estudio durante la primera quincena de septiembre. Más bien, este análisis es una muestra de que las OE son más evidentes con la aplicación del filtro pasabandas entre 3 y 9 días de periodo, y que cuentan con una cierta anisotropía y orientación respecto al norte que, a escala de clima, favorecen las fluctuaciones en intensidad de la CCC.

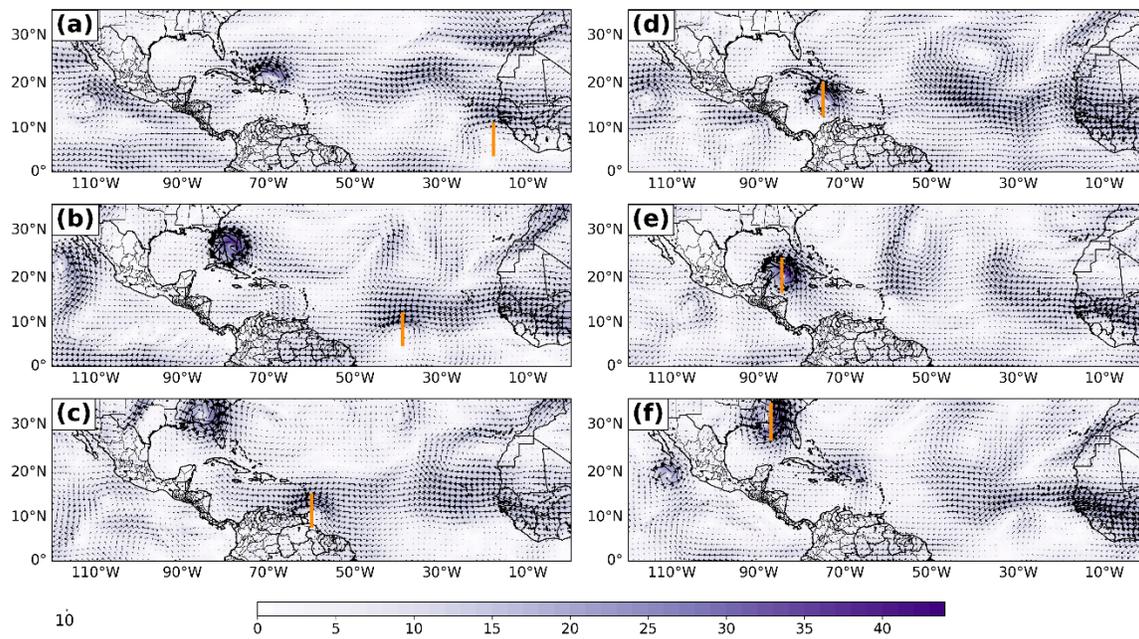


Figura 4.2.2 Igual que 4.2.1 pero para el viento sin filtrar.

4.3 Variabilidad mensual de la PKE asociada a las OE.

Como indicador de intensidad, se calculó la PKE asociada a OE sobre el dominio de estudio. De acuerdo con Salinas-Prieto (2006), 700 hPa es el nivel más energético de las OE en el Caribe.

En 700 hPa, la PKE se incrementa en el océano Atlántico oriental a partir de mayo, entre Islas Canarias y Cabo Verde, y alcanza magnitudes de 6 a 8 m^2s^{-2} (Fig. 4.3.1a). En junio, la PKE se incrementa hacia el oeste – suroeste, en dirección al mar Caribe, y alcanza magnitudes de 6 a 10 m^2s^{-2} (Fig. 4.3.1b). En julio, la magnitud de PKE aumenta hasta valores cercanos a 14 m^2s^{-2} entre Islas Canarias y Cabo Verde, y espacialmente se extiende hasta la región de entrada del mar Caribe (60 °W, 15 °N), donde se observan valores de 6 a 8 m^2s^{-2} (Fig. 4.3.1c). Este incremento de la PKE, de mayo a julio, está relacionado con el aumento de la actividad de OE durante ese periodo, análogo a lo encontrado por Magaña y Herrera (2017).

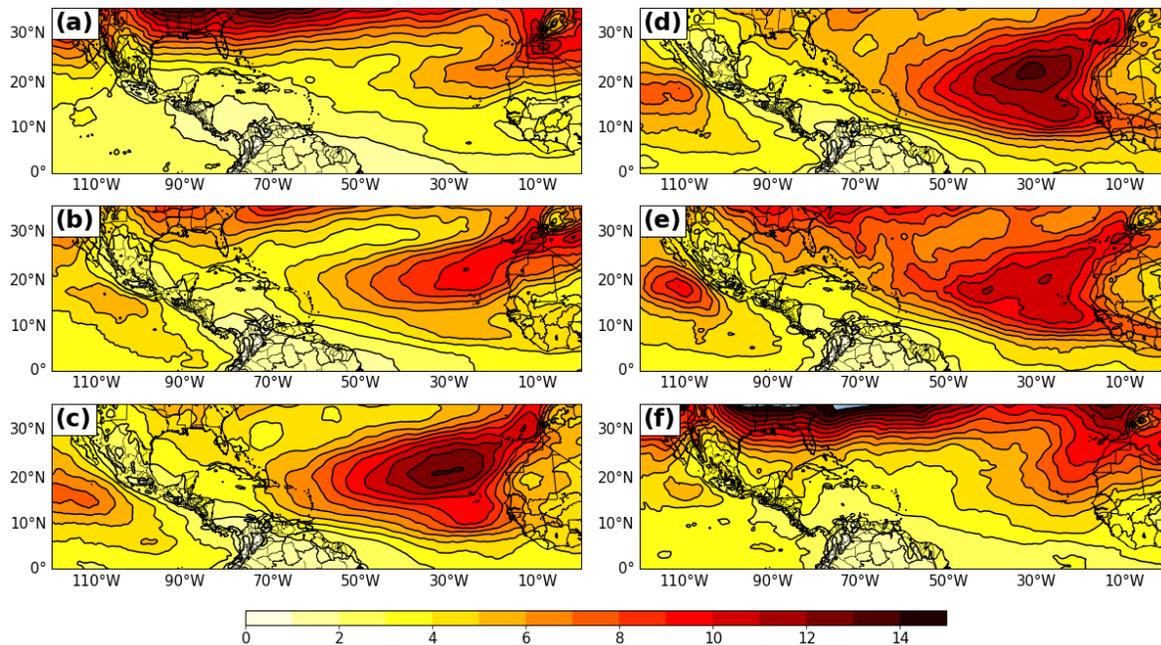


Figura 4.3.1 PKE (m^2s^{-2}) en 700 hPa asociada a OE para el periodo 1988 – 2018. a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.

La PKE es similar en agosto, tanto en magnitud como en distribución espacial, situación que soporta la idea de una persistente actividad de OE durante esos meses (Fig. 4.3.1d). En septiembre, la señal de la PKE en la región de entrada del mar Caribe disminuye y la magnitud entre Islas Canarias y Cabo Verde decrece a valores de $11 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Fig. 4.3.1e). Finalmente, en el mes de octubre, la PKE disminuye en el Atlántico oriental y también coincide con la disminución de la actividad de OE (Fig. 4.3.1f).

Cabe señalar que, de mayo a julio, la PKE crece en el océano Pacífico oriental (entre 95°W - 120°W y 10°N – 20°N), concurrente con un incremento gradual de la actividad ciclónica en aquella región (Fig. 4.3.1, b y c). Este aumento de la PKE indica que, de mayo a julio, las OE que pasan sobre la CCC decaen y se vuelven a intensificar una vez que llegan al Pacífico Oriental. Incluso, no se descarta el desarrollo de otro tipo de perturbaciones a raíz de la interacción de la CCC con la zona montañosa de Centroamérica.

En el mar Caribe, la magnitud de la PKE es cercana a cero en mayo (Fig. 4.3.2a). En junio, la PKE alcanza valores cercanos a $3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ y en julio hasta $4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Fig. 4.3.2b y c). Esto sugiere que el limitado incremento de la PKE sobre el mar Caribe durante los meses de aceleración de la CCC se debe a que esta corriente debilita a las OE que transitan sobre su zona de influencia.

En agosto, la PKE sobre el mar Caribe tiene valores similares a los del mes anterior, mientras que en septiembre se incrementa hasta valores de $7 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ cerca de la Península de Yucatán (Fig. 4.3.2d y e). En octubre se observan magnitudes de PKE cercanas a $7 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ sobre el mar Caribe occidental (Fig. 4.3.2f), justo sobre la región de salida de la CCC, lo que indica un incremento de la actividad de OE y ciclones tropicales en la zona, en concordancia con lo hallado por Shieh y Colucci (2010).

En el nivel de 925 hPa, la PKE en mayo es significativa en latitudes medias y en el Golfo de México, acorde a la actividad de masas de aire frío en la zona, mientras que en la región de la CCC la PKE es de $3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Fig. 4.3.3a). En junio, la PKE se incrementa sobre la costa occidental del continente africano y aumenta ligeramente en la zona de influencia de la CCC hasta valores de $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Fig. 4.3.3b). Para el mes de julio, la PKE tiene valores similares respecto al mes pasado en la región de la CCC y aumenta hasta $14 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en la costa occidental de África. Además, se extiende entre $15^\circ\text{W} - 40^\circ\text{W}$, $5^\circ\text{N} - 10^\circ\text{N}$ y alcanza valores de $\sim 6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en 22°W , 8°N (Fig. 4.3.3c).

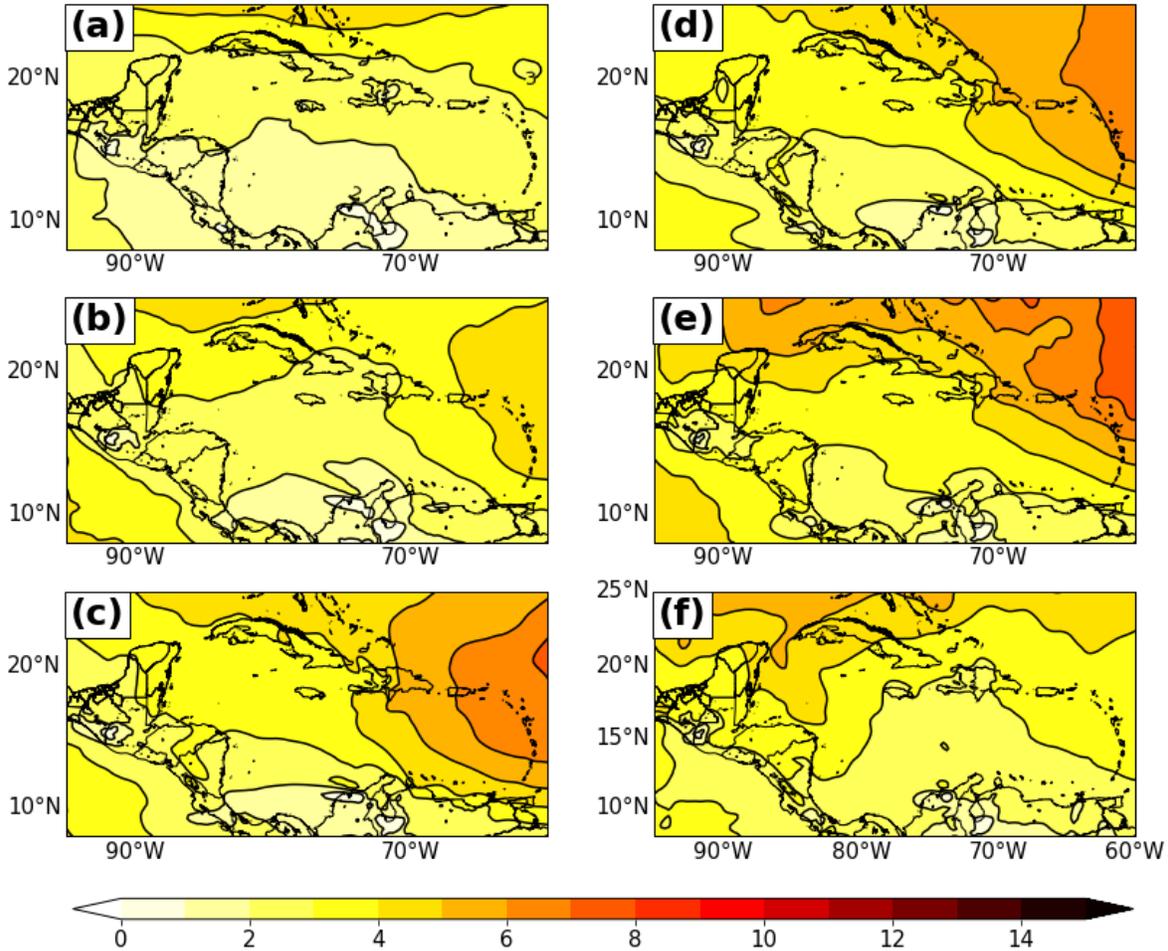


Figura 4.3.2 Como en la figura 4.3.1 pero para la región del Mar Caribe.

Durante el periodo de desaceleración de la CCC (agosto a octubre), la PKE en 925 hPa aumenta significativamente en gran parte del dominio de estudio. En agosto, la PKE se extiende hacia la Main Development Region (MDR) y alcanza valores de $\sim 8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en 12°N , 30°W (Fig. 4.3.3d). En septiembre, la PKE se incrementa sobre la MDR hasta valores de $\sim 8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en toda la zona, también en el Golfo de México a $\sim 9 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ cerca de la costa suroriental de Estados Unidos y también aumenta ligeramente sobre la región de la CCC hasta valores de $\sim 6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Fig. 4.3.3e). En octubre, la PKE se incrementa en las latitudes medias a valores de $\sim 14 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, coincidente con un incremento de la actividad extratropical en la región.

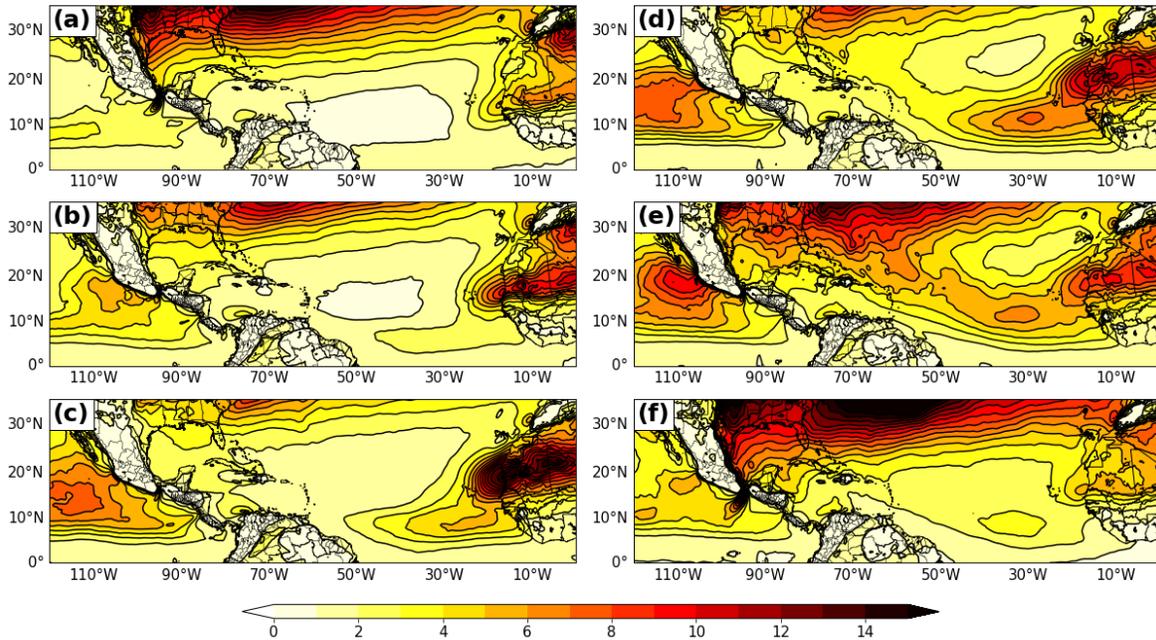


Figura 4.3.3 Como en la figura 4.3.1., pero para el nivel de 925 hPa.

4.4 Variabilidad mensual de la anisotropía de las OE

Durante el período de aceleración de la CCC, la anisotropía en 700 hPa se incrementa hasta valores de ~ 0.6 en el Atlántico tropical, entre $10^\circ\text{W} - 60^\circ\text{W}$, $5^\circ\text{N} - 8^\circ\text{N}$ (Fig. 4.4.1a, b y c). Para este mismo periodo, cerca de 16°N , $10^\circ\text{W} - 60^\circ\text{W}$ la anisotropía tiene valores cercanos a cero y en 20°N , $10^\circ\text{W} - 60^\circ\text{W}$ la anisotropía es de ~ 0.4 , indicativo de la existencia de un gradiente meridional de anisotropía asociado con las OE. Al comparar dicho gradiente con respecto al flujo de vientos en 925 hPa (Fig. 4.1.1), se observa que los vientos alisios se intensifican a lo largo de la zona donde se presenta el gradiente meridional de anisotropía.

Coincidentemente, cuando se incrementa la actividad de OE de mayo a julio, el gradiente meridional de anisotropía se incrementa (fig. 4.4.1a, b y c) y los vientos alisios en el Atlántico tropical alcanzan máximos de ~ 9 m/s a ~ 11 m/s (Fig. 4.1.1a, b y c).

Mientras continúa la actividad de OE en agosto (Fig. 4.4.1d), los alisios en el Atlántico tropical continúan con velocidades de ~ 10 m/s (Fig. 4.1.1d). A partir de septiembre, la actividad de OE disminuye, el gradiente meridional de anisotropía se atenúa (Fig. 4.4.1e) y los vientos alisios en el Atlántico se debilitan (Fig. 4.1.1e). En octubre, la actividad de OE es mínima, el gradiente meridional de anisotropía se atenúa aún más (Fig. 4.4.1f) y los alisios en el Atlántico tropical disminuyen a un mínimo de ~ 8 m/s (Fig. 4.1.1.f).

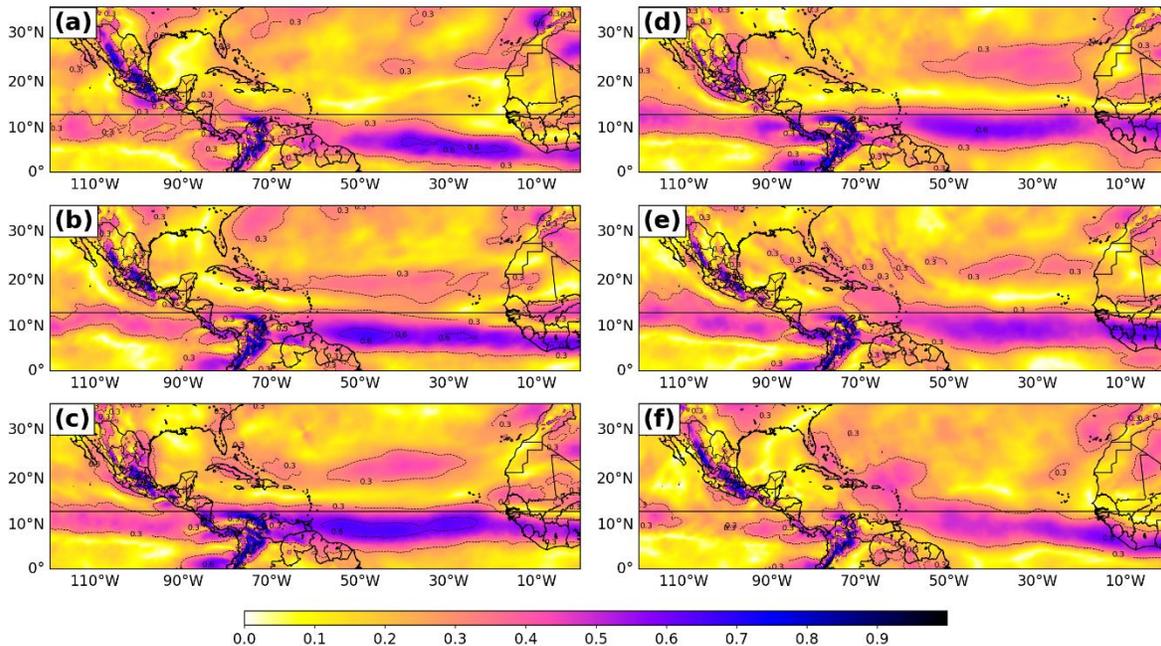


Figura 4.4.1 Anisotropía de las OE (adimensional) en 700 hPa para a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.

En el océano Pacífico oriental, la PKE en 700 hPa aumenta gradualmente durante el periodo de aceleración de la CCC, entre $10^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{W} - 120^{\circ}\text{W}$ (Fig. 4.3.1a, b y c). Sin embargo, los valores de la anisotropía, durante este periodo y en el mismo nivel isobárico, solamente alcanzan valores de ~ 0.5 (Fig. 4.4.1a, b y c). Además, no se aprecia la existencia de un gradiente meridional de anisotropía en la región, tal como si aparece en el océano Atlántico. Esto indica que las perturbaciones atmosféricas en aquella región son más fuertes respecto al mar Caribe (coincidente con el incremento de la actividad

ciclónica documentada en la zona) y que es factible relacionar la intensidad de las OE con la anisotropía; cuando las OE son más (menos) organizadas, son menos (más) anisotrópicas y por lo tanto, la transferencia meridional de momento zonal que acelera el flujo medio es menor o tiene un determinado sentido que desacelera los alisios en aquella región. Una muestra de ello es que la anisotropía en el Pacífico oriental, en $90^{\circ}\text{W} - 120^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N} - 11^{\circ}\text{N}$ (Fig. 4.4.1), es mayor al sur del sitio donde se registra la mayor PKE, en $10^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$ (Fig. 4.3.1), y justo en el sitio donde la PKE es máxima (en 17°N), la anisotropía tiene valores cercanos a cero.

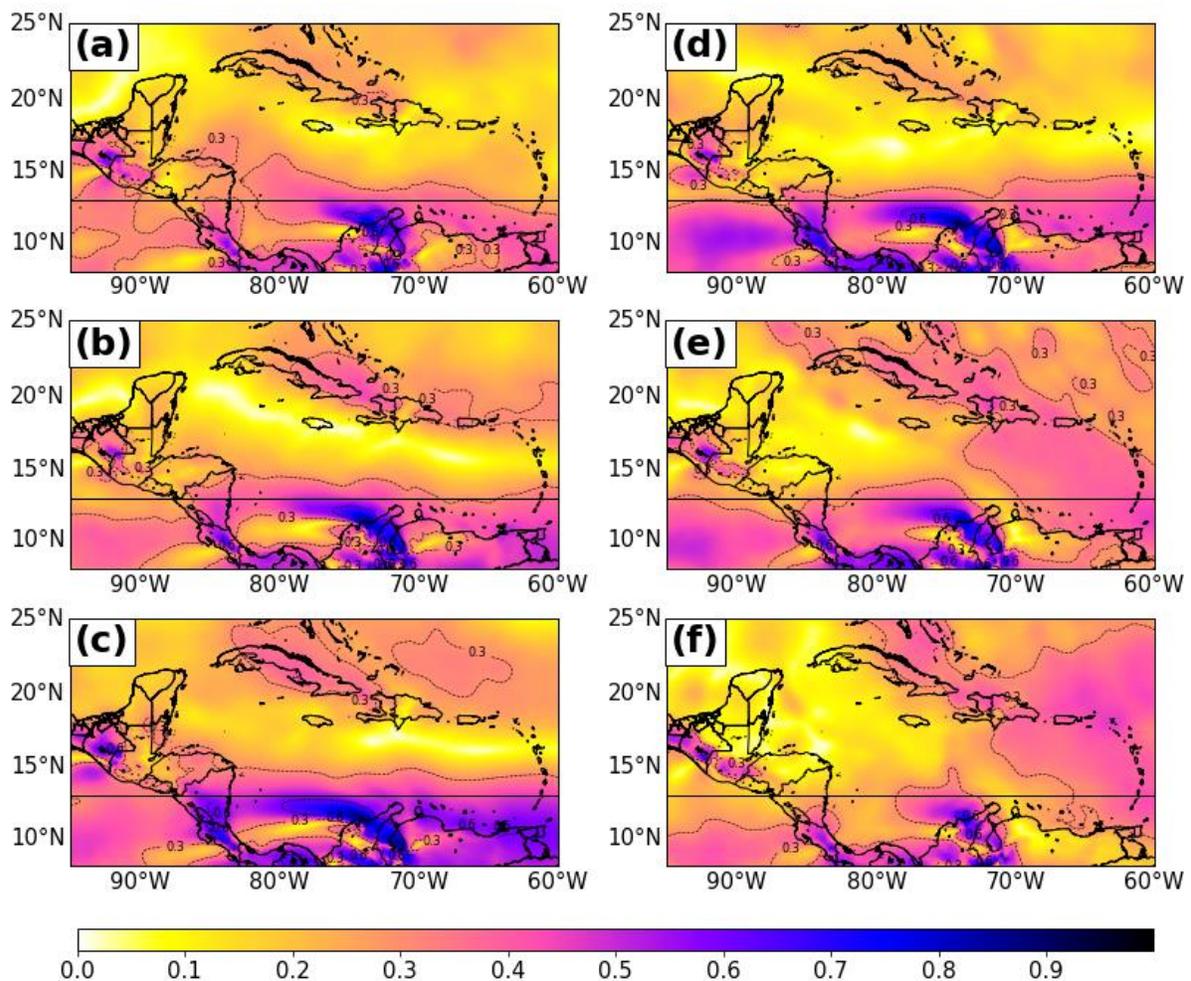


Figura 4.4.2 Como en la figura 4.4.1 pero para el mar Caribe.

Estos resultados revelan que en el océano Pacífico oriental la actividad de OE es intensa y que el viento asociado a estas perturbaciones tiende a ser isotrópico, contrario a lo que sucede en el océano Atlántico tropical, de modo que la transferencia meridional de momento zonal es mínima, situación que provoca vientos alisios débiles, concordante con lo que se muestra en la figura 4.1.1.

En la región de influencia de la CCC, la anisotropía aumenta a valores cercanos a 0.9 durante el periodo de aceleración de esta corriente (Fig. 4.4.2a, b y c), no obstante, en contraste con el océano Pacífico ecuatorial, la PKE no se incrementa a más $\sim 4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, señal de que las OE que transitan sobre el mar Caribe son altamente anisotrópicas justo al sur del núcleo de máxima intensidad de la CCC. Además, durante este periodo también se aprecia un gradiente meridional de anisotropía; en 17°N , $60^\circ\text{W} - 80^\circ\text{W}$, los valores de anisotropía son cercanos a cero y hacia el norte, en 23°N , $60^\circ\text{W} - 80^\circ\text{W}$, la anisotropía alcanza valores de hasta 0.5. Al comparar el gradiente meridional de la anisotropía con el flujo de vientos en el mar Caribe (Fig. 4.1.1), se observa que los alisios se aceleran aún más, respecto al Atlántico tropical, justamente en la franja donde la anisotropía tiene valores cercanos a cero.

Por el contrario, durante el período de debilitamiento de la CCC, el gradiente meridional de anisotropía disminuye en el mar Caribe. Al sur de la CCC, la anisotropía tiene valores de 0.6 en agosto y una extensión zonal de 73°W a 78°W (Fig. 4.4.2d). Aunque la anisotropía al sur de la CCC tiene valores similares en septiembre y octubre, su extensión zonal se reduce notablemente (Fig. 4.4.2e y f). Al norte de la CCC se observan contrastes; en la región de entrada al mar Caribe (entre $60^\circ\text{W} - 70^\circ\text{W}$, $14^\circ\text{N} - 20^\circ\text{N}$), la anisotropía se incrementa a valores de ~ 0.3 y en el mar Caribe occidental la anisotropía disminuye a valores cercanos a 0, coincidente con un incremento de la PKE en esta región

(Fig. 4.3.2e y f), lo que refuerza la idea de que existe una correlación directa entre la anisotropía, la convergencia meridional de momento asociado a las OE y la intensidad de la corriente.

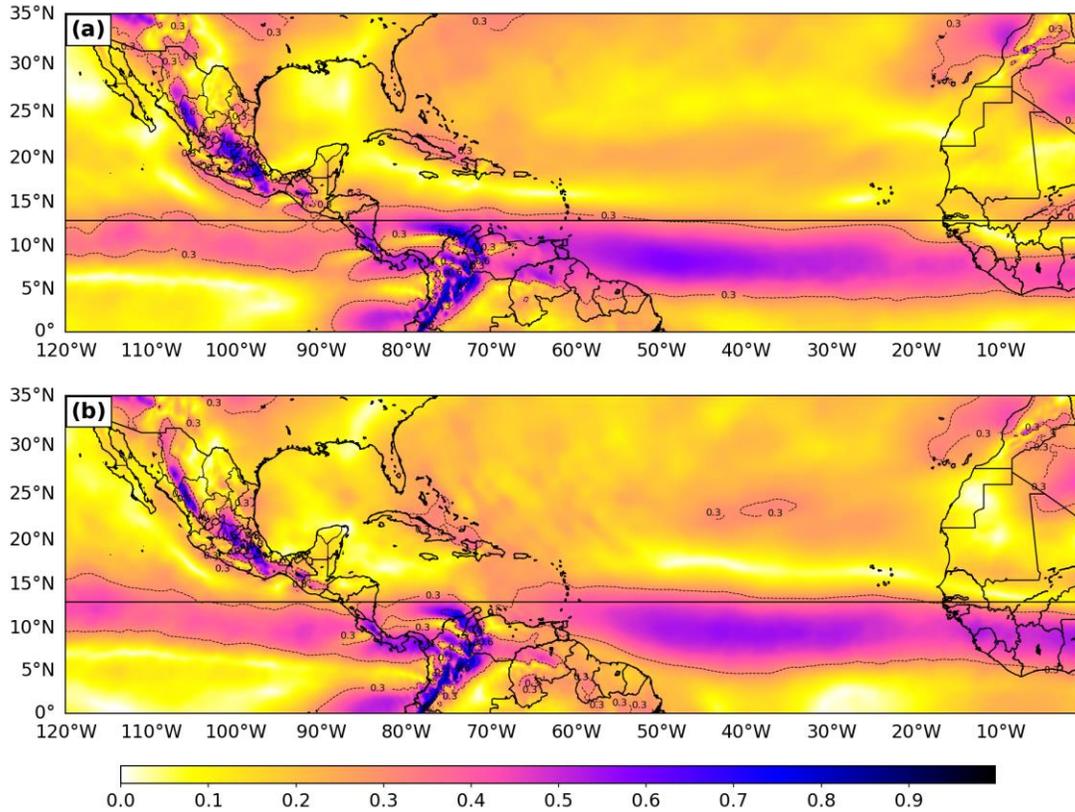


Figura 4.4.3 Anisotropía de las OE (adimensional) en 700 hPa para a) mayo, junio y julio, b) agosto, septiembre y octubre.

En promedio, durante el periodo de aceleración de la CCC (mayo a julio), la anisotropía al sur de la corriente alcanza valores superiores a 0.6, disminuye a valores cercanos a cero en 17 °N y en 21 °N se incrementa a 0.3 (Fig. 4.4.3a). En contraparte, durante el periodo de desaceleración de la CCC (Fig. 4.4.3b), la anisotropía también tiene valores cercanos a 0.6 al sur de la corriente. Sin embargo, al norte de la corriente, el gradiente meridional de anisotropía disminuye, puesto que la anisotropía se incrementa ligeramente a valores de 0.3 en la región de entrada al mar Caribe, entre 60 °W – 70 °W,

12 °N – 20 °N, y disminuye a valores cercanos a cero en el mar Caribe occidental. Al comparar la figura 4.4.3 con la figura 4.1.3, es notable que los vientos alisios en 925 mb se intensifican en la franja donde el gradiente meridional de la anisotropía en 700 mb tiene valores cercanos a cero, y que los alisios en la zona de la CCC se debilitan cuando el gradiente disminuye.

Los vientos alisios se intensifican en las zonas donde el gradiente meridional de la anisotropía tiene valores cercanos a cero (Fig. 4.4.1a, b y c). La aparición del gradiente meridional de anisotropía indica que al norte y al sur de la CCC se incrementa la convergencia meridional de momento que favorece la aceleración de la corriente de mayo a julio. En contraparte, cuando el gradiente se atenúa (Fig. 4.4.1d, e y f), disminuye la convergencia meridional de momento en el Caribe y la CCC se debilita.

4.5 Variabilidad mensual de la orientación de las OE

Al comienzo de la actividad de OE, la orientación de estas perturbaciones es de sureste a noroeste en el océano Atlántico tropical, entre 0 °W – 60 °W, en una guía de 10 a 20 °N, que favorece el transporte de momento zonal hacia el sur e intensifica los vientos alisios, concordante al comparar la figura 4.5.1a, b y c con la figura 4.1.1a, b y c.

En mayo, la actividad de OE en el mar Caribe es mínima, por lo que no es conveniente asociar la orientación mostrada en la figura 4.5.1a con la presencia de estas perturbaciones. Es a partir de junio, cuando se aprecia una incidencia gradual de estas perturbaciones en el Caribe, ya que la inclinación asociada a OE de sureste a noroeste comienza a extenderse hacia el mar Caribe (Fig. 4.5.1b). Finalmente, en julio, la inclinación asociada a OE es similar a lo que ocurre en el océano Atlántico tropical, y es

justamente en ese mes cuando se ha documentado que la actividad de OE se incrementa en Centroamérica y México (Fig. 4.5.1c).

La orientación de las OE cambia durante el período de desaceleración de la CCC. En agosto, la orientación de las OE se torna de suroeste a noreste en la región de entrada al mar Caribe, entre $60^{\circ}\text{W} - 70^{\circ}\text{W}$, $8 - 15^{\circ}\text{N}$, persiste de sureste a noroeste en la región $10^{\circ}\text{W} - 60^{\circ}\text{W}$, $15^{\circ}\text{N} - 22^{\circ}\text{N}$ y también perdura en la Península de Yucatán y Golfo de México, entre $85^{\circ}\text{W} - 100^{\circ}\text{W}$, $15^{\circ}\text{N} - 22^{\circ}\text{N}$ (Fig. 4.5.1d). En septiembre y octubre, la extensión espacial de la inclinación asociada a OE de sureste a noroeste queda confinada a la salida de la costa de África y se torna de suroeste a noreste conforme las OE se aproximan a la región del mar Caribe (Fig. 4.5.1e y f).

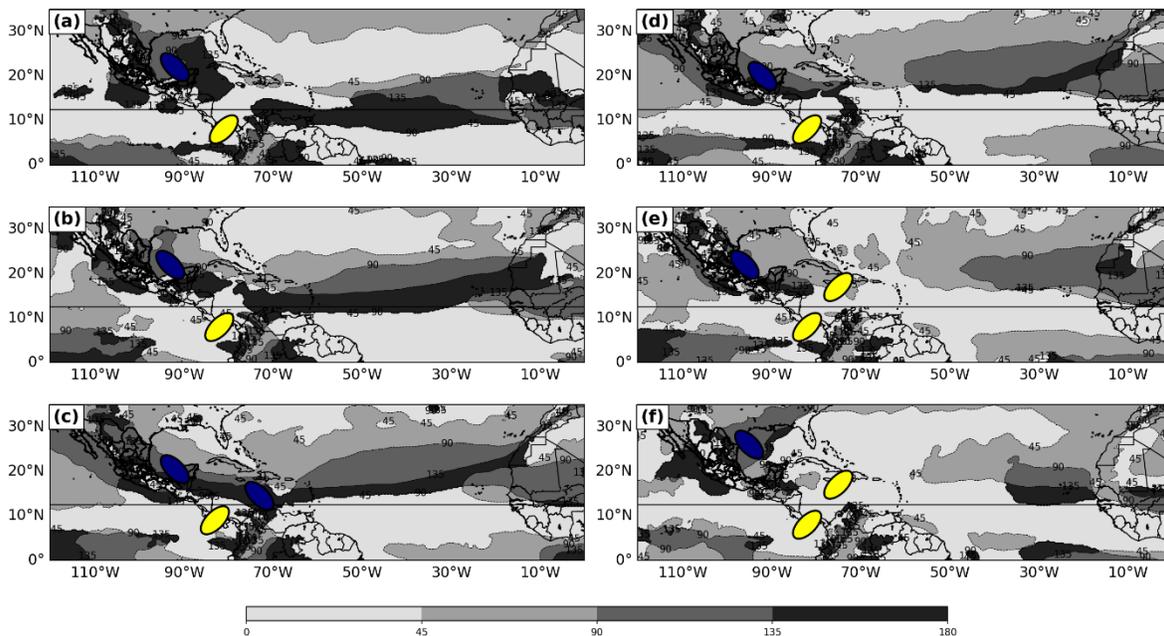


Figura 4.5.1 Orientación de las OE ($^{\circ}$) en 700 hPa para a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.

Al promediar la orientación para el periodo mayo, junio y julio, se identifica que es de sureste a noroeste ($< 90^{\circ}$) al norte y en la zona de influencia de la CCC (Fig. 4.5.2a), situación que favorece transporte meridional de momento zonal hacia el sur y, en

consecuencia, la aceleración de la CCC (de componente dominante del este), en concordancia con lo mostrado en la figura 4.1.3. Por el contrario, para el periodo agosto, septiembre y octubre, se observa que la orientación de las OE es de suroeste a noreste ($> 90^\circ$) al norte y al sur de la CCC (Fig. 4.5.2b), hecho que favorece el transporte meridional de momento zonal hacia el norte y, en consecuencia, la desaceleración de la CCC.

Cabe resaltar que, al sur de la CCC, la orientación de las OE persiste de suroeste a noreste durante todo el periodo de análisis (Fig. 4.5.2), al igual que los valores de anisotropía cercanos a 0.6 (Fig. 4.4.3), por lo que las variaciones del transporte meridional de momento zonal al norte de la CCC son las que determinan la aceleración o desaceleración de la corriente.

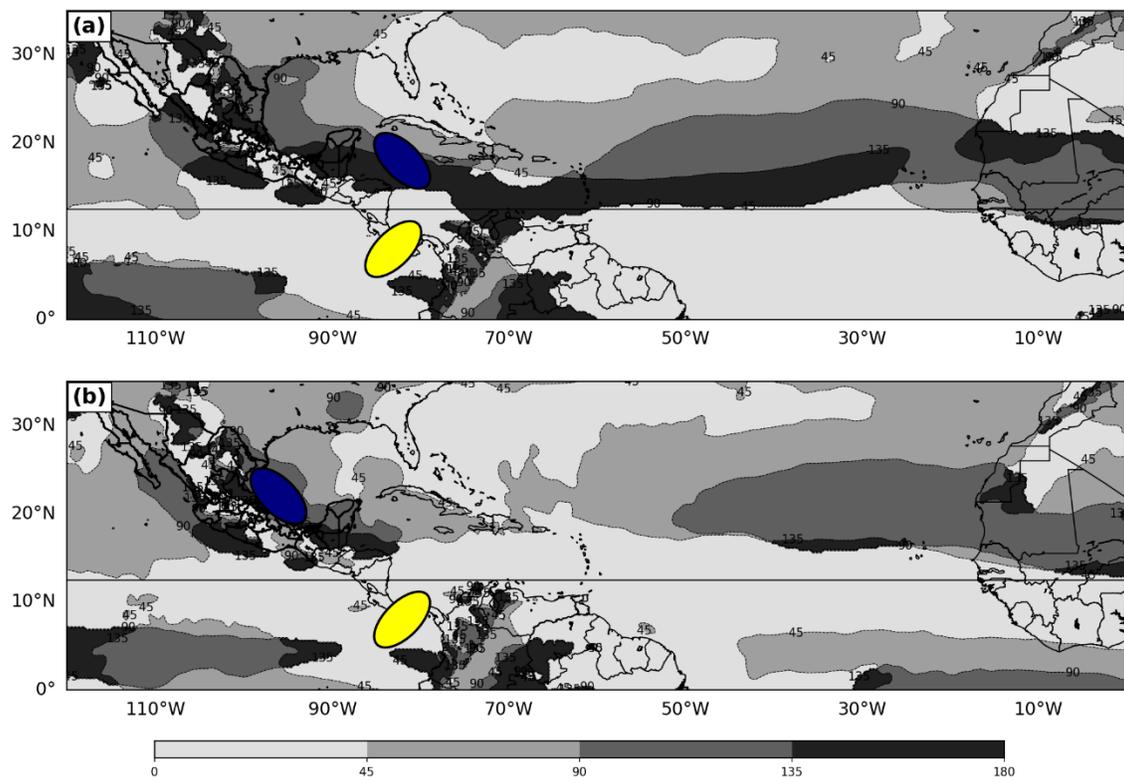


Figura 4.5.2 Orientación de las OE promedio ($^\circ$) en 700 hPa para a) mayo, junio, julio, b) agosto, septiembre, octubre.

4.6 Variabilidad mensual del vector de flujo Eliassen-Palm (E)

La componente meridional de E ($\overline{u'v'}$) está relacionada con el transporte meridional de momento zonal por parte de las OE hacia la CCC, de acuerdo con la sección 3.6. Los valores positivos (negativos) de $\overline{u'v'}$ indican que las OE transportan momento del oeste hacia el norte (sur).

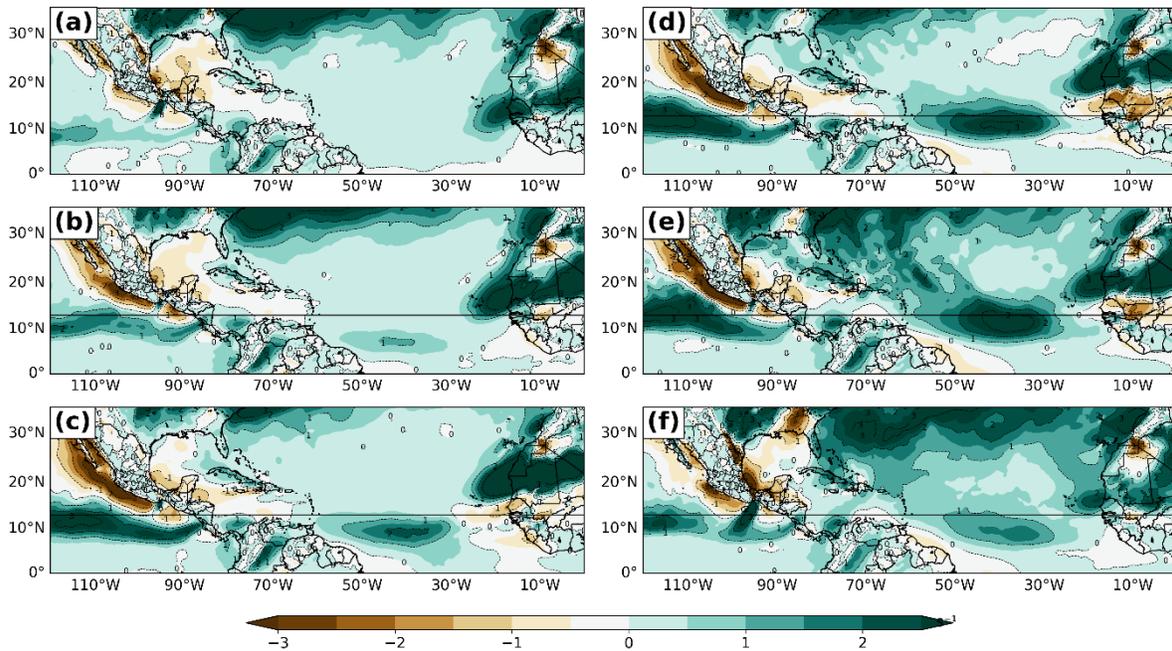


Figura 4.6.1 Componente meridional del vector de flujo Eliassen-Palm ($\overline{u'v'}$) (m^2s^{-2}) en 925 hPa. a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre, f) octubre.

En mayo, $\overline{u'v'}$ en 925 hPa es positiva en gran parte del océano Atlántico, excepto en la región del mar Caribe, donde se observan valores de 0 a $-1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ al norte de la CCC, mientras que al sur de la corriente se observan valores positivos cercanos a $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. La situación es similar para el mes de julio. En septiembre, la componente meridional de E se torna positiva al norte de la CCC, también es positiva y más intensa al sur de la corriente, y en octubre la componente meridional del vector E es positiva en gran parte del mar Caribe (Fig. 4.6.1). Esto revela que la CCC se acelera de mayo a julio cuando $\overline{u'v'}$

< 0 (momento del oeste al sur) al norte de la corriente y $(\overline{u'v'}) > 0$ (momento del oeste al norte) al sur de los vientos máximos. En contraparte, la corriente se desacelera de agosto a octubre cuando $(\overline{u'v'}) > 0$ (momento del oeste al norte) al norte y sur de la CCC.

En 700 hPa (nivel más energético de las OE en el Caribe), la figura 4.6.2 muestra que en mayo predominan valores negativos de $(\overline{u'v'})$ (momento del oeste al sur) en el océano Atlántico tropical, entre $10^\circ\text{W} - 50^\circ\text{W}$ y $8^\circ\text{N} - 18^\circ\text{N}$. En junio se aprecia la formación de un dipolo, ya que al norte (sur) de 12°N se registran valores de negativos (positivos) de $0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ a $3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Este dipolo persiste en julio y agosto, y en septiembre y octubre la señal disminuye. Los vientos alisios más intensos observados en esta zona (Fig. 5.1.1) coinciden con los meses donde el dipolo es más evidente, por lo que su aceleración está correlacionada con un cambio de signo de la componente meridional del vector E.

En el mar Caribe, al norte de la CCC, se observan valores de $0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ a $-1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ en mayo (fig. 4.6.2a) (momento del oeste al sur), mientras que al sur de la corriente predominan valores positivos de la componente meridional del vector E (momento del oeste al norte). En junio y julio (fig. 4.6.2b y c) se incrementa la señal negativa al norte de la CCC y continúan los valores positivos al sur de la corriente. Por otro lado, la señal negativa al norte de la CCC se atenúa en agosto y se torna positiva (momento del oeste al norte) en septiembre y octubre, al mismo tiempo que continúan los valores positivos al sur de la corriente. Esto consolida la idea de que la aceleración (desaceleración) de la CCC de mayo a julio (agosto a octubre) está asociada a los cambios de signo del flujo de momento zonal transportado meridionalmente al norte y sur del núcleo de la corriente.

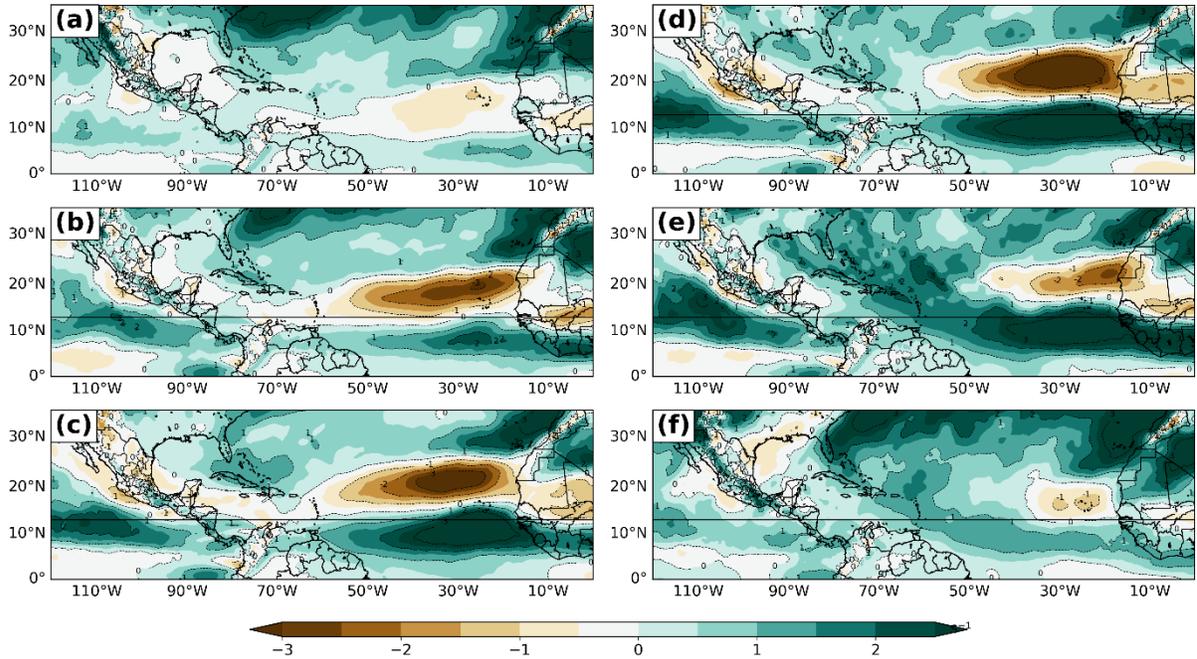


Figura 4.6.2 Igual que 4.6.1 pero para el nivel de 700 hPa.

Para comprender mejor el efecto de las OE en la aceleración de la CCC, se calculó la magnitud y divergencia del vector E . De acuerdo con la metodología, la magnitud y dirección del vector E , y su divergencia, están asociadas a la aceleración del viento promedio.

En mayo, la magnitud y divergencia de E en 925 hPa tiene valores cercanos a cero en el océano Atlántico central (entre $25^{\circ}W - 60^{\circ}W$ y $10^{\circ}N - 25^{\circ}N$) (Fig. 4.6.1a), lo que indica que la diferencia de las varianzas zonales es cercana a cero y que el producto $(\overline{u'v'})$ también es cercano a cero, posiblemente por la escasa actividad de OE. En esta misma región, la magnitud y divergencia de E se incrementa a partir de junio (Fig. 4.6.3b), sin embargo, al sur de $10^{\circ}N$, la divergencia de E se torna negativa (convergencia), lo que indica convergencia de momento por OE que acelera el flujo medio del este. De hecho, esto coincide con un incremento de los vientos alisios registrado (Fig. vientos 925 hPa).

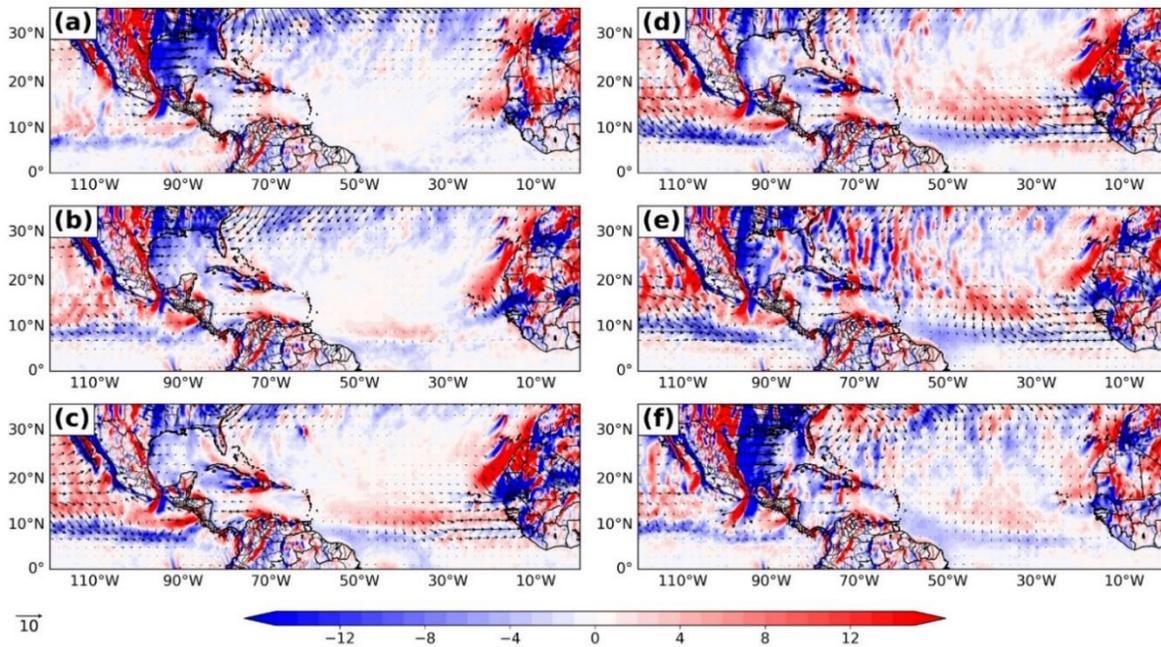


Figura 4.6.3 Vector E (m^2s^{-2}) y su divergencia (ms^{-2}) (10^{-6}) (colores) en 925 hPa. a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre, f) octubre.

En julio (Fig. 4.6.3c), la magnitud y divergencia de E abarca una mayor extensión espacial, y la convergencia de E continúa al sur de $10^\circ N$, por lo que esta configuración también coincide con el incremento de los vientos alisios registrado. Además, el vector E tiene una componente predominante meridional en este mes, por lo que el flujo meridional de momento zonal es mayor a la diferencia de las varianzas meridional y zonal, es decir, $(\overline{u'v'}) > (\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$. Para agosto y septiembre (Fig. 4.6.3d y e), la dirección del vector E continúa con componente predominante meridional, la divergencia persiste sobre el Atlántico central, al igual que la convergencia al sur de $10^\circ N$. Finalmente, en octubre disminuye la divergencia en el Atlántico central y la convergencia al sur de $10^\circ N$, coincidente con una disminución de la actividad de OE. Además, esto concuerda con la desaceleración de los alisios que se registra en este mes.

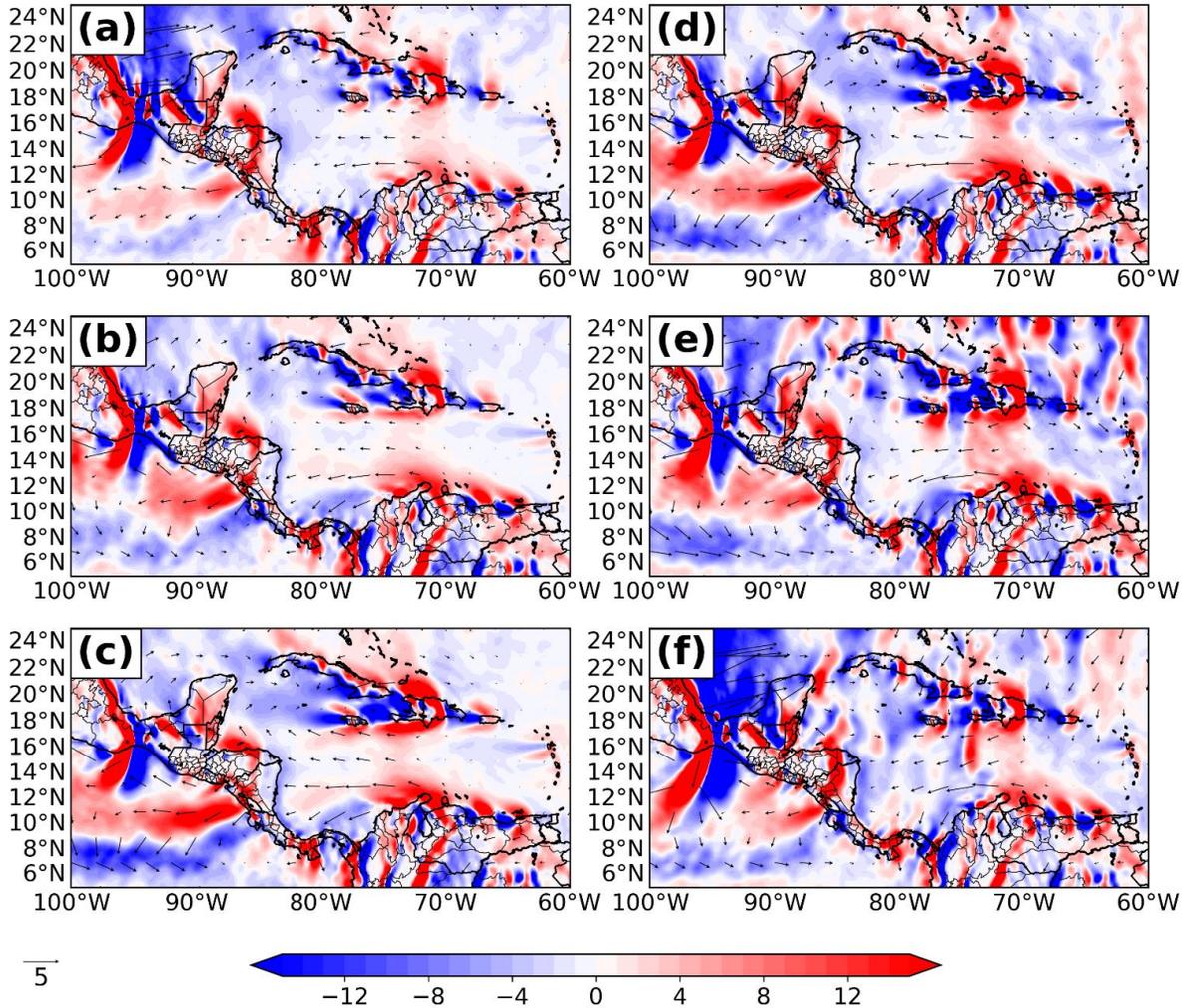


Figura 4.6.4 Como en la figura 4.6.3 pero para el mar Caribe.

En el dominio que abarca el mar Caribe, la figura 4.6.4a, b y c revela que en mayo, junio y julio el vector E en 925 hPa tiene una componente predominante zonal del este en la zona de influencia de la CCC, es decir que $(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) > (\overline{u'v'})$ y que $\overline{u'^2} > \overline{v'^2}$, además de valores positivos de divergencia de E. En contraparte, al sur de la corriente y al norte de 16 °N (entre 70 ° y 90 °W), el vector E tiene componente predominante meridional, es decir que $(\overline{u'v'}) > (\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$, y la divergencia de E es predominantemente negativa (convergencia), lo que coincide con la configuración observada en el océano Atlántico central y con la formación de la CCC en esta región.

Para agosto, septiembre y octubre (Fig. 4.6.4d, e y f), se mantiene una configuración similar al primer trimestre del periodo analizado, excepto en la región de entrada al mar Caribe, donde se observa una componente predominante meridional del vector E y divergencia negativa (convergencia). Al comparar este resultado con la figura 4.6.2d, e y f, es evidente que el incremento de la actividad de OE está asociado al cambio de signo de la componente meridional del vector E que favorece la desaceleración de la CCC observada en este trimestre.

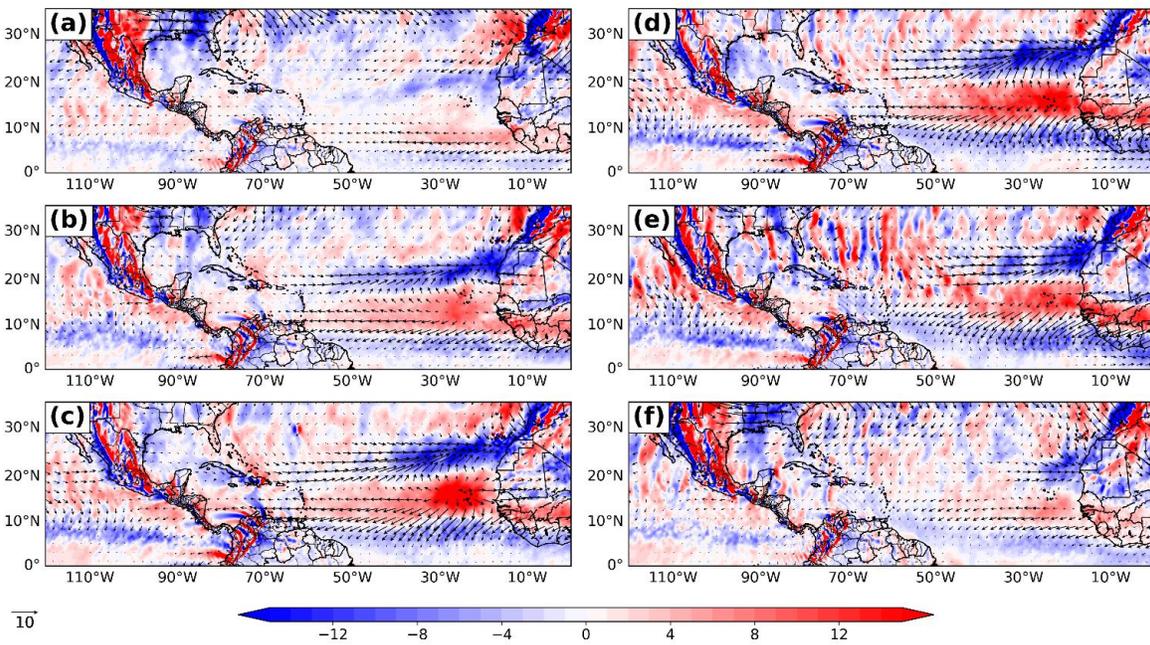


Figura 4.6.5 Como en la figura 4.6.4 pero para el nivel de 700 hPa.

En el nivel de 700 hPa, la figura 4.6.5a, b, c, d y e indica que el vector E en el océano Atlántico tropical (entre $10^{\circ}\text{W} - 50^{\circ}\text{W}$ y $0^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$) en los meses de mayo junio, julio, agosto y septiembre tiene una componente predominante meridional al norte de 18°N y al sur de 10°N , o sea, $(\overline{u'v'}) > (\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$, además de valores negativos de divergencia (convergencia de momento asociado a OE), mientras que entre $10^{\circ}\text{W} - 50^{\circ}\text{W}$ y $10^{\circ}\text{N} - 18^{\circ}\text{N}$ predomina componente zonal del este, es decir que $(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) > (\overline{u'v'})$ y que $\overline{u'^2}$

$> \overline{v'^2}$, y valores positivos de divergencia. Esta configuración coincide con la aceleración de los vientos alisios registrada en la zona (Fig. 4.1.1a, b, c, d y e). En contraparte, cuando la convergencia de momento asociada disminuye en octubre (Fig. 4.6.3f) debido a la disminución de la actividad de OE, se observa una desaceleración de los alisios (Fig. 4.1.1f).

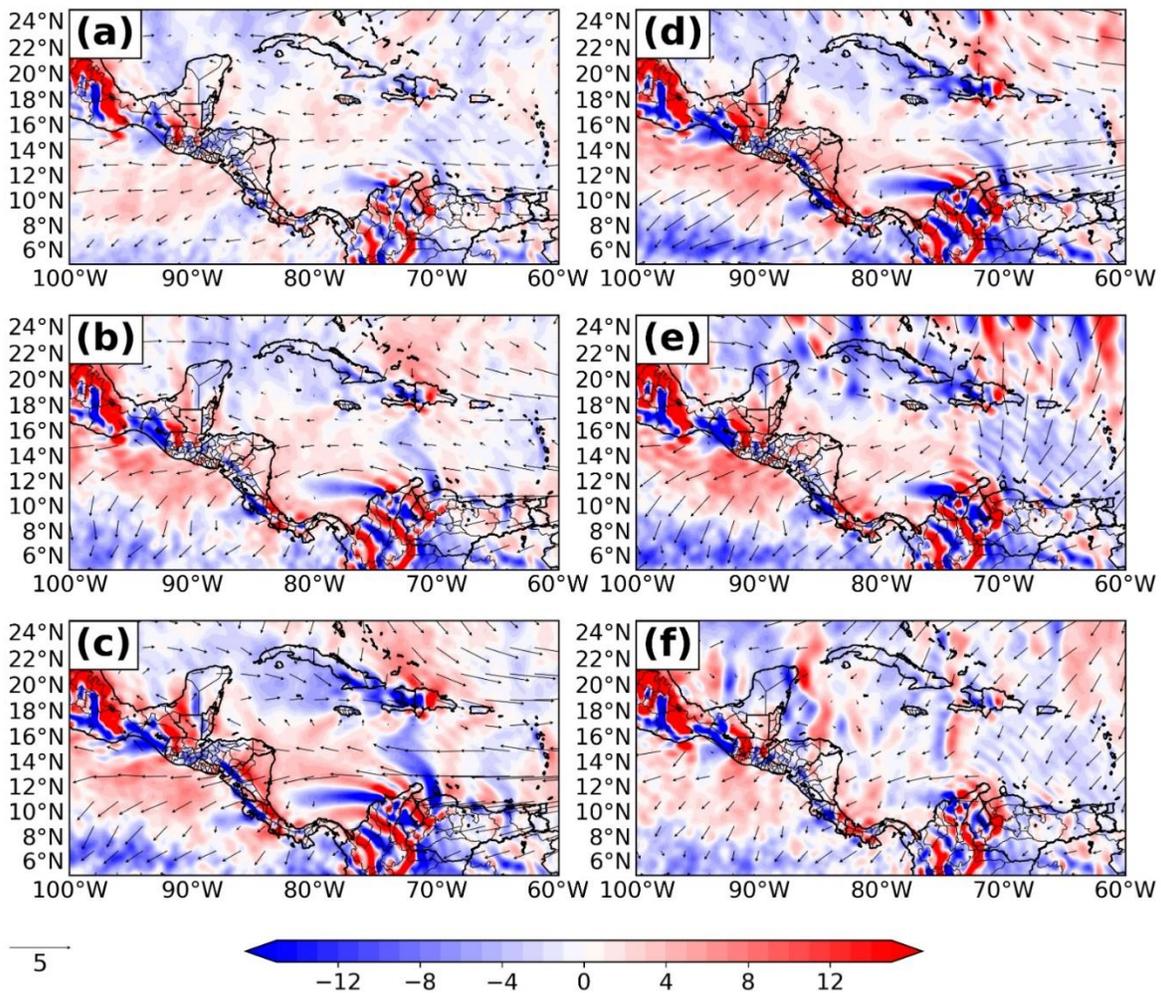


Figura 4.6.6 Como en la figura 4.6.5 pero para el mar Caribe.

En el mar Caribe, para el nivel de 700 hPa en el periodo mayo a julio (Fig. 4.6.6a, b y c), se observa componente predominante meridional del vector E justo al sur de la CCC (sur de 10 °N) y también en 20 °N, además de valores negativos de su divergencia

(convergencia de momento asociado a OE), mientras que sobre la región de influencia de la CCC resalta una componente zonal del vector E y valores positivos de su divergencia. Esta configuración es análoga a lo observado en el océano Atlántico central y también coincide con la aceleración de la CCC observada en estos meses (Fig. 4.1.1a, b y c). En agosto (Fig. 4.6.6d) la configuración es similar a los meses anteriores, sin embargo, a partir de septiembre (Fig. 4.6.6e) se aprecia un cambio en la región de entrada al mar Caribe, ya que la componente del vector E se torna meridional, es decir que $(\overline{u'v'}) > (\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$, y los valores de su divergencia son negativos. Finalmente, en octubre se muestra que la componente del vector E se torna predominantemente meridional y los valores de su divergencia se tornan negativos en la mayor parte del mar Caribe, coincidente con la desaceleración observada de la CCC en estos meses

5. Discusiones

5.1 La CCC

En el mar Caribe central se observa una intensificación progresiva de la CCC a partir de mayo y alcanza una magnitud máxima cercana a 15 ms^{-1} en el mes de julio en 925 hPa (Fig. 4.1.1a, b y c), entre $71^\circ\text{W} - 73^\circ\text{W}$ y $11^\circ\text{N} - 13^\circ\text{N}$, muy cerca de la costa de Colombia y Venezuela. Esta corriente induce cizalladura vertical en la región, por lo que la actividad ciclónica en el área del mar Caribe es mínima (salvo algunas excepciones). A partir de agosto, la CCC se debilita gradualmente hasta alcanzar un mínimo cercano a 6 ms^{-1} en octubre. Debido a la desaceleración de la corriente, la cizalladura vertical disminuye y en algunos casos se incrementa la actividad ciclónica en la región.

Existe una alta correlación entre la intensidad de la CCC (Fig. 4.1.1) y la precipitación en la región del mar Caribe (Fig. 4.1.4). En el periodo de aceleración de la CCC (mayo a julio), el acumulado mensual de precipitación es mayor en la costa de Nicaragua y Honduras (salida de la corriente) y cercano a cero en la zona del núcleo de máxima intensidad de la CCC (entrada de la corriente). Durante la desaceleración de la corriente (agosto a octubre), la precipitación se incrementa en gran parte del mar Caribe, principalmente en la zona del núcleo de la CCC, la Península de Yucatán y la costa mexicana del Golfo de México, concordante con el incremento de la actividad ciclónica documentada en la región y la desaceleración de la CCC

Esta dinámica revela que, cuando la CCC alcanza su máxima intensidad, produce divergencia en el mar Caribe central y convergencia de masa sobre la costa de Nicaragua y Honduras debido al ascenso orográfico en el área que experimenta el aire cálido impulsado por la corriente.

5.2 Las OE en 700 hPa

Como ejemplo para identificar OE con un filtro pasabandas en 3 y 9 días, en la figura 4.2.1 se muestra la evolución temporal de una onda en 700 hPa proveniente de África. Es notorio que la estructura y orientación de la OE varió con el tiempo en su desplazamiento sobre el océano Atlántico. La OE exhibió una señal tan robusta desde que ingresó al océano Atlántico, que fue sencillo identificarla en el viento sin filtrar al nivel de 700 hPa (Fig. 4.2.2).

La OE analizada dio origen al huracán Iván durante la primera quincena de septiembre de 2004, sin embargo, no fue la única onda registrada en este periodo. Más bien, este análisis es una muestra de que las OE son más evidentes con la aplicación del filtro pasabandas y que cuentan con cierta anisotropía y orientación respecto al norte que, a escala de clima, favorecen las fluctuaciones en intensidad de la CCC.

5.3 PKE asociada a las OE

La PKE en 700 hPa se incrementa gradualmente de mayo a julio entre las islas Canarias y Cabo Verde, conforme aumenta la actividad de OE. La PKE es similar en julio y agosto (Fig. 4.3.1c y d), acorde a la persistente actividad de OE en estos meses (Fig. 4.3.1d). Sin embargo, a partir de septiembre disminuyen los valores de PKE en esta zona y decrecen aún más en octubre, coincidente con la reducción de actividad de OE.

En el océano Pacífico oriental (entre 95 °W - 120 °W y 10 °N - 20 °N), la PKE se incrementa de mayo a julio, concurrente con un incremento gradual de la actividad ciclónica en aquella región (Fig. 4.3.1, b y c). En agosto y septiembre continúa la señal

robusta de **PKE** (Fig. 4.3.1d y e) y a partir de octubre se debilita (Fig. 4.3.1f), coincidente con la disminución de la actividad de **OE** y ciclones.

La región del mar Caribe no muestra cambios significativos de la **PKE** en 700 hPa de mayo a julio (Fig. 4.3.2a, b y c). El limitado incremento de la **PKE** sobre el mar Caribe en este periodo indica que la **CCC** debilita o disipa a las **OE** que transitan sobre su zona de influencia, sin embargo, el incremento observado de la **PKE** sobre el océano Pacífico oriental sugiere que otro tipo de perturbación podría desarrollarse a raíz de la interacción de la **CCC** con la cadena montañosa de Centroamérica. En agosto, la **PKE** sobre el mar Caribe continúa sin cambios significativos, no obstante, en septiembre y octubre se observa un incremento de **PKE** en la región de salida de la **CCC** y península de Yucatán, correlacionado con la desaceleración de la corriente y posiblemente asociado al incremento de la ciclogénesis tropical documentado en la zona.

Interesantemente, la figura 4.3.1 indica que cuando se presenta el máximo de **PKE** en el océano Atlántico central en 700 hPa, los vientos alisios también alcanzan su máxima intensidad, sin embargo, esto no sucede en el océano Pacífico oriental, ya que, a pesar del incremento de la **PKE**, los vientos alisios en 925 hPa (Fig. 4.1.1) permanecen débiles en todo el periodo de estudio. En el mar Caribe se destaca que la **CCC** se desacelera de agosto a octubre (Fig. 4.1.1d, e y f) cuando la **PKE** se incrementa en el área de las Antillas mayores, en torno y al norte de 20 °N (Fig. 4.3.2d, e y f).

En 925 hPa, la **PKE** de mayo a julio se incrementa en la costa occidental de África y de 12 °W a 35 °W, acorde al incremento de la actividad de **OE** en el área (Fig.

4.3.3a, b y c). En agosto y septiembre la señal de **PKE** es similar en esta zona (Fig. 4.3.3d y e) y en octubre disminuye al igual que la actividad de **OE** (Fig. 4.3.3f).

En el océano Pacífico oriental (entre 95°W - 120°W y 10°N - 20°N), la **PKE** en 925 hPa de mayo a julio también se incrementa (Fig. 4.3.3a, b y c). En agosto y septiembre persiste la señal de **PKE** (Fig. 4.3.3d y e) y en octubre disminuye (Fig. 4.3.3f).

En el mar Caribe, la **PKE** en 925 hPa aumenta cerca del núcleo de máxima intensidad de la **CCC**, sin embargo, la extensión espacial de este incremento de energía es pequeña. Esta señal limitada persiste en agosto, septiembre y octubre.

Los cambios más significativos de **PKE** en la región de influencia de la **CCC** ocurren en torno y al norte de 20°N durante los meses de septiembre y octubre, de manera análoga a 700 hPa y concordante con la documentada desaceleración de la corriente. De igual manera, la desaceleración de los vientos alisios en 925 hPa en el océano Atlántico tropical coincide con el incremento de **PKE** en agosto y septiembre. En contraparte, a pesar de la señal robusta de **PKE** en el océano Pacífico oriental en junio, julio, agosto, septiembre y octubre (Fig. 4.3.3b, c, d y e), los vientos alisios en el área no se incrementan (Fig. 4.1.1).

5.4 Anisotropía de las OE

En junio, julio, agosto y septiembre (Fig. 4.4.1b, c y d) se observa la formación de un gradiente meridional de anisotropía en 700 hPa sobre el océano Atlántico tropical, entre 20°W - 55°W y 5°N a 25°N . Este gradiente aparece cuando los valores de **PKE** en el océano Atlántico tropical se incrementan (Fig. 4.3.1). En contraparte, cuando la actividad de **OE** es mínima (mayo y octubre), la **PKE** es menor en el área y el gradiente meridional

de anisotropía se atenúa (Fig. 4.4.1a y f). Resalta que los vientos alisios se aceleran (Fig. 4.1.1b, c y d) en la zona del gradiente meridional donde los valores de anisotropía son cercanos a cero.

La figura 4.4.1a, b y c muestra que en el océano Pacífico oriental no se forma el gradiente meridional de anisotropía de mayo a julio en 700 hPa, a pesar de que la PKE se incrementa en este periodo (Fig. 4.3.1a, b y c), evidencia que las OE tendientes a la isotropía no favorecen la intensificación de los alisios. Coincidentemente, los vientos alisios en 925 hPa en esta región son cercanos a cero, por lo que la aceleración de los vientos alisios está correlacionada con la formación del gradiente meridional de anisotropía. Los valores de anisotropía y distribución espacial en esta zona son similares en agosto, septiembre y octubre (Fig. 4.4.1d, e y f).

De mayo a julio, en la región de influencia de la CCC también se observa un gradiente meridional de anisotropía en 700 hPa (Fig. 4.4.2a, b, c), asociado a la aceleración de los alisios en 925 hPa documentado de mayo a julio (Fig. 4.1.1a, b y c). Al sur de la corriente (sur de 12 °N), los valores de anisotropía son mayores que al norte, por lo que se podría considerar que la mayor actividad de OE se registra al sur de la CCC en este periodo, sin embargo, los valores de PKE en 700 hPa no se incrementan de manera significativa en esta zona. Al norte de la CCC, en torno a 20 °N, la anisotropía se incrementa, principalmente en junio y julio (Fig. 4.4.2b, c), mientras que en la franja de 16 °N la anisotropía tiene valores cercanos a cero, coincidente con la aceleración de los vientos alisios en 925 hPa (Fig. 4.1.1a, b y c). Para el periodo agosto a octubre, se observa una disminución gradual de la anisotropía tanto al sur de la corriente (sur de 12 °N) como al norte de la CCC, en las inmediaciones de las Antillas Mayores (Fig. 4.4.2d), y en consecuencia, la desaparición del gradiente meridional, se considera como el factor que

provoca la desaceleración gradual de la CCC a partir de este mes. En septiembre y octubre tampoco se observa la aparición del gradiente meridional de anisotropía como en el periodo de mayo a julio, sin embargo, la anisotropía se incrementa en la entrada del mar Caribe y en Puerto Rico, Haití, República Dominicana y Cuba (Fig. 4.4.2e y f), al igual que la PKE, principalmente en agosto y septiembre (Fig. 4.3.1d y e), señal de que la actividad de OE es mayor. El incremento de la anisotropía en un área mayor del mar Caribe y la desaparición del gradiente meridional coincide con la desaceleración de la CCC. Se destaca que en septiembre y octubre la anisotropía en el mar Caribe occidental tiene valores cercanos a cero (Fig. 5.4.2e y f) y la PKE en esta zona se incrementa, posiblemente por el aumento de la ciclogénesis tropical documentado en la zona. Esto indica que los ciclones, al ser menos anisotrópicos (isotrópicos), tienen limitados intercambios de momento con el flujo medio que no favorecen su aceleración.

5.5 Orientación de las OE

De mayo a julio las OE en 700 hPa tienen una orientación predominante de sureste a noroeste sobre el océano Atlántico tropical (Fig. 4.5.1a, b y c) que favorece el transporte de momento zonal hacia el sur, justo al norte de los vientos alisios más intensos en 925 hPa (Fig. 4.1.1a, b y c) y sobre el sitio donde la anisotropía se incrementa (Fig. 4.4.1). En esta misma región, al sur de los vientos alisios en 925 hPa y sobre los sitios donde se observan los valores más altos anisotropía (sur de 12 °N), la orientación asociada a OE es de suroeste a noreste que favorece el transporte de momento zonal hacia el norte. Por lo tanto, la orientación sureste-noroeste (suroeste-noreste) al norte (sur) del flujo medio favorece la aceleración de los alisios observada (Fig. 5.1.1). De acuerdo con la figura 4.3.1d, la anisotropía en 700 hPa asociada a OE en agosto todavía tiene valores significativos en esta región en agosto al norte y al sur de los vientos alisios, sin embargo, la figura 4.5.1d

muestra que la extensión espacial de la orientación sureste a noroeste al norte de los alisios más intensos en 925 hPa disminuye y comienza la aparición de OE con orientación suroeste a noreste que favorece una tenue desaceleración de los alisios en 925 hPa (Fig. 4.1.1d). La orientación suroeste a noreste en esta zona gana terreno en septiembre (Fig. 4.5.1e), además de que prevalece la anisotropía asociada a OE al norte y al sur del flujo medio (4.4.1e), lo que coincide con la evidente desaceleración de los alisios en 925 hPa en este mes (Fig. 4.5.1e) y, finalmente, en octubre predomina la orientación suroeste a noreste al norte y sur de los alisios en 925 hPa, concordante con la notable disminución del flujo medio en octubre (Fig. 4.1.1f), aunque en este último mes también disminuyen los valores de PKE en 700 hPa por la disminución de la actividad de OE.

En el mar Caribe se observa que la orientación asociada a OE se torna de sureste a noroeste (suroeste a noreste) en el periodo mayo a julio al norte (sur) de la CCC (Fig. 4.5.1). Esta configuración coincide con el periodo donde aparece el gradiente meridional de anisotropía, donde los valores más altos de anisotropía se observan al norte y sur de la CCC. Asimismo, destaca que la aceleración observada de la corriente (Fig. 4.1.1a, b y c) se registra sobre la franja donde los valores de anisotropía son cercanos a cero, por lo que el transporte meridional de momento zonal se encuentra al norte y sur de la CCC. Adicionalmente, la PKE se incrementa gradualmente al norte de la CCC (en torno a 20 °N) (Fig. 4.3.1a, b y c), coincidente con el aumento de la anisotropía observado en esta zona, mientras que al sur de la corriente no se aprecian cambios significativos de PKE (Fig. 4.4.1a, b y c), al igual que en el océano Atlántico tropical, por lo que es posible que la aceleración de los alisios y de la CCC es debida al incremento de la actividad de OE, aumento de anisotropía y al signo del transporte meridional de momento zonal, principalmente al norte del flujo medio. De agosto a octubre se observa que la orientación

asociada a OE se torna gradualmente de suroeste a noreste al norte de la CCC (norte de 12 °N), y al sur de la corriente (sur de 12 °N) prevalece con el mismo sentido respecto al periodo mayo a julio. Se destaca que la PKE en 700 hPa en este periodo se incrementa en agosto y septiembre (Fig. 4.3.1d y e) en la zona de las Antillas mayores, sin embargo, la anisotropía en esta región disminuye ligeramente en agosto (respecto a julio) (Fig. 4.4.1d) y aumenta en septiembre (Fig. 5.4.1e), por lo que se considera que las OE al norte de la CCC tienden a la isotropía en agosto, lo que provoca disminución del transporte meridional de momento zonal y desaceleración de la corriente (Fig. 4.1.1d, e y f), mientras que en septiembre, el sentido de la orientación asociada a OE transporta momento zonal hacia el sur que también favorece la desaceleración de la CCC.

En el océano Pacífico oriental también se observa una configuración de la orientación asociada a OE similar al mar Caribe y océano Atlántico tropical durante el periodo mayo a julio, sin embargo, esta orientación no está distribuida zonalmente, sino que tiene cierta distribución meridional. Además, a pesar de que se registra aumento de la PKE asociada a OE en esta cuenca, no se aprecia la formación de un gradiente meridional de anisotropía (Fig. 4.4.1a, b y c), por lo que es posible que el transporte meridional de momento zonal sea mínimo, coincidente con la nula aceleración de los vientos alisios observados (Fig. 4.1.1a, b y c). En agosto y septiembre la orientación asociada a OE se torna de suroeste a noreste, sin embargo, tampoco se aprecian cambios significativos de los vientos alisios en 925 hPa en esta zona (Fig. 4.1.1d y e), a pesar de que se observan altos valores de PKE (Fig. 4.3.1d y e). Esto coincide con cambios insignificantes de los valores y distribución espacial de la anisotropía (Fig. 4.4.1d y e), por lo que se considera que las OE en esta región tienden a ser isotrópicas, lo que inhibe el transporte meridional de momento zonal y evita la aceleración del flujo medio. En

octubre, se aprecia un cambio adicional de la orientación, ya que se torna nuevamente de sureste a noroeste (Fig. 4.5.1f), sin embargo, los alisios en esta región no se aceleran, coincidente con una evidente disminución de la PKE en 700 hPa (Fig. 4.3.1f) y cambios insignificantes de los valores y distribución de la anisotropía (Fig. 4.4.1f).

5.6 Vector de flujo Eliassen-Palm

En 925 y 700 hPa se observa que el signo de la componente meridional del vector E permanece sin cambios de mayo a julio y de agosto a octubre en la región de influencia de la CCC, al sur de 12 °N (Fig. 4.6.1 y Fig. 4.6.2). En contraste, se registra un cambio de signo de la componente meridional del vector E sobre al norte de 12 °N que favorece la aceleración (desaceleración) de la CCC en el periodo mayo a julio (agosto a octubre).

En el océano Atlántico tropical, el cambio de signo de la componente meridional del vector E solo es evidente en 700 hPa, nivel más energético de las OE, y al norte de 12 °N, ya que en 925 hPa solamente se aprecia incremento de los valores positivos de $(\overline{u'v'})$ al sur de 12 °N en junio, julio, agosto y septiembre (Fig. 4.6.1b, c, d y e), mientras que al norte de 12 °N no se observan cambios significativos. Cuando la diferencia de signos en 700 hPa sobre el Atlántico tropical es significativa (Fig. 4.6.2b, c, d y e), los vientos alisios en 925 hPa son máximos (Fig. 4.1.1b, c, d y e), principalmente en la franja donde el producto $(\overline{u'v'})$ es cercano a cero. Además, la distribución y los cambios de signo del producto $(\overline{u'v'})$ son similares a la distribución y variación de la orientación asociada a las OE.

La componente meridional del vector E también exhibe cambio de signo en el periodo mayo a julio sobre el océano Pacífico oriental, sin embargo, los valores negativos observados sobre México sugieren que las OE sobre esta región son débiles y que el

transporte meridional de momento zonal no es suficiente para favorecer la aceleración de los alisios en esta región. Además, de agosto a octubre se observa incremento de los valores positivos del producto $(\overline{u'v'})$ al norte y sur de 12 °N, que en el océano Atlántico se relaciona con la desaceleración de los alisios. En este sentido, tampoco se observan cambios significativos del flujo medio en este periodo.

Por otro lado, la magnitud y divergencia de E en 925 hPa tiene valores cercanos a cero en el océano Atlántico central (entre 25 °W – 60 °W y 10 °N – 25 °N) (Fig. 4.6.1a) en mayo, posiblemente por la escasa actividad de OE. Conforme aumenta la actividad de OE en junio y julio, la magnitud y divergencia de E también se incrementa (Fig. 4.6.3b y c), sin embargo, al sur de 10 °N, la divergencia de E se torna negativa (convergencia). La formación de este dipolo coincide con la aceleración de los vientos alisios registrado (Fig. 4.1.1b y c). Además, el vector E tiene una componente predominante meridional en este periodo, es decir, $(\overline{u'v'}) > (\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$, dirigido hacia los valores negativos de su divergencia, por lo que se puede considerar que el transporte meridional de momento zonal es mayor al sur de 10 °N, suficiente para acelerar el flujo medio en este periodo. La dirección del vector E y los valores de su divergencia continúan de manera similar al periodo anterior en agosto, septiembre y octubre (Fig. 4.6.3d, e y f), no obstante, en octubre se aprecia una notable disminución de la señal del dipolo, concordante con la disminución de la actividad de OE (Fig. 4.3.1f) y la desaceleración de los alisios observada en este mes (Fig. 4.1.1f).

En el mar Caribe, el vector E en 925 hPa tiene una componente predominante zonal del este justo donde se encuentra la CCC en el periodo mayo a julio, es decir, que $(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) > (\overline{u'v'})$ y $\overline{u'^2} > \overline{v'^2}$, además de valores positivos de divergencia de E. Al

sur de la CCC y al norte de 16 °N (entre 70 ° y 90 °W), el vector **E** tiene componente predominante meridional, es decir que $(\overline{u'v'}) > (\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$ (dominan los flujos meridionales de momento zonal), y la divergencia de **E** es predominantemente negativa (convergencia) (Fig. 4.6.4a, b y c), lo que favorece la formación de la corriente en esta región. De hecho, es similar a la configuración observada en el Atlántico tropical que también favorece la aceleración de los alisios. En contraparte, en agosto, septiembre y octubre predomina una componente meridional del vector **E** y valores negativos de divergencia (convergencia) en la región de entrada al mar Caribe (Fig. 4.6.4d, e y f), además de que al sur de la CCC prevalece la convergencia de **E** asociada a OE, por lo que la desaceleración gradual observada de la corriente en este trimestre ocurre cuando domina el flujo meridional de momento zonal en el mar Caribe y el signo de transporte se torna positivo (Fig. 4.6.2d, e y f).

En el océano Atlántico tropical, la distribución e intensidad del vector **E** y su divergencia son más evidentes en 700 hPa, ya que es el nivel más energético de las OE. Al respecto, en el periodo mayo a julio se observa que dominan los flujos meridionales de momento zonal a lo largo de 20 °N y 8 °N (Fig. 4.6.5a, b y c), lo que favorece la aceleración de los vientos alisios observada justo entre estas dos franjas (Fig. 4.1.1a, b y c). En agosto se aprecia una distribución, intensidad y divergencia de **E** similar a los meses anteriores (Fig. 4.6.5d), concordante con el mantenimiento de los alisios en este mes, sin embargo, en septiembre y octubre disminuye la convergencia de **E** en 20 °N y 8 °N (Fig. 4.6.5e y f), por lo que el transporte meridional de momento zonal también decrece y el flujo medio se desacelera.

En el mar Caribe se observa que, de mayo a julio, al sur de la CCC y en las Antillas mayores (20 °N), el vector **E** es predominantemente meridional y los valores de su

divergencia negativos (convergencia), por lo que en estas zonas domina el transporte meridional de momento zonal. Se destaca que los valores de anisotropía en 700 hPa (Fig. 4.4.2a, b y c) más elevados en esta región se ubican en la misma zona donde predomina la convergencia del vector E , por lo que se puede considerar que la alta incidencia de OE anisotrópicas al sur de la CCC y sobre las Antillas mayores (20°N) tienen una orientación de sureste a noroeste (suroeste a noreste) al norte (sur) de la corriente, tal como se muestra en la figura 4.5.1a, b y c, que favorece la aceleración de la CCC de mayo a julio. En agosto disminuye ligeramente la señal del gradiente meridional de anisotropía (Fig. 4.4.2d), sin embargo, persiste la convergencia del vector E en las Antillas mayores y al sur de la CCC (Fig. 4.6.6d), por lo que la intensidad de la corriente solamente disminuye ligeramente respecto al mes pasado. Finalmente, en septiembre y octubre, la anisotropía asociada a OE se incrementa en la región de entrada al mar Caribe (Fig. 4.4.2e y f), la componente del vector E se vuelve predominantemente meridional y aumenta la convergencia del vector E (Fig. 4.6.6e y f), y la orientación de las OE se torna de suroeste a noreste al norte y sur de la CCC, lo que provoca la desaceleración gradual de la corriente en este trimestre.

En el océano Pacífico oriental, la figura 4.6.5 revela que solamente se observa convergencia del vector E al sur de 10°N , mientras que en torno a 20°N no se aprecia una señal definida, probablemente a la interacción de las OE con el territorio mexicano que las debilita e inhibe el transporte meridional de momento zonal, lo que podría explicar la nula aceleración de los vientos alisios en esta región (Fig. 4.1.1).

6. Conclusiones

El análisis de la variabilidad mensual de la CCC permitió identificar que esta corriente fluctúa durante el periodo mayo a octubre. Adicionalmente, se evidenció que cuando la rapidez del viento en el área de la CCC es máxima (mínima), la precipitación sobre el mar Caribe y cerca de la costa de Quintana Roo, es escasa (máxima).

Por otro lado, se encontró que, desde el punto de vista estacional, la alta incidencia de OE anisotrópicas y con diferente orientación en la región del mar Caribe, principalmente al norte y sur de la CCC, está relacionada a las fluctuaciones de la corriente. En este sentido, se mostró que la formación de un gradiente meridional de anisotropía en 700 hPa y la orientación sureste a noroeste (suroeste a noreste) al norte (sur) de la corriente favorece su aceleración de mayo a julio. En contraste, la desaceleración de la CCC ocurre de agosto a octubre, cuando desaparece el gradiente meridional de anisotropía en 700 hPa y la orientación de las OE se torna de suroeste a noreste al norte y sur de la corriente.

La distribución de la convergencia del vector E en 700 hPa coincide con los sitios de mayor incidencia de OE anisotrópicas al norte y sur de la CCC, e indica que en estas zonas predominan los transportes meridionales de momento zonal asociados a las fluctuaciones de la corriente. Sin embargo, desde el punto de vista estacional, la aceleración de la CCC de mayo a julio es debida a la diferencia de orientación de las OE al norte y sur de la corriente. La CCC se desacelera de agosto a octubre, conforme aumenta la convergencia del vector E en 700 hPa sobre la región de entrada al mar Caribe,

es decir, cuando los transportes meridionales de momento zonal se vuelven predominantes en la zona de influencia de la corriente.

6.2 Trabajo futuro

Se recomienda examinar el balance de momento en el océano Pacífico oriental, ya que, a pesar de la intensa actividad de OE, el viento promedio en la región es débil, en comparación con el océano Atlántico, donde también se observó la intensificación de los vientos alisios en 925 hPa, relacionado con los transportes meridionales de momento zonal, similar a lo que sucede en el mar Caribe.

Hasta ahora, son pocos los estudios que examinan la evolución de la CCC en los meses invernales, por lo que se propone analizar la interacción de esta corriente con perturbaciones de origen extratropical.

7. Referencias

Ahrens, C. D., (2008). *Meteorology Today. An Introduction to Weather, Climate and The Environment*. Ninth Edition. United States, Belmont, California: Brooks/Cole.

Alaka G., y Maloney, E. (2014). The Intraseasonal Variability of African Easterly Wave Energetics. *Journal of Climate*, 27, 6559-6580. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00146.1>

Amador, J. (1998). A climatic feature of the tropical Americas. The trade wind easterly jet. *Temas Meteorológicos y Oceanográficos* (5). pp. 1-13.

American Meteorological Society (AMS). (20 de febrero de 2023). Eliassen-Palm flux. https://glossary.ametsoc.org/wiki/Eliassen-palm_flux

Andrews D., Mahlman, J., and Sinclair, R. (1983). Eliassen-Palm Diagnostics of Wave-Mean Flow Interaction in the GFDL “SKYHI” General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, 2768-2784.

Andrews, D., y McIntyre, M. (1978). Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin Theorems for Waves on Axisymmetric Mean Flows in Compressible Atmospheres, 35, 175-185.

Avila, L. A., Pasch, R. J., y Jiing, J. G., (2000). Atlantic tropical systems of 1996 and 1997: Years of contrasts. *Monthly Weather Review*, 128(10), 3695–3706.

Belanger, J., Jelinek, M., y Curry, J. (2016). A climatology of easterly waves in the tropical Western Hemisphere. *Geoscience Data Journal*, 3, 40-49

Burpee, R., (1972). The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North America. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, 77-90.

Cook, H. K., and Vizy, E. K., (2009). Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship to Precipitation. *American Meteorological Society* (23). pp. 1477- 1494.

Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard A., and Laurent, H. (1999). Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 15, pp. 795-822.

Dominguez, C., Done, J., and Bruyère, C. (2020). Easterly wave contributions to seasonal rainfall over the tropical Americas in observations and a regional climate model. *Climate Dynamics*, 54, 191-209. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04996-7>

García-Martínez, I., and Bollasina, M. (2020). Sub-monthly evolution of the Caribbean Low-Level Jet and its relationship with regional precipitation and atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, 54, 4423-4440. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05237-y>

Gent, P., and McWilliams, J. (1996). Eliassen-Palm Fluxes and the Momentum Equation in Non-Eddy-Resolving Ocean Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 2539-2546.

Herrera, E., Magaña, V., y Caetano, E. (2015). On the dynamics of the Caribbean Low Level Jet. US CLIVAR, Climate Variability and Predictability Program. Poster para la

session II: Ocean-Land-Atmosphere interactions of the Continental Americas and the Caribbean.

Hersbach, Bell, Berrisford, Hirahara, Horányi, Muñoz-Sabater, Nicolas, Peubey, Radu, Schepers, Simmons, Soci, Abdalla, Abellan, Balsamo, Bechtold, Biavati, Bidlot, Bonavita, De Chiara, Dahlgren, Dee, Diamantakis, Dragani, Flemming, Forbes, Fuentes, Geer, Haimberger, Healy, Hogan, Hólm, Janiskova, Keeley, Laloyaux, Lopez, Lupu, Radnoti, de Rosnay, Rozum, Vamborg, Villaume y Thépaut. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1999-2495. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Holbach, H., y Bourassa, M. (2014). The Effects of Gap-Wind-Induced Vorticity, the Monsoon Trough, and the ITCZ on East Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 142, 1312-1325. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00218.1>

Hoskins, B. J., James, I. N., and White, G. H., (1983). The Shape, Propagation and Mean-Flow Interaction of Large-Scale Weather Systems. *Journal Of The Atmospheric Sciences* (40) 7. pp. 1595-1612.

Hsieh, S. y Cook, H. (2008). On the Instability of the African Easterly Jet and the Generation of African Waves: Reversals of the Potential Vorticity Gradient. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 2130-2151. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2552.1>

James, I. N., (1995). *Introduction to Circulating Atmospheres*. United States, New York: Cambridge University Press.

Jiang, X., Lau, N. C., Held, I. M., & Ploshay, J. J. (2007). Mechanisms of the Great Plains low-level jet as simulated in an AGCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(2), 532–547.

Jones, C., and Montini, T., (2016). Climatology of the South American Low-Level Jet from Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). SemanticScholar.

Jones, C., (2019). Recent changes in the South America low-level jet. *Climate and Atmospheric Science* (2) 20. doi: <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0077-5>

Jucker, M. (2021). Scaling of Eliassen-Palm flux vectors. *Atmospheric Science Letters* (22) 4. Pp. 1 – 7. doi: <https://doi.org/10.1002/asl.1020>

Kiladis, N. G., Thorncroft, C. D., and Hall, N. M. J., (2006). Three Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part I: Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences* (63). American Meteorological Society. pp. 2212 - 2230.

Magaña, V. O., Amador, J. A., and Medina, S., (1999). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *American Meteorological Society* (12). pp. 1577-1588.

Magaña, V., y Herrera, E. (2017). Transient-mean flow interactions over the northern tropical Americas. *Proceedings of the First International Electronic Conference on the Hydrological Cycle*, 12–16 November 2017, MDPI: Basel, Switzerland, doi:10.3390/CHyCle-2017-04882

Maldonado, T., Rutgersson, A., Caballero, R., Pausata, F. S. R., Alfaro, E., and Amador, J. (2017). The role of the meridional sea surface temperatura gradient in

controlling the Caribbean low level jet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (122). pp. 5903- 5916.

Marshall, J. (1984). Eddy-mean-flow interaction in a barotropic ocean model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110 (465), pp. 573-590.

Marshall, J., and Plumb, R. (2008). *Atmosphere, Ocean, And Climate Dynamics: An Introductory Text*. Estados Unidos: Elsevier Academic Press.

McIntosh, D. (1972). *Meteorological Glossary*. Publicación de la Meteorological Office núm. 842, A.P. 897. 160 páginas.

Meza-Landero, H. (2020). *Impacto de las Ondas Tropicales del Este en México*. Tesis de Maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Muñoz, E., Busalacchi, A. J., Nigam, S., and Ruiz-Barradas, A., (2008). Winter and Summer Structure of the Caribbean Low-Level Jet. *Journal of Climate* (1). pp. 1260-1276.

Nappo, C. (2013). *An introduction to atmospheric gravity waves, second edition*. Ed. Elsevier, USA.

Olauson, J. (2018). ERA5: the new champion of wind power modelling? *Renewable Energy*, 126, 322-331.

Organización Meteorológica Mundial (OMM). (1992). *Vocabulario Meteorológico Internacional*, N° 182. Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial. Ginebra, Suiza.

Ortega-Vega, O. (2022). Caracterización estacional de las variaciones diurnas del campo de viento en el Istmo de Tehuantepec. Tesis de Maestría. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Pazos, M., Magaña, V., y Herrera, E. (2023). Easterly Wave Activity in the Intra Americas Seas region analyzed with vertically integrated moisture fluxes. *Frontiers in Earth Science* 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1223939>

Plumb, R. (1986). Three-Dimensional Propagation of Transient Quasi-Geostrophic Eddies and Its Relationship with the Eddy Forcing of the Timen-Mean Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43 (16), pp. 1657 – 1678.

Ramon, J., Lledó, L., Torralba, V., Soret, A., y Doblas-Reyes F. (2019). What global reanalysis best represents near-surface winds? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145, 3236-3251.

Reiter, E. (1987). Jet streams . In: *Climatology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/0-387-30749-4_97

Salinas-Prieto, J. (2006). Dinámica de las ondas del este y su interacción con el flujo medio en el caribe. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.

Schulzweida, (2020). CDO User's Guide. Climate Data Operators. Version 1.9.9.

Serra, Y., Kiladis, G., y Cronin, M. (2008). Horizontal and Vertical Structure of Easterly Waves in the Pacific ITCZ. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 1266-1284. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2341.1>

Serra, Y. L., Kiladis, G. N., and Hodges, K. I., (2010). Tracking and Mean Structure of Easterly Waves over the Intra-Americas Sea. *American Meteorological Society* (23). pp 4823-4840.

Shaman, J., Samelson, R., y Skillingstad. (2010). Air-Sea Fluxes over the Gulf Stream Region: Atmospheric Controls and Trends, 23, 2651-2670. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3269.1>

Shieh, O, y Colucci, S. (2010). Local Minimum of Tropical Cyclogenesis in the Eastern Caribbean. *American Meteorological Society*. pp. 186 – 196.

Stensrud, D. J., (1996). Importance of Low-Level Jets to Climate: A review. *Journal of Climate* (9). pp. 1698 – 1711.

Stewart, K., Spence, P., Waterman, S., y England, M. (2015). Anisotropy of Eddy Variability in the Global Ocean. *Ocean Modelling*, 95, 53-65.

Stull, R., B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Sun F., y Yu, J. (2006). Impacts of Central America gap winds on the SST annual cycle in the eastern Pacific warm pool. *Geophysical Research Letters*, 33, 1-4. <https://doi.org/10.1029/2005GL024700>

Thomas, S., Nicolau, S., Martinez-Alvarado, O., Drew, D., y Bloomfield, H. (2021). How well do atmospheric reanalyses reproduce observed winds in coastal regions of Mexico? *Meteorological Applications*, 28 (5). <https://doi.org/10.1002/met.2023>

Thorncroft, C., and Hoskins, B. (1994). An idealized study of African easterly waves. I: A linear view, *Royal Meteorological Society*, 120, pp 953-982.

Thorncroft, C., D. (1995). An idealized study of African easterly waves. III: More realistic basic states. Q.J.R. Meteorol. Soc., 121, 1589-1614.

Thorncroft, C., D. Hall, N. M. J., and Kiladis, G. N. (2008). Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: Genesis. Journal of the Atmospheric Sciences, 65(11), 3596–3607. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2575.1>

Trasviña, A., Barton, E., Brown, J., Velez, H., Kosro, P. and Smith, R. (1995). Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. Journal of Geophysical Research, 100(C10), 20649-20663.

Tuononen, M., Sinclair, V. A., and Vihma, T. (2015). A climatology of low-level jets in the mid-latitudes and polar regions of the Northern Hemisphere. Atmospheric Science Letters (16). Royal Meteorological Society. pp 492-499.

Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. Springer-Verlag. pp. 411-422.

Wang, C. and Lee, S. (2006). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. Geophysical Research Letters, (34). pp. 1-5.

Waterman, S. y Lilly, J. (2015). Geometric Decomposition of Eddy Feedbacks in Barotropic Systems. Journal of Physical Oceanography, (45), pp. 1009-1024. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0177.1>

Whitaker, J., y Maloney, E. (2018). Influence of the Madden-Julian Oscillation and Caribbean Low Level Jet on East Pacific Easterly Wave Dynamics. Journal of the Atmospheric Sciences, 75, 1121-1141. <https://doi.org/DOI: 10.1175/JAS-D-17-0250.1>

Whyte, F., Taylor, M., Stephenson, T. S. and Campbell, J. D. (2008). Features of the Caribbean low level jet. Royal Meteorological Society. *International Journal of Climatology* (28). pp.119-128.

Wu, M., Reale, O., and Schubert, S. (2013). A Characterization of African Easterly Waves on 2.5-6-Day and 6-9-Day Time Scales. *Journal of Climate*, 26, pp. 6750-6774.