



MEDIO AMBIENTE
SECRETARÍA DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES



IMTA
INSTITUTO MEXICANO
DE TECNOLOGÍA DEL AGUA

**COORDINACIÓN DE DESARROLLO
PROFESIONAL E INSTITUCIONAL**

SUBCOORDINACIÓN DE POSGRADO

T E S I S

**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD DE ONDAS DEL ESTE Y SU IMPACTO EN
LA VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL DE PRECIPITACIÓN EN EL TRÓPICO
MEXICANO**

que para obtener el grado de
Doctora en
Ciencias y Tecnología del Agua

presenta
Maura González Robles

Tutor: Dr. José Antonio Salinas Prieto

Jiutepec, Morelos

Año 2021





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 “ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD DE ONDAS DEL ESTE Y SU IMPACTO EN LA VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL DE PRECIPITACIÓN EN EL TRÓPICO MEXICANO”, 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.

Maura González Robles

Jiutepec, Morelos, México, septiembre de 2021





DOCTORADO EN CIENCIAS Y TECNOLOGÍA DEL AGUA

Ante el Jurado integrado por:

Presidente: Dr. Martín José Montero Martínez

Secretario: Dr. Efraín Mateos Farfán

Vocal 1: Dr. José Antonio Salinas Prieto

Vocal 2: Dr. Ernesto Dosantos Caetano

Vocal 3: Dra. Christian Domínguez Sarmiento

Director de tesis

Dr. José Antonio Salinas Prieto

Jiutepec, Morelos, México, septiembre 2021
Instituto Mexicano de Tecnología de Agua



Agradecimientos

Estoy profundamente agradecida con la vida por haber tomado la decisión de realizar un doctorado que sin duda ha sido un proceso lleno de aprendizajes tanto buenos como difíciles de llevar y que me ha proporcionado más años de experiencia en todos los sentidos.

Mi primer reconocimiento es sin duda para mi tutor, el Dr. José Antonio Salinas Prieto y mis sinodales los cuales han sido personas muy abiertas y con la mejor disposición para mejorar mi trabajo.

Agradezco a todos aquellos amigos y compañeros con los que me he topado en este posgrado y en el IMTA ya que han sido mi inspiración y sobre todo para aquellos que me brindaron su amistad sincera.

Agradezco también a Jesús López de la Cruz porque soy afortunada de tener un compañero, amigo y esposo con quien compartir la vida.

Finalmente, agradezco al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua por la beca proporcionada para la realización de este trabajo de investigación y a todo el personal administrativo del posgrado por su disponibilidad y apoyo.

TABLA DE CONTENIDO

.....	1
Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1 Contexto.....	1
1.2 El Niño y La Niña.....	4
1.3 La CCC y la precipitación.....	7
1.4 Las ondas del este (OE).....	8
1.4.1 OE y su asociación con la convección.....	10
1.4.2 Génesis de una OE.....	11
1.4.3 OE y su asociación con sistemas tropicales.....	13
1.5 Corriente en chorro del caribe (CCC).....	15
1.6 Objetivo general.....	19
1.6.1 Objetivos particulares.....	19
1.7 Hipótesis.....	20
1.8 Contenido y estructura de la tesis.....	20
Capítulo 2: Regiones de estudio y datos.....	21
2.1 Descripción de la región de estudio para la CCC.....	21
2.2 Descripción de la región de estudio para las OE.....	21
2.3 Datos meteorológicos.....	23
2.4 Datos del fenómeno El Niño – Oscilación del Sur.....	23
2.5 Datos de precipitación.....	24
Capítulo 3: Metodología.....	25
3.1 Análisis de la CCC.....	25
3.1.1 Estructura meridional y zonal de la CCC para julio.....	26
3.1.2 Divergencia del flujo medio.....	26
3.1.3 Cizalla vertical de la CCC.....	27
3.2 Identificación del desplazamiento de una OE.....	28
3.3 Análisis espectral de las OE.....	29
3.4 Energía cinética asociada a las OE.....	30
3.5 Conteo de OE.....	31
3.6 Análisis estadístico de la influencia del ENSO en el comportamiento de la CCC.....	31
3.7 Balance de momento.....	34

<i>3.8 Precipitación.....</i>	<i>35</i>
<i>Capítulo 3: Resultados.....</i>	<i>36</i>
<i>3.1 Variabilidad de la CCC.....</i>	<i>36</i>
3.1.1 Años ENSO y la CCC	38
3.1.3 Análisis de largo plazo de la CCC	41
3.1.4 Variabilidad de la estructura de la CCC	42
3.1.5 Divergencia del flujo medio	45
3.1.6 Variabilidad de la cizalla vertical del viento zonal	47
<i>3.2 Variabilidad de las OE.....</i>	<i>52</i>
3.2.1 Estructura espectral de OE	54
3.2.2 Estructura espectral media de OE en Años Niño y Niña.....	58
3.2.3 Energía cinética de perturbaciones.....	65
3.2.4 Número de ondas del este	66
<i>3.3 Evaluación de la dependencia entre la CCC y los eventos ENSO</i>	<i>68</i>
<i>3.4 Términos de la ecuación de momento.....</i>	<i>72</i>
3.4.1 Aceleración zonal local.....	72
3.4.2 Término 1. Advección zonal promedio	78
3.4.3 Término 2. Advección meridional promedio	81
3.4.4 Término 3. Zonal perturbado promedio	84
3.4.5 Flujo zonal transportado meridionalmente	87
3.4.6 Término 4. convergencia de momento meridional transportado zonalmente	90
3.4.7 Viento geostrófico	94
3.4.8 Viento ageostrófico	97
<i>3.5 Síntesis de los términos de la ecuación de momento.....</i>	<i>100</i>
<i>3.6 Precipitación durante años Niño, Niña y neutro.....</i>	<i>105</i>
3.6.1 Anomalías de precipitación.....	108
<i>4. Discusión de resultados.....</i>	<i>112</i>
<i>4. Conclusiones</i>	<i>119</i>
<i>Trabajo a futuro.....</i>	<i>122</i>
<i>Referencias.....</i>	<i>123</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. CLIMATOLOGÍA DE LA CCC DE MAYO A NOVIEMBRE (1986-2017).....	2
FIGURA 2. ESQUEMA DINÁMICO DE LA MSD EN EL PACÍFICO DEL ESTE (MAGAÑA ET AL., 1999).....	3
FIGURA 3. FENÓMENOS QUE INTERACTÚAN DIRECTA O INDIRECTAMENTE CON LAS ONDAS DEL ESTE.	4
FIGURA 4. CONDICIONES PROMEDIO DE LA OSCILACIÓN DEL SUR (ENSO) EN SU ETAPA NEUTRAL A TRAVÉS DEL OCEANO PACÍFICO TROPICAL. CLIMATE.GOV	5
FIGURA 5. CONDICIONES PROMEDIO DE LA OSCILACIÓN DEL SUR (ENSO) EN SU ETAPA LA NIÑA A TRAVÉS DEL OCEANO PACÍFICO TROPICAL. CLIMATE.GOV	5
FIGURA 6. CONDICIONES PROMEDIO DE LA OSCILACIÓN DEL SUR (ENSO) EN SU ETAPA EL NIÑO A TRAVÉS DEL OCEANO PACÍFICO TROPICAL. CLIMATE.GOV	6
FIGURA 7. DIAGRAMA DE HÖVMOLLER DE LA CLIMATOLOGÍA DE GPCP (GLOBAL PRECIPITATION CLIMATE PROJECT) PRECIPITACIÓN EN PENTADAS (MM/DÍA) CON TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR SEMANAL (°C) LÍNEAS ROJAS Y VIENTO PROMEDIO SEMANAL A 925 hPa ENTRE 12.5°N Y 15°N DESDE 140°-60°W (HERRERA ET AL., 2015).	7
FIGURA 8. ESQUEMA DE UNA ONDA CON DESPLAZAMIENTO ESTE-OESTE, DONDE LA COMPONENTE “V” DEL VIENTO PRESENTA MAYOR VARIABILIDAD, ASOCIADO A SISTEMAS DE ALTA Y BAJA PRESIÓN.....	8
FIGURA 9. A) RAPIDEZ DEL VIENTO JULIO-SEPTIEMBRE DE 1967. KEP=KWAJALEIN, ENIWETOK Y PONAPE. LA LÍNEA DELGADA PERTENECE A LA RAPIDEZ DE LA ONDA PROMEDIO (-9 m/s), B) DIAGRAMA COMPUESTO DE VELOCIDAD DEL VIENTO MERIDIONAL (M/S) PARA KEP. LAS LETRAS R, N, T Y S SE REFIERE A LA CUÑA, VIENTO DEL NORTE, VAGUADA Y REGIONES CON VIENTO DEL SUR DEFINIDA COMO UNA ESTRUCTURA EN LA TROPÓSFERA BAJA, C) DIVERGENCIA DE LA VELOCIDAD HORIZONTAL COMPUESTA (1000 ⁻⁵ SEG ⁻¹) PARA KEP (REED & RECKER, 1971).	9
FIGURA 10. ESTRUCTURA ESPECTRAL DE JUNIO A AGOSTO DE 1979-2003 DE OLR GLOBAL ALREDEDOR DEL ECUADOR (ES DECIR, DE SIGNO SIMILAR EN LAS MISMAS LATITUDES AL NORTE Y AL SUR DEL ECUADOR) PARA 15°S A 15°N (TOMADO DE (FRANK & ROUNDY, 2006)). LAS ONDAS ANALIZADAS INCLUYEN ONDAS MIXTAS DE ROSSBY-GRAVEDAD (MRG), ONDAS DE DEPRESIÓN TROPICAL O DEL ESTE (OE), ONDAS DE ROSSBY ECUATORIALES (ER), ONDAS DE KELVIN Y LA OSCILACIÓN MADDEN-JULIAN U OSCILACIONES INTRAESTACIONES CON PROPAGACIÓN HACIA EL ESTE (ISOE). LAS ÁREAS REPRESENTAN LAS BANDAS DONDE SE APLICÓ EL FILTRO ESPECTRAL DE DATOS OLR Y VIENTO PARA AISLAR LAS ONDAS.....	11
FIGURA 11. EVOLUCIÓN DE UNA ONDA DEL ESTE AFRICANA, A) INICIACIÓN, B) DESARROLLO BAROCLÍNICO (LOS MÁXIMOS DE PV A NIVEL DEL CHORRO AFRICANO ESTÁN EN COLOR MÁS OSCURO) Y C) DESARROLLO DEL SISTEMA EN LA COSTA OESTE. θ Y θ' CORRESPONDEN A LA TEMPERATURA POTENCIAL Y POTENCIAL PERTURBADO (BERRY & THORNCROFT, 2005).	13
FIGURA 12. NO. DE TORMENTAS TROPICALES Y HURACANES POR AÑO DESDE 1986 A 2019, DATOS DEL NHC A) Y B) CLIMATOLOGÍA DEL NÚMERO DE TORMENTAS TROPICALES FORMADAS EN TODO EL ATLÁNTICO NORTE (LÍNEA SÓLIDA) Y EN LA CUENCA DEL CARIBE (LÍNEA PUNTEADA) DE 1886-1999 (INOUE ET AL., 2002).	15
FIGURA 13. A) CIRCULACIÓN DIRECTA DESDE UNA ENTRADA CONFLUENTE EN UNA LÍNEA DE CHORRO Y CIRCULACIÓN INDIRECTA DIFLUENTE DESDE LA SALIDA DE UNA CC. ESQUEMA MODIFICADO DE UCCELLINI & KOCIN, (1987) Y B) CIRCULACIONES ASOCIADAS CON LA CCC.....	16
FIGURA 14. REGIÓN DEL ÍNDICE (IZQUIERDA), ÍNDICE DE LA CCC (DERECHA) Y CORRELACIÓN ENTRE LAS ANOMALÍAS DE LA TSM CON EL ÍNDICE DE LA CCC DURANTE EL VERANO (INFERIOR). IMAGEN TOMADA DE (WANG, 2007).	17
FIGURA 15. CONVERGENCIA MERIDIONAL DE FLUJO DE MOMENTO ZONAL TRANSPORTADO MERIDIONALMENTE (10 ⁻⁷ M/S ²) EN 925 hPa, A) JUNIO Y B) SEPTIEMBRE.....	18
FIGURA 16. ANÁLISIS COMPUESTO DEL PROMEDIO DE LAS ANOMALÍAS DEL VIENTO ZONAL PARA EL VERANO BOREAL (JUNIO A AGOSTO) EN 925 hPa PARA EVENTOS DE A) EL NIÑO Y B) LA NIÑA (MORA & AMADOR, 2000).....	19
FIGURA 17. REGIÓN DE ESTUDIO PARA CCC.....	21
FIGURA 18. A) EL RECUADRO ROJO CORRESPONDE AL ÁREA SELECCIONADA PARA OBSERVACIÓN DE LAS ONDAS DEL ESTE CON HOVMOLLER Y B) ONDULETAS.....	22
FIGURA 19. SERIE DE TIEMPO DONDE EL FLUJO MEDIO Y PERTURBADO PUEDEN CARACTERIZARSE MEDIANTE LA DESCOMPOSICIÓN DE LAS VARIABLES DE INTERÉS.....	25
FIGURA 20. CORRIENTE EN CHORRO Y VORTICIDAD RELATIVA GENERADA, SIMILAR A LA IMAGEN PRESENTADA EN (HOLTON & HAKIM, 2012).	27
FIGURA 21. ONDULETA MORLET. LA PARTE DE LA IZQUIERDA CORRESPONDE A LA PARTE REAL (LÍNEA CONTINUA) Y LA DE LA DERECHA A LA PARTE IMAGINARIA (LÍNEA DISCONTINUA) EN EL DOMINIO DEL TIEMPO Y LA GRÁFICA DE LA DERECHA CORRESPONDE AL DOMINIO DE LA FRECUENCIA (TORRENCE C., 1998).	29
FIGURA 22. SEÑAL PROCESADA EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA TOMADA DE GRAPS, 2013.....	29

FIGURA 23. DIAGRAMA DE CAJAS DE AÑOS EL NIÑO, NIÑA Y NEUTROS EN LA REGIÓN 3.4 (5 °N-5 °S, 120°-170 °W) MOSTRADOS EN LA TABLA 1. DONDE EN SU MAYORÍA SE OBSERVA UN COMPORTAMIENTO SIMÉTRICO.	32
FIGURA 24. MAGNITUD DEL VIENTO (M/S) A 925 hPa EN 14.25 °N Y 73.25 °W A) DURANTE JJA (LÍNEA ROJA) Y SON (LÍNEA VERDE) Y B) VIENTO MÁXIMO ZONAL EN JULIO. LOS CÍRULOS AMARILLOS INDICAN LOS VALORES MAYORES Y MENORES DE LA MAGNITUD DEL VIENTO, DE ACUERDO A CADA GRÁFICA.	37
FIGURA 25. CCC (M/S) EN UN AÑO A) NIÑO (2015), B) NIÑA (2011) Y C) NEUTRO (2013).	40
FIGURA 26. CLIMATOLOGÍA DE LA CCC (M/S). PANEL SUPERIOR: MJJ DE 1986 A 2017 Y PANEL INFERIOR: ASO DE 1986 A 2017.	42
FIGURA 27. ESTRUCTURA A) ZONAL (12°-16°N Y B) MERIDIONAL (65°-85°W) DE LA CCC DURANTE JULIO. PROMEDIO DE 1986-2017. LAS LÍNEAS ROJAS CORRESPONDEN A LOS AÑOS NIÑO Y LAS LÍNEAS AMARILLAS A AÑOS NIÑA.	44
FIGURA 28. A) DIVERGENCIA (1E ⁻⁵ S ⁻¹) A 925 hPa DE JULIO DE (1986-2017) Y B) MAGNITUD DEL VIENTO PROMEDIO DE JULIO (1986-2017). SE OBSERVA EL PROMEDIO DE LA MAGNITUD DE LA CCC EN JULIO (ENTRADA DE LA CCC A PARTIR DE 65°W APROX.) EMPATADA CON LA DIVERGENCIA A LA SALIDA DE LA CCC (EN ROJO).	46
FIGURA 29. CIZALLA 250-925 hPa DE MAYO A NOVIEMBRE EN AÑOS: A) NIÑO Y B) NIÑA Y C) NEUTRO.	49
FIGURA 30. CIZALLA VERTICAL ENTRE 250-925 hPa (M/S) DE MAYO A NOVIEMBRE, A) AÑO NIÑO: 2015 Y B) PROMEDIO DE MAYO A NOVIEMBRE DE 1986-2017.	50
FIGURA 31. DIAGRAMA DE HOVMÖLLER DE VIENTO MERIDIONAL (M/S), MAYO A OCTUBRE DE: A) AÑO NIÑO 2015, B) AÑO NIÑA 2011 Y C) AÑO NEUTRO 2013. LA LÍNEA NEGRA DELIMITA EL ÁREA DEL CARIBE Y LAS LÍNEAS ROJAS EL ÁREA CONTINENTAL MEXICANO.	53
FIGURA 32. ONDULETAS DE VIENTO MERIDIONAL (M/S), A) AÑO NIÑO, 2015, B) AÑO NIÑA 2011 Y C) AÑO NEUTRO 2013.	57
FIGURA 33. PROMEDIO DE ONDULETA DE VIENTO MERIDIONAL A 700 hPa ARRIBA: A) MAY A NOV: 1986-2017, B): AÑOS NIÑO Y C) AÑOS NIÑA.	61
FIGURA 34. ANOMALÍA DE ONDULETA DE VIENTO MERIDIONAL A 700 hPa, A) AÑOS NIÑO MENOS PROMEDIO (1986-2017) Y B) AÑOS NIÑA MENOS PROMEDIO (1986-2017).	64
FIGURA 35. ENERGÍA CINÉTICA PERTURBADA A 700MB EN M ² /S ² (MAYO A NOVIEMBRE), A) AÑOS NIÑO Y B) AÑOS NIÑA.	66
FIGURA 36. NÚMERO DE OE EN 4 PUNTOS ESPECÍFICOS A 14.25°N Y 25°W, 55°W, 75°W Y 100°W, LAS LÍNEAS ANARANJADAS MARCAN LOS AÑOS NIÑO Y LAS VERDES LOS AÑOS NIÑA.	67
FIGURA 37. RELACIÓN ESTADÍSTICA ENTRE LOS AÑOS NIÑO, NIÑA Y NEUTROS DONDE EL COLOR ROJO REPRESENTA LA ACEPTACIÓN DE LA HIPÓTESIS ALTERNATIVA (PARA UN NIVEL DE SIGNIFICANCIA DEL 95%); ES DECIR QUE LA INTENSIDAD DE LA CCC SI DEPENDE DEL FENÓMENO ENSO Y LOS COLORES BLANCOS MUESTRAN LO CONTRARIO. LA INTENSIDAD DEL COLOR ROJO ES INDICATIVO DEL NIVEL DE SIGNIFICANCIA ESTADÍSTICA.	69
FIGURA 38. PROMEDIO DE VIENTO ZONAL EN EL ÁREA DEL CARIBE DE JJA DE: A) AÑO NIÑA 1999 VS AÑOS NIÑO, B) AÑO NIÑA 1999 VS AÑOS NEUTRO, C) AÑO NIÑO VS AÑOS NEUTRO Y D) AÑO NIÑO 2015 VS AÑOS NIÑO. DONDE EN EL 2015, SE OBSERVAN LAS MEDIAS DEL RESTO DE AÑOS NEUTRO Y RESTO DE AÑOS NIÑA ESTÁN POR DEBAJO DEL AÑO NIÑA 1999 Y CASO CONTRARIO EN EL AÑO NIÑO 2015.	71
FIGURA 39. ACELERACIÓN ZONAL PROMEDIO A 925 hPa (1E ⁻⁷ M/S ²) EN JJA DE 10 AÑOS DE: A) NIÑO B) NIÑA Y C) NEUTRO.	73
FIGURA 40. IGUAL QUE LA FIGURA 39 PERO PARA SON.	75
FIGURA 41. ACELERACIÓN ZONAL PROMEDIO A 925 hPa (1E ⁻⁷ M/S ²) EN JULIO DE 10 AÑOS DE: A) NIÑO B) NIÑA Y C) NEUTRO.	77
FIGURA 42. ADVECCIÓN ZONAL PROMEDIO A 925 hPa (1E ⁻⁶ M/S ²) EN JJA. AÑOS NIÑO A), AÑOS NIÑA B) Y C) AÑOS NEUTRO.	79
FIGURA 43. IGUAL QUE LA FIGURA 42 PERO PARA SON.	80
FIGURA 44. ADVECCIÓN MERIDIONAL PROMEDIADO A 925 hPa (1E ⁻⁵ M/S ²) EN JJA. A) AÑOS NIÑO, B) AÑOS NIÑA Y C) AÑOS NEUTRO.	82
FIGURA 45. IGUAL QUE LA FIGURA 44 PERO PARA SON.	83
FIGURA 46. ADVECCIÓN DEL TÉRMINO ZONAL PERTURBADO PROMEDIO A 925 hPa (1E ⁸ M/S ²) DE JJA. AÑOS NIÑO A) Y AÑOS NIÑA B) Y C) AÑOS NEUTRO.	85
FIGURA 47. IGUAL QUE LA FIGURA 46 PERO PARA SON.	86
FIGURA 48. FLUJO ZONAL MEDIO TRANSPORTADO MERIDIONALMENTE A 925 hPa (M/S ²) EN JJA. AÑOS NIÑO A) Y AÑOS NIÑA B) Y C) AÑOS NEUTRO.	88
FIGURA 49. IGUAL QUE LA FIGURA 48 PERO PARA SON.	89
FIGURA 50. CONVERGENCIA MERIDIONAL PROMEDIO A 925 hPa (1E ⁷ M/S ²) EN JJA. AÑOS NIÑO A) Y AÑOS NIÑA B) Y C) AÑOS NEUTRO.	91
FIGURA 51. IGUAL QUE LA FIGURA 50 PERO PARA SON.	92
FIGURA 52. VIENTO GEOSTRÓFICO (M/S ²) A 925 hPa DE JJA, A) AÑOS NIÑO, B) AÑOS NIÑA Y C) AÑOS NEUTRO.	95
FIGURA 53. IGUAL QUE LA FIGURA 52 PERO PARA SON.	96
FIGURA 54. VIENTO AGEOSTRÓFICO (M/S ²) A 925 hPa DE JJA, A) AÑOS NIÑO, B) AÑOS NIÑA Y C) AÑOS NEUTRO.	98
FIGURA 55. IGUAL QUE EN LA FIGURA 54 PERO PARA SON.	99
FIGURA 56. TÉRMINOS DE LA ECUACIÓN DE MOMENTO PARA JJA. LATITUD FIJA DE 14.25 °N EN: AÑOS NIÑO, AÑOS NIÑA Y AÑOS NEUTRO.	102

FIGURA 57. TÉRMINOS DE LA ECUACIÓN DE MOMENTO PARA SON. LATITUD FIJA DE 14.25 °N EN: AÑOS Niño , AÑOS Niña Y AÑOS NEUTRO	102
FIGURA 58. VIENTO AGEOSTRÓFICO (1ER EJE) Y GEOSTRÓFICO (2DO EJE) A 925 hPa EN M/S EN JJA Y EN M/S ² . PROMEDIO DE 60°W A 95°W Y LATITUD DE 14.25 EN AÑOS Niño, Niña Y NEUTRO (VG=VIENTO GEOSTRÓFICO Y VA=VIENTO AGEOSTRÓFICO).	103
FIGURA 59. VIENTO AGEOSTRÓFICO (1ER EJE) Y GEOSTRÓFICO (2DO EJE) A 925 hPa EN SON Y EN M/S ² . PROMEDIO DE 60°W A 95°W Y LATITUD DE 14.25 EN AÑOS Niño, Niña Y NEUTRO (VG=VIENTO GEOSTRÓFICO Y VA=VIENTO AGEOSTRÓFICO).	104
FIGURA 60. PRECIPITACIÓN EN MM/MES EN AÑOS Niño PRESENTES ENTRE 1986 A 2017 DESDE MAYO (MES=5) HASTA NOVIEMBRE (MES=11).	106
FIGURA 61. PRECIPITACIÓN EN MM/MES EN AÑOS Niña PRESENTES ENTRE 1986 A 2017 DESDE MAYO (MES=5) HASTA NOVIEMBRE (MES=11).	106
FIGURA 62. PRECIPITACIÓN EN MM/MES EN AÑOS NEUTRO PRESENTES ENTRE 1986 A 2017 DESDE MAYO (MES=5) HASTA NOVIEMBRE (MES=11).	107
FIGURA 63. DIFERENCIA DE PRECIPITACIÓN EN MM/DÍA. LAT: 10-25°N, AÑOS Niño-Niña, CON DATOS DE ERA-5.....	109
FIGURA 64. DIFERENCIA DE PRECIPITACIÓN EN MM/DÍA. LAT: 10-25°N, AÑOS Niño-NEUTRO, CON DATOS DE ERA-5.	109
FIGURA 65. DIFERENCIA DE PRECIPITACIÓN EN MM/DÍA. LAT: 10-25°N, AÑOS Niña-NEUTRO, CON DATOS DE ERA-5.	110
FIGURA 66. ESQUEMA DE LA DINÁMICA PRESENTE EN LOS TRÓPICOS DESDE LA FORMACIÓN DE UNA OE E INTERACCIÓN DE ESTAS CON LA CCC, DONDE AEW SE REFIERA A LAS ONDAS DEL ESTE AFRICANAS, AEJ AL CHORRO DEL ESTE AFRICANO Y PV A LA VORTICIDAD POTENCIAL. ELABORACIÓN PROPIA.	121

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. AÑOS REPRESENTATIVOS DE ÍNDICE OCEÁNICO DEL NIÑO (NOI) SELECCIONADOS EN ESTE TRABAJO DENTRO DE LOS AÑOS DE 1986 A 2017. (FUENTE: HTTPS://ORIGIN.CPC.NCEP.NOAA.GOV/PRODUCTS/ANALYSIS_MONITORING/ENSOSTUFF/ONI_V5.PHP)	23
TABLA 2. PUNTOS (EN °W) DONDE SE IDENTIFICARON LAS OE POR AÑO.	31
TABLA 3. UBICACIÓN DE LA CCC DURANTE UN AÑO NIÑO (2015), UN AÑO NIÑA (2011) Y UN AÑO NEUTRO (2013).	41
TABLA 4. NÚMERO DE ONDAS IDENTIFICADAS EN EL AÑO 2005.	67

RESUMEN

En este trabajo se analizaron los sistemas atmosféricos que aportan variabilidad climática a México y Centroamérica como son: la Corriente en Chorro del Caribe (CCC) y las ondas del este (OE), la primera en el Caribe y la segunda en diferentes puntos del Atlántico; más específicamente, desde la costa africana hasta el sur de México. Ambos sistemas aportan humedad en Centroamérica, Golfo de México y Océano Pacífico principalmente, además son importantes para los trópicos al modular la convección cuya variabilidad puede afectar el número de huracanes en el Atlántico y modificar la precipitación causando estragos como: deslaves, inundaciones, daños en infraestructura y daños socioeconómicos.

Los datos utilizados en este estudio son de Reanálisis ERA-Interim con resolución temporal horaria y espacial de 75 km, para la precipitación se utilizaron datos de ERA-5 con resolución espacial de 9 km. La CCC y las OE son fenómenos que interactúan a escala local con diferentes tipos de sistemas característicos de latitudes tropicales con variabilidad estacional, anual e interanual. Para analizar la variabilidad se identificaron y analizaron años Niño, Niña y neutro significativos, esto por ser la causa de la mayor variabilidad climática en el trópico.

El análisis de variabilidad aplicado es de largo plazo (30 años) e incluyó entre otros resultados, obtener la magnitud del viento en un punto máximo del núcleo de la CCC (14.25°N y 73.5°W) por año; en junio, julio y agosto (JJA) (septiembre, octubre y noviembre, SON) y se encontró tanto en julio y en el trimestre de JJA, la CCC es más intensa durante años Niño (*Niña*) ya que varía entre 12 a 18 m/s (*menor a 12 m/s*), con una extensión zonal de entre 8° a 14° (menor a 10°) y meridional de entre 5° a 6° respectivamente (*menor a 4°*) lo que da como resultado cambios en los valores de cizalla ideales para contribuir con la ciclogénesis los cuales deben ser mayores a 10 m/s (*7.5 m/s*) y menores a 16 m/s (*12.2 m/s*).

Por otro lado, la varianza espectral promedio de OE en años Niño (Niña) se centran entre septiembre y agosto (*septiembre a noviembre*) cada 7 a 13 días (*5 a 13 días*) donde dominan las anomalías positivas (*negativas*) en las 4 zonas de estudio, signo de que hay mayor influencia durante un año Niño en diferentes puntos del Océano Atlántico tropical y las bifurcaciones por la presencia de la CCC se observan más (*menos*) definidas, la energía cinética en años Niño (*Niña*) también es menor (*mayor*) en el Atlántico y Pacífico, donde el número de OE presenta menor (*mayor*) variabilidad entre un punto y otro e incrementa generalmente el número de OE con la longitud desde África hacia el territorio mexicano. En años neutro no se muestra un patrón característico.

Se realizó, un análisis estadístico y dinámico, donde primeramente, para identificar la influencia del fenómeno ENSO en la intensidad de la CCC, se aplicó una prueba de Mann-Whitney lo que se traduce en que la intensidad del viento zonal en el Caribe sí depende del fenómeno ENSO presente; mientras que del lado dinámico, se concluye que los términos advectivos presentan diferentes patrones en la entrada, núcleo y salida de la CCC y la convergencia de momento zonal transportado meridionalmente asociado a perturbaciones, es un término que explica gran parte de la dinámica presente en el Caribe, durante años

Niño, Niña y neutro tanto en JJA y SON, donde la convergencia resultó ser mayor en años Niño durante los meses de intensificación de la CCC (JJA) y mayor en años Niña en SON y con esto último, se corrobora la hipótesis planteada, de que la convergencia meridional de momento asociada a OE es mayor (menor) en los meses de JJA (SON) y su variabilidad interanual está modulada por el fenómeno ENSO.

Las variaciones anuales de la precipitación, están ligadas a los movimientos estacionales de la circulación general de la atmósfera, siendo más intensas a partir de junio a octubre y en general mayores en años Niña, mientras que las variaciones diarias son más complejas y tomando en cuenta los factores que modulan la precipitación en los trópicos como la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la CCC, la presencia de OE, ciclones tropicales; entre otros, se encontró que la varianza energética se ve disminuida durante años Niño en los espectros de ondulata asociado a perturbaciones, y es mayor durante años Niña en la región del Caribe; así mismo, la energía cinética es menor a lo largo del Caribe, centro y sureste de México en años Niño con mayor intensidad en la CCC, contrario en caso de años Niña y considerados en este caso como factores asociados con la disminución de la precipitación en años Niño.

Capítulo 1: Introducción

1.1 Contexto

La dinámica de la atmósfera y el océano tienen diversas escalas espaciales y temporales, un tipo de movimiento muy eficiente para transportar energía a grandes distancias con poca disipación, son las oscilaciones, como las Ondas del Este (OE) y la Oscilación Madden Julian (OMJ), éstas últimas tienen una frecuencia temporal entre 40 a 60 días y es conocida por modular la actividad de los ciclones tropicales a nivel mundial (Gottschalck & Higgins, 2008; Zhang & Dong, 2004), o de menor frecuencia como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés), y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés), las cuales modulan las circulaciones atmosféricas en el tiempo y espacio modificando el flujo medio donde se propagan las ondas de mayor frecuencia como las perturbaciones tipo depresión tropical (TD, por sus siglas en inglés).

Las oscilaciones atmosféricas pueden ser descritas teóricamente por las ecuaciones de movimiento de un fluido (Navier Stokes) y diagnosticadas por principios de conservación de energía. Algunos investigadores se han enfocado en la solución analítica de estas ecuaciones, como Carlson, (1969) y Matsuno, (1966) este último consideró un flujo con movimiento del oeste donde las escalas horizontales son mucho mayores a las verticales (movimientos de gran escala) y confinado entre dos límites: El primero por la superficie de la tierra desde valles a montañas u océano hasta una capa superior y dentro de estas soluciones están: Las ondas de Kelvin, ondas de Rossby ecuatorial (RO, por sus siglas en inglés), las ondas de Rossby-gravedad mezclada (MRG, por sus siglas en inglés) y ondas de gravedad inercial contribuyen a la variabilidad convectiva tropical.

Las depresiones tropicales forman parte de los sistemas sinópticos en forma de onda, definidos como vórtices, producto de una anomalía con propagación hacia el oeste también llamadas ondas del este u ondas del este africanas (Kiladis et al., 2009), caracterizadas como paquetes de onda tipo Rossby las cuales son dispersivas (Molinari et al., 1997), se presentan durante el verano y el otoño en la región del Pacífico y Atlántico donde la mayoría se forman en África, Caribe y Pacífico Oriental. El estudio de las OE sobre el Atlántico tomó interés por la necesidad de entender la dinámica tropical en esta región y por su influencia en la formación de depresiones tropicales, tormentas y huracanes correspondiente al 60-65% (Pasch et al., 1998), donde el 80% de huracanes intensos en el Atlántico se desarrollan a partir de perturbaciones tipo ondas (Landsea, 1993); de igual forma, la variabilidad espacial y temporal de las OE puede afectar el número de huracanes en el Atlántico y Belanger et al., 2016 mencionan que las OE constituyen un fenómeno meteorológico de gran relevancia para los trópicos, especialmente para aquellos países donde modulan precipitación como las islas caribeñas, Centroamérica, parte de Sudamérica, sur y sureste de México y regiones colindantes del Caribe.

Es en este contexto, en la región del Caribe, existe una corriente atmosférica predominante del este conocida en la literatura como Corriente de Chorro del Caribe (CCC). Este fenómeno se caracteriza por tener su

núcleo en 925 hPa y se localiza entre 68° a 80°W y 11°N a 17°N aproximadamente (Figura 1), en este caso usando datos Era-Interim presenta una intensidad media de 12 m/s en 32 años de mayo a noviembre; además, se observa a lo largo de todo el año gran variabilidad temporal, no registra migración, únicamente se intensifica o debilita de acuerdo a la estación del año y se caracteriza por tener dos máximos uno en verano y otro en invierno; específicamente en julio y febrero (éste último mes no se analiza en este trabajo). El incremento de su intensidad en mayo, un máximo en julio y decremento a partir de septiembre, es una característica climatológica importante de la región del Caribe durante los meses de verano y presenta una gran variabilidad anual, semianual y estacional, la cual es una de las piedras angulares de este fenómeno que se analiza detenidamente en este trabajo.

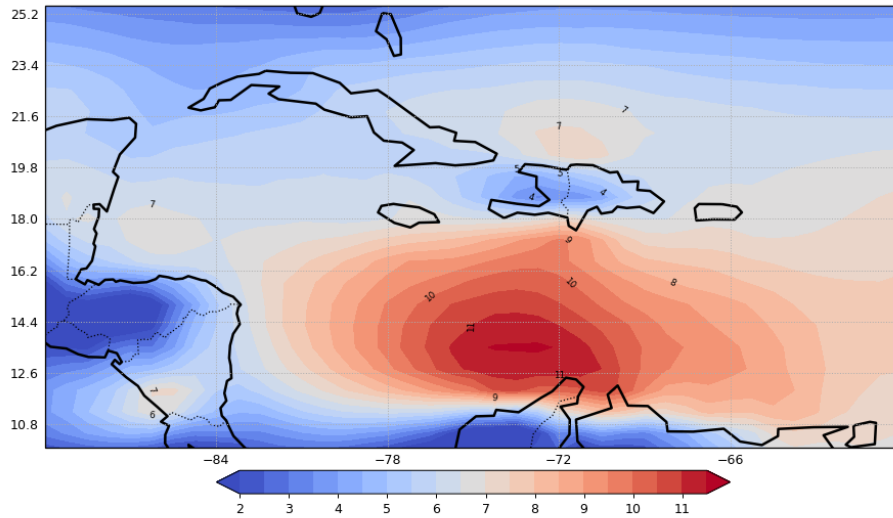


Figura 1. Climatología de la CCC de mayo a noviembre (1986-2017).

Las corrientes en chorro fueron descritas desde la década de los 30 del siglo pasado y cobraron interés hasta la década de los 50 (Whyte et al., 2008). Dentro de los investigadores más reconocidos por el estudio de la CCC fue Stensrud, (1996) al definir un perfil vertical máximo del viento horizontal a bajos niveles donde el autor menciona que los vientos máximos en este nivel son importantes para los flujos horizontales y verticales de temperatura y humedad asociados con la evolución y desarrollo de convección profunda, estas relaciones con una corriente en chorro de niveles bajos la convierten en un fenómeno meteorológico importante de mesoescala y parte del clima global de escala regional y estacional. Por otra parte, las corrientes en chorro de niveles bajos son importantes para la comprensión de fenómenos biológicos tales como los insectos y aves que se benefician de estas corrientes en sus migraciones y que a su vez estarían afectando a agricultores, a la salud, afluencia de plagas o agentes patógenos, entre otros y sería interesante conocer el patrón de vegetación resultante de estas consideraciones.

Por otro lado, se ha mencionado también que la CCC es un regulador del clima regional, con persistencia en su dirección y ubicación, su máxima intensidad en julio es coincidente con el inicio de la sequía intraestival (MSD por sus siglas en inglés) de julio y agosto (Magaña & Caetano, 2005; Whyte et al., 2008), autores como Mendez & Magaña, (2009); (Magaña et al., 1999) relacionaron esta variabilidad estacional de la CCC con la ocurrencia de la MSD en la costa del Pacífico de América central y sur de México ya que ésta es una característica dominante de la precipitación en México y es definida por un mínimo de lluvia durante julio

y agosto a comparación de junio y septiembre-octubre (Cook & Vizy, 2010; Herrera et al., 2015), debido al incremento del viento promedio del este entre julio y agosto, asociados con la CCC y su divergencia que inhiben la formación de actividad convectiva sobre la alberca de agua caliente del Pacífico del este y la subsidencia que ocasiona cielo despejado en el lado del Pacífico de América central (Magaña et al., 1999). El flujo de humedad se intensifica al comienzo de la MSD y se debilita al final, debido a la temperatura de la superficie del mar (TSM) de la alberca de agua caliente del Pacífico del este. De igual forma, se ha mostrado que la señal de la MSD en la parte sur de México es mayor bajo condiciones de El Niño que bajo condiciones La Niña (Herrera et al., 2015).

Un aspecto por destacar yace en que la MSD no solo influye en la región del sur de México y la costa del Pacífico de Centroamérica sino también en la precipitación del Caribe y América central (Figura 2).

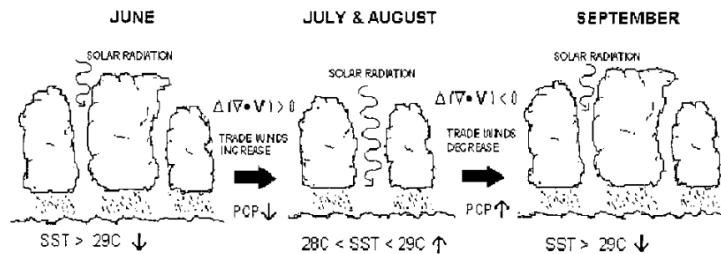


Figura 2. Esquema dinámico de la MSD en el Pacífico del este (Magaña et al., 1999).

La CCC forma parte del mecanismo de transporte de humedad desde el Atlántico tropical hacia la cuenca del Caribe y de ahí a partir de dos ramificaciones transporta humedad hacia la región central de Estados Unidos y hacia la región del Pacífico (Muñoz et al., 2008). Las variaciones en la intensidad de la CCC afectan a escala regional. Por otro lado, el Caribe es un área poco estudiada a pesar de ser afectada directamente por sistemas climáticos y meteorológicos de diversas escalas (Figura 3) que inciden sobre esta región y que influyen en la lluvia de México y Centroamérica, desde tormentas tropicales, huracanes, sistemas convectivos, frentes fríos, vientos del este, corriente en chorro del Caribe (CCC), Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), contrastes entre la TSM en el Pacífico y Caribe, El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y MJO, entre otros.

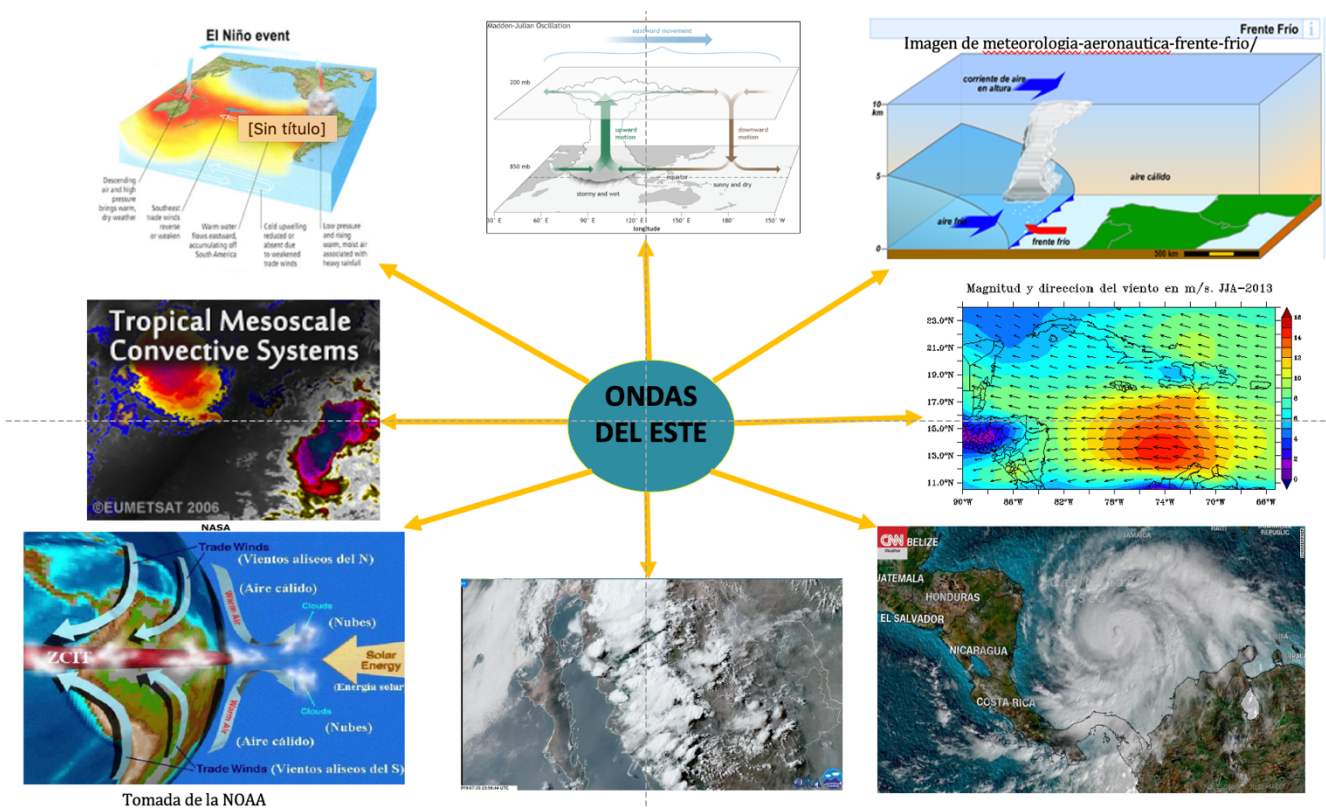


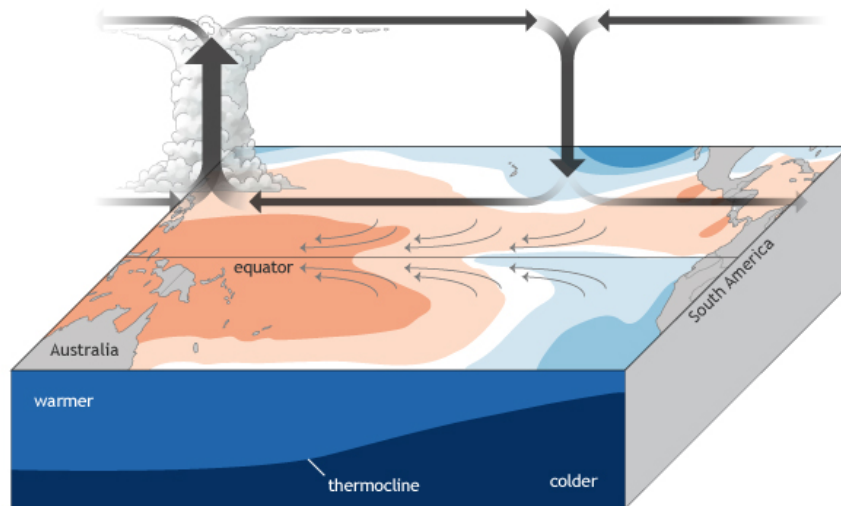
Figura 3. Fenómenos que interactúan directa o indirectamente con las ondas del este.

1.2 El Niño y La Niña

En este estudio se consideran los efectos del fenómeno de El Niño y La Niña también conocidos como ENSO (El Niño – Southern Oscillation), ya que son la causa de la mayor señal de variabilidad climática en el trópico, especialmente en el Océano Pacífico y corresponde con el incremento o disminución de la TSM (Temperatura de la Superficie del Mar) siendo más cálida (fría) a lo normal en el caso de El Niño (La Niña) con incremento (debilitamiento) de los vientos alisios en el Caribe, mientras que esta TSM a lo largo del Océano Pacífico central, tropical y oriental y frente a las costas de Perú, Ecuador y sur de Colombia como ya se había mencionado se incrementa en años Niño (Figura 4). Tales condiciones van acompañadas de cambios en la circulación atmosférica y oceánica que afectan el clima global, el ecosistema marino, la pesca y actividades humanas en general (Timmermann et al., 2018) las cuales se explican con más detalle a continuación:

Al hablar del fenómeno ENSO, se habla indirectamente de la retroalimentación océano-atmósfera que se observa en la región del Pacífico tropical occidental y oriental, surge de una retroalimentación positiva al ser el ENSO un acoplamiento de procesos físicos, no se sabe con exactitud el inicio, pero está involucrado un enfriamiento (calentamiento) de la TSM producto del incremento (disminución) de los vientos alisios (Figura 4) en el Pacífico tropical¹.

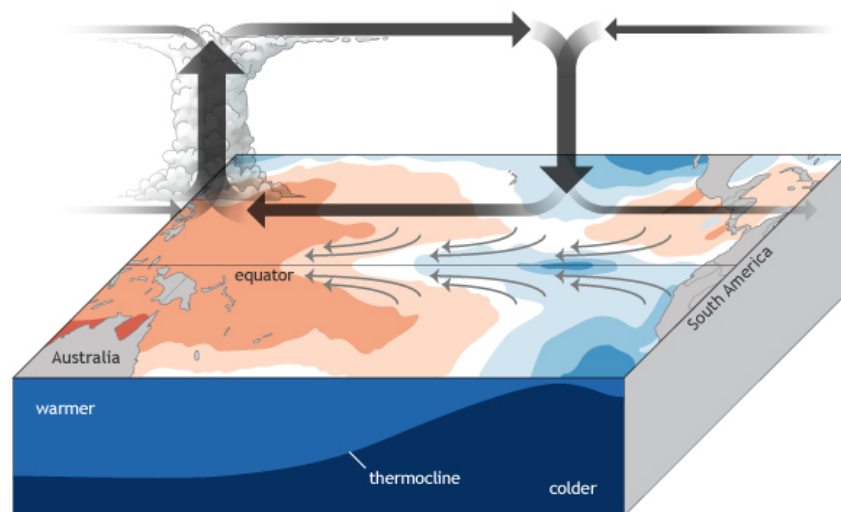
¹ tropical.climate.gov



NOAA Climate.gov

Figura 4. Condiciones promedio de la Oscilación del sur (ENSO) en su etapa neutral a través del Océano Pacífico tropical. Climate.gov

En el caso de La Niña, se incrementa la temperatura en el Pacífico occidental y enfriamiento de las aguas superficiales en el Pacífico oriental; es decir, el gradiente de TSM se intensifica, siendo mayor a lo normal y ocurre una fuerte convección en el Pacífico occidental debido a que las masas de aire sobre las TSM cálidas se elevan, ocasionando fuertes tormentas y contrario a lo que pasa en el lado frío (Océano Pacífico del este) donde ocurre subsidencia generando aire seco y ocasiona que los vientos del este que se mueven a lo largo del ecuador se intensifiquen (Figura 5). Los vientos favorecen el transporte de agua fría hacia el occidente y en su recorrido a lo largo del Pacífico, las masas de agua se van calentado por la radiación solar hasta llegar al Pacífico occidental donde se acumula agua más cálida en Indonesia para continuar con la convección y precipitación (el aire caliente y húmedo que se eleva) contrario al Pacífico del este donde domina escasa convección (Figura 5).



NOAA Climate.gov

Figura 5. Condiciones promedio de la Oscilación del sur (ENSO) en su etapa La Niña a través del Océano Pacífico tropical. Climate.gov

Durante El Niño, los vientos alisios se debilitan y las masas de agua se invierten, las cálidas se mantienen sobre el Pacífico central y oriental favoreciendo movimiento ascendente con convección y lluvias, y sobre el Pacífico occidental (Indonesia) la TSM se enfría disminuyendo la convección, la lluvia y favoreciendo el hundimiento de las aguas superficiales del Océano, además de la inversión de la célula de Walker (Figura 6). Entonces, los vientos superficiales más débiles reducen el afloramiento de agua fría del Océano Pacífico oriental al occidental e incrementa la TSM y por lo tanto el nivel del mar genera estas variaciones atmosféricas donde se ven involucrados, la TSM, la precipitación y presión a nivel del mar, principalmente.

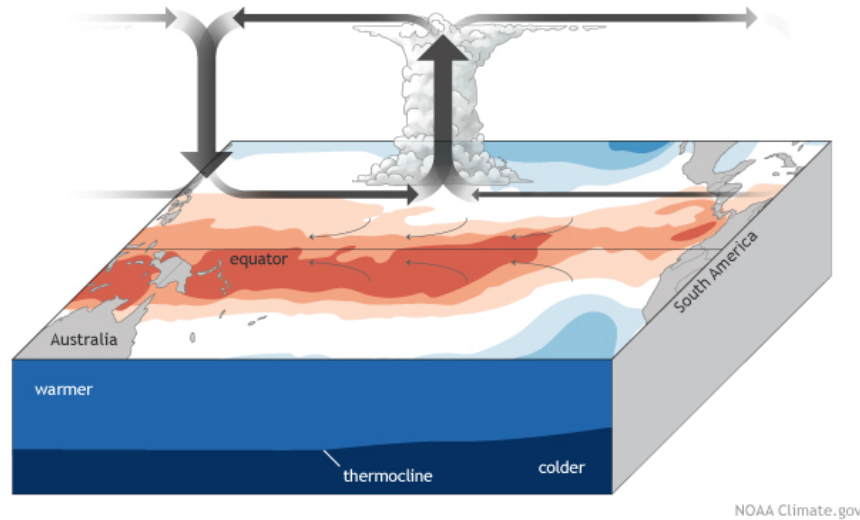


Figura 6. Condiciones promedio de la Oscilación del sur (ENSO) en su etapa El Niño a través del Océano Pacífico tropical. Climate.gov

Autores como Magaña V., Amador J. A. & Medina, 1999, mencionan que la señal de El Niño durante el verano en México provoca que las lluvias disminuyan en verano y otoño en gran parte del país, ya que uno de los procesos dinámicos asociados a esta disminución de la actividad convectiva en México es la ITCZ (Intertropical Convergence Zone, por sus siglas en inglés), la cual oscila entre 12-15°N en el Pacífico NE tropical y permanece muy cercana al ecuador. Las mayores lluvias se dan en la costa del Pacífico occidental; mientras que, en años normales la convergencia está dominada por el contraste térmico entre la alberca de agua caliente del Pacífico mexicano y la lengua de agua fría en las costas de Perú, generando una circulación directa tipo Hadley el cual desaparece durante El Niño (<http://www.siac.gov.co/ninoy Nina>). Esto genera consecuencias como pérdidas de miles de hectáreas de bosque por incendios forestales y sequías. Cada evento de ENSO dependiendo de su intensidad, provoca impactos socioeconómicos que varían de acuerdo al nivel de vulnerabilidad social y que además repercute a escala mundial.

1.3 La CCC y la precipitación

A pesar de que la CCC se localiza sobre la región del Caribe, sus efectos alcanzan la costa del Pacífico ya que esta corriente disminuye la TSM en el Pacífico de América central y trae consigo grandes cambios en la convección tropical por la relación existente entre la precipitación y la TSM. La convergencia en niveles bajos en la zona de la alberca de agua caliente del Pacífico tropical del noreste se desplaza hacia el oeste haciendo que dominen condiciones menos favorables para la convección tropical en julio y agosto dando lugar a la sequía intraestival (MSD) (presente en latitudes mayores a 10°N) la cual es parte del ciclo estacional modificando el patrón de lluvia sobre el centro-sur de México, Centroamérica y parte del Caribe.

A la salida de la CCC (zona de desaceleración) se observa un máximo de convergencia en niveles bajos que coincide con el máximo de precipitación al este de la costa del Caribe, principalmente en Nicaragua y Costa Rica; por el contrario, donde hay divergencia de niveles bajos (norte de Venezuela y este del Caribe) se da una escasa precipitación (Mora & Amador, 2000), con máxima divergencia en superficie. El mínimo de precipitación de verano en el Caribe está relacionado con la CCC a través de una mayor divergencia del flujo de humedad (Muñoz et al., 2008).

De igual forma; en septiembre la CCC se debilita, se incrementa la TSM y hay un cambio en la convergencia de niveles bajos entre 90°W y 110°W; es decir, un desplazamiento hacia el este que genera un segundo máximo sobre la alberca de agua caliente del Pacífico tropical del noreste, observando que hay desplazamiento de la precipitación media que está en fase con la MSD (Herrera et al., 2015); además de que la precipitación acumulada durante julio en el Caribe es dos veces mayor a la observada en las regiones circundantes en la salida de la CCC; es así que, al llover en un lugar plano como el océano, se asocia a la convergencia de flujos de humedad por la salida de la CCC y no por el efecto orográfico y Herrera et al., (2015) mencionan que la precipitación en julio es de 900 mm/mes aproximadamente en la parte de Centroamérica y podría considerarse de las regiones más húmedas del mundo (Figura 7); por lo tanto, la CCC influye directamente en la precipitación a nivel regional en el Caribe y de igual forma se esperaría una diferencia marcada entre los años Niño y Niña de precipitación en esta misma región.

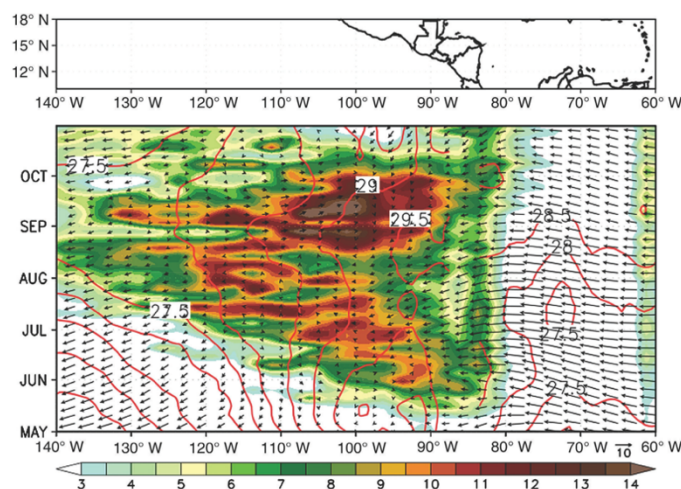


Figura 7. Diagrama de Hövmoller de la climatología de GPCP (Global Precipitation Climate Project) precipitación en pentadas (mm/día) con temperatura de la superficie del mar semanal (°C) líneas rojas y viento promedio semanal a 925 hPa entre 12.5°N y 15°N desde 140°-60°W (Herrera et al., 2015).

Es así que, un entendimiento más completo de la dinámica de las OE y su impacto en la precipitación de verano y otoño debe incluir procesos como el fenómeno de El Niño y La Niña, ya que como se ha mencionado la actividad de las OE tiene un gran impacto en el clima local; y será de vital importancia comprender la dinámica de estas perturbaciones, generando estadísticas intraestacionales, estacionales, anuales e interanuales robustas. Además, se espera mejorar la comprensión de la dinámica de las ondas del este (OE) y la corriente en chorro del Caribe (CCC) ofreciendo una visión más clara del clima futuro y sus consiguientes impactos en los ecosistemas y sociedad. A pesar de esto, se ha visto que el entendimiento de las variaciones del clima implica un gran reto, ya que involucran diferentes escalas de tiempo desde periodos estacionales hasta milenios con la finalidad de dar respuestas a la dinámica de oscilaciones climáticas y analizar el papel en la hidrodinámica de las OE es fundamental, ya que no se sabe con certeza el impacto que tienen estas oscilaciones en procesos y mecanismos de gran escala, se esperaría que cada estudio sea parte de la construcción del conocimiento de dichos sistemas con la finalidad de monitorear, diagnosticar y pronosticar a escalas diarias, intraestacionales, estacionales o de largo plazo.

1.4 Las ondas del este (OE)

Las OE u ondas tropicales son sistemas sinópticos, localizados en la región del Atlántico y Pacífico durante el verano y otoño en el hemisferio norte, tienen gran importancia dentro de la dinámica tropical, ya que como se ha mencionado, contribuyen a una fracción considerable de lluvia total anual en México, el Caribe y Centroamérica, dada su alta frecuencia espacial y temporal; en este sentido, la relación entre las diferentes fases de la onda tropical (Figura 8) y la componente del viento meridional (v) tiene gran relevancia en el transporte de momento, masa y energía (Salinas P., 2006):

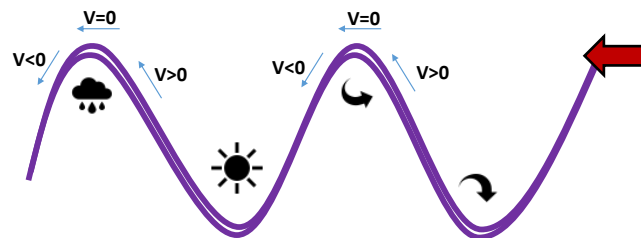


Figura 8. Esquema de una onda con desplazamiento este-oeste, donde la componente "v" del viento presenta mayor variabilidad, asociado a sistemas de alta y baja presión.

Las OE son un tipo de ondas de Rossby que se propagan fuera del Ecuador hacia el oeste y se observa que comúnmente tienen forma de vaguadas invertidas en el campo de presión y viento, se propagan dentro de los vientos alisios y se registran en la región del Pacífico, Atlántico y África subsahariana. Las OE están asociadas con el posterior desarrollo de depresiones tropicales (Chris D. Thorncroft et al., 2008), en los últimos 40 años se han realizado estudios de creciente complejidad que han involucrado análisis de mecanismos de generación de dichas ondas en África, adicionalmente, se han aplicado estudios sobre su estructura tridimensional y ciclo de vida de las OE, incluyendo la interacción con zonas montañosas (Zehnder et al., 1999), con sistemas convectivos de mesoescala (SCM) (Reed & Recker, 1971) y con la corriente en chorro (Serra et al., 2008).

Las primeras observaciones acerca del ciclo de vida de una OE, se plasmaron en un estudio basado en una técnica compuesta con promedios de 18 perturbaciones por Reed & Recker, 1971, quienes definieron la estructura y propiedades de perturbaciones sinópticas que viajan hacia el oeste, las cuales se habían observado en la zona de la ITCZ del Pacífico del oeste ecuatorial durante la fase húmeda de julio a septiembre de 1967 (Figura 9). Para ello, los autores seleccionaron una red de estaciones en el Pacífico del oeste ecuatorial, entre 6° a 11°N. Triangularon tres estaciones las cuales sirvieron para realizar cálculos como vorticidad y divergencia. Los vientos más intensos identificados en este periodo fueron de 50 a 60 km/hr; además identificaron las siguientes características (Figura 9):

- ∞ Las perturbaciones se propagaron hacia el oeste a una rapidez de 9 m/s.
- ∞ La rapidez promedio de la onda es de 7° de longitud por día, con un intervalo de 3800 km entre cada cuña o cresta.
- ∞ La división entre la tropósfera superior e inferior se localizó a 300 mb, con máximos entre 700 y 800 hPa con ~3 m/s.
- ∞ En niveles inferiores el eje de la cresta y valle se inclinan hacia el este con la altura al pasar por la superficie.
- ∞ Un débil patrón de convergencia y divergencia se encontró en la región de la cuña. El movimiento vertical se asocia con los patrones divergentes, solo en los alrededores de la cuña ocurre subsidencia. Las velocidades máximas ascendentes exceden los 100 hPa día⁻¹ y se observan en las cercanías de la vaguada.
- ∞ La vorticidad ciclónica predomina en niveles bajos, la principal región de convergencia con pendiente ascendente al este es en la capa de 600 a 300 hPa.

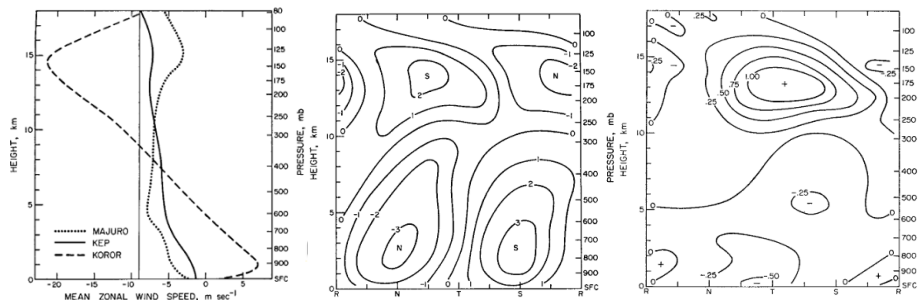


Figura 9. a) Rapidez del viento julio-septiembre de 1967. KEP=Kwajalein, Eniwetok y Ponape. La línea delgada pertenece a la rapidez de la onda promedio (-9 m/s), b) Diagrama compuesto de velocidad del viento meridional (m/s) para KEP. Las letras R, N, T y S se refiere a la cuña, viento del norte, vaguada y regiones con viento del sur definida como una estructura en la tropósfera baja, c) divergencia de la velocidad horizontal compuesta ($1000^{-5} \text{ seg}^{-1}$) para KEP (Reed & Recker, 1971).

Posteriormente, las OE han sido rastreadas a través de imágenes de satélite en su propagación hacia el oeste que al encontrar condiciones favorables se convierten en tormentas tropicales como huracanes fuertes del Atlántico (Landsea, 1993).

1.4.1 OE y su asociación con la convección

El acoplamiento entre convección y perturbaciones de diferente escala fue mencionado por primera vez por Gill, 1980; Matsuno, 1966, de igual manera Roundy & Frank, 2004, realizaron un análisis espectral y filtrado de datos de radiación de onda larga (OLR por sus siglas en inglés) como indicador de la convección, identificando frecuencias espaciales y temporales (números de onda) con valores normalizados. Frank & Roundy, 2006 y Thorncroft et al., 2008, con la finalidad de entender cómo la convección se acopla a las ondas, analizaron la estructura tridimensional en observaciones de OE africanas a partir de 10°N en África occidental con datos de radiación de onda larga obtenidos desde satélite (OLR) indicativo de alta nubosidad y convección profunda en los trópicos, encontraron que las estructuras espaciales y temporales entre convección y viento meridional, temperatura y humedad son altamente concordantes. Mediante análisis espectral espacio-tiempo de OLR demostraron que una fracción significativa de la convección tropical es modulada por ondas correspondientes a los modos normales de las ecuaciones lineales de aguas someras de Matsuno, 1966, también Wheeler et al., 2000 identificaron picos espectrales que corresponden a los modos de oscilación Madden-Julian (Zhang & Dong, 2004), a depresiones tropicales (TD) y a ondas de Kelvin (Figura 10). Los números de onda negativos denotan las ondas que se propagan hacia el oeste, las líneas grises punteadas hacen referencia a la región espectral de los tipos de onda, mientras que las líneas negras finas son las soluciones teóricas de las ecuaciones de Matsuno. El cuadro grande en la parte superior izquierda de la Figura 10, es una banda de onda combinada de tipo TD y MRG ya que estos dos tipos de ondas de frecuencia más alta comparten un espacio de frecuencia y número de onda, así como también no todo lo que pasa por el filtro es representativo de una onda teórica. Es así que en este estudio se pueden observar las señales de OLR intensas de mayor escala espacial con vientos más intensos. El cuadro mayor de la parte superior izquierda indica que la señal espectral tipo TD se fusiona con la señal de ondas del Rossby-gravedad mezclada (MRG) en el espectro antisimétrico (Figura 10). Las AEW se identifican mediante un filtro espectral centrado en la banda de frecuencia pico de TD.

Las ondas de mayor frecuencia presentaron porcentajes más pequeños de la varianza total de OLR en los trópicos, pero en muchas áreas, particularmente en el hemisferio norte, también contribuyeron de manera importante a la varianza.

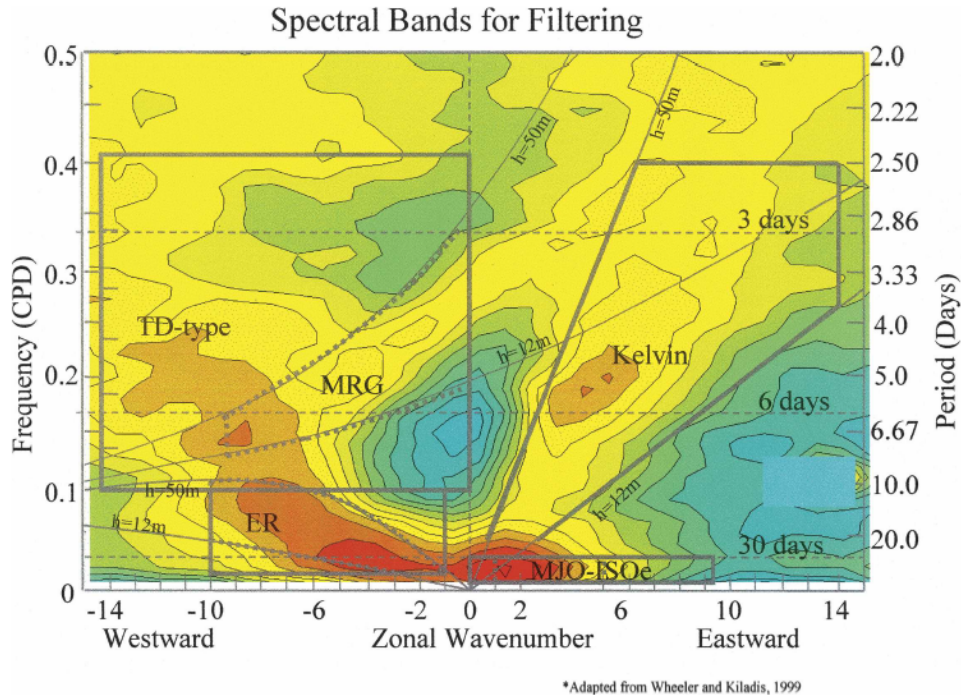


Figura 10. Estructura espectral de junio a agosto de 1979-2003 de OLR global alrededor del ecuador (es decir, de signo similar en las mismas latitudes al norte y al sur del ecuador) para 15°S a 15°N (tomado de (Frank & Roundy, 2006)). Las ondas analizadas incluyen ondas mixtas de Rossby-gravedad (MRG), ondas de depresión tropical o del este (OE), ondas de Rossby ecuatoriales (ER), ondas de Kelvin y la oscilación Madden-Julian u oscilaciones intraestacionales con propagación hacia el este (ISOe). Las áreas representan las bandas donde se aplicó el filtro espectral de datos OLR y viento para aislar las ondas.

1.4.2 Génesis de una OE

Referente a los avances en la comprensión de las ondas de este, gran parte de las investigaciones están enfocadas al origen de las ondas del este africanas, donde las principales investigaciones mencionan diferentes mecanismos de desarrollo entre las cuales está un cambio de signo en el gradiente meridional de vorticidad potencial (PV) observado en la región del Caribe, además de una segunda región más pequeña sobre el Pacífico oriental justo al oeste de América y una región marginalmente inestable al oeste de África y el Atlántico oriental, donde los autores mostraron (Molinari et al., 1997) una correlación entre la fuerza del gradiente meridional de vorticidad de potencial negativo en el Caribe y la posterior ciclogénesis en el Pacífico oriental que ha permitido observar una teoría para la generación de perturbaciones tipo OE en la zona (Molinari et al., 1997) y a la vez se satisface en el Caribe la condición Charney & Stern, (1962), necesaria para la inestabilidad del flujo medio, dicha condición es necesaria pero no suficiente para la ciclogénesis tropical.

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \quad (\text{Ec. 1})$$

Condición Charney & Stern, 1962 para la inestabilidad del flujo medio.

Donde (η) es la vorticidad potencial, β es el cambio meridional del parámetro de Coriolis, y \bar{u} es el flujo medio; así mismo, partiendo de que las OE son el resultado de una inestabilidad baroclínica y barotrópica de la corriente en chorro africana (Hall et al., 2006), como menciona Hall et al., 2006 por sí solo no se puede explicar la inicialización de las OE africanas y se requiere una perturbación inicial de amplitud finita, es por eso que Norquist, D. C., Recker E. E., 1976, calcularon los términos de conversión de energía del ciclo energético de Lorenz para la cual refleja la baroclinicidad dominante en una onda; más específicamente, en el análisis energético de Norquist, D. C., Recker E. E., 1976, reporta variaciones en la estructura de las ondas en la región de inicio hasta la disipación en la región del Atlántico medio (de 10°E a 30°W y alrededor de 20°N), una vez que las ondas crecen sobre la superficie terrestre se inclinan por la baroclinicidad, y se extrae energía por la cizalla vertical desde el flujo medio (por la liberación de calor latente asociada a la convección), mientras que una vez que se ubican sobre el océano, la conversión de energía barotrópica es mayor a la baroclínica. Hall et al., 2006 estaban interesados en una medida de la importancia de las conversiones de energía tanto baroclínico y barotrópico para el crecimiento de la onda y la representaron mediante la siguiente ecuación dada por la relación entre la energía potencial perturbada disponible (AE) y la energía cinética perturbada (KE) y la conversión barotrópica de energía cinética zonal (KZ) a KE (Ecuación 2).

Las magnitudes relativas de las contribuciones a la energía cinética en términos baroclínicos perteneciente al numerador en la ecuación 2 ($AE \geq KE$) es de 0.68 y la barotrópica perteneciente al denominador de esta ecuación ($KZ \leq KE$) es de 0.32 (ver tabla 2 de Hall et al., 2006); es decir, una relación de 2.16 y significa que en África los procesos surgen debido a la baroclinicidad más que por la barotropía; donde el denominador resulta ser la mitad del numerador.

$$\frac{AE \rightarrow KE}{KZ \rightarrow KE} = \frac{R \int_0^{ps} \left\{ \frac{\omega^* T^*}{p} \right\} dp}{\int_0^{ps} \{ [u^* v^*] [u]_y + [v^*]^2 [v]_y + [u^* \omega^*] [u]_p + [v^* \omega^*] [v]_p \} dp} \sim 2.16 \quad \begin{array}{l} \text{Baroclínico} = (AE-KE) \\ \text{Barotrópico} = (KZ-KE) \end{array} \quad (\text{Ec. 2})$$

La ecuación representa la conversión de energía baroclínica y barotrópica para el crecimiento de una OE al oeste de África (Hall et al., 2006).

En la ecuación 2, los corchetes [] representa medias espaciales ya sea de la longitud de onda o un paquete de ondas, el * denota las desviaciones, las llaves { } indican una media meridional y los subíndices corresponden a derivadas. Los términos en el denominador involucran a [v] que desaparece para experimentos con estado medio idealizado en un flujo puramente zonal. Los autores resolvieron que, en África, el ambiente es tanto barotrópico como baroclínico y Salinas P., 2006; C. D. Thorncroft & Hoskins, 1994, estimaron las transformaciones barotrópicas y sus efectos en las aceleraciones del flujo medio a partir del método de Lorentz, 1955, donde el primer autor encontró que para los meses de mayo a julio es positiva en Centroamérica, sureste y centro de México (Figura 11).

De igual forma, tratando de entender la naturaleza de las OE africanas, Berry & Thorncroft, 2005 analizaron los sistemas involucrados en su inicio, crecimiento y disipación de una OE. Los autores destacaron la

importancia de la interacción de las OE africanas con la convección y con los Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCS, por sus siglas en inglés) con la finalidad de entender los procesos que se involucran con una onda intensa, como sucedió durante el año 2000 en África asociada con la génesis del huracán Alberto para lo cual utilizaron herramientas operativas de pronóstico. Dicha onda se observó desde el centro de África del norte al este del Océano Atlántico. En lugar de análisis sinóptico con campos termodinámicos y cinemáticos, partieron de un análisis de vorticidad potencial (PV, por sus siglas en inglés), analizando el papel y evolución de una OE a múltiples escalas donde los autores dividen en ciclo de vida de una OE en tres fases 1) Inicio, seguido por un desarrollo baroclínico al oeste de África, el cuales se refuerza diabáticamente, generando máximos de PV de escala subsinóptica, 2) Los máximos de PV emergen con otro máximo de PV sobre las tierras altas de Guinea y resultan en vórtices que se alejan de la costa oeste de África. 3) A corto plazo este vórtice es responsable de la génesis de un ciclón tropical (Figura 11).

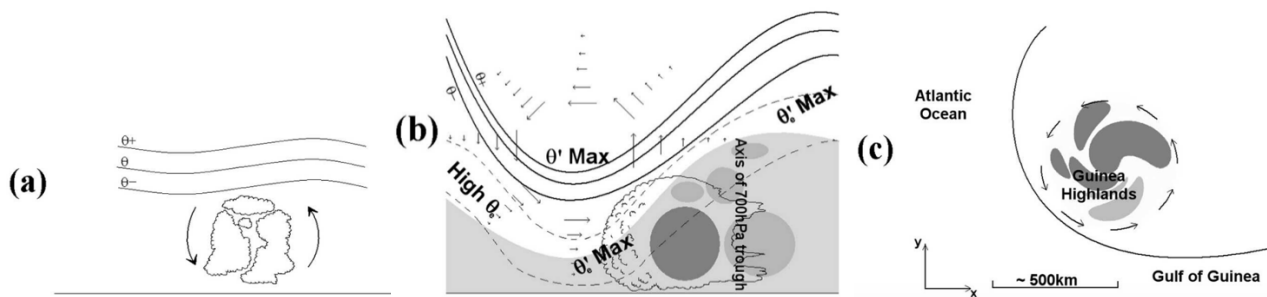


Figura 11. Evolución de una onda del este africana, a) iniciación, b) desarrollo baroclínico (los máximos de PV a nivel del chorro africano están en color más oscuro) y c) desarrollo del sistema en la costa oeste. θ y θ' corresponden a la Temperatura potencial y potencial perturbado (Berry & Thorncroft, 2005).

La propagación de las OE se ha observado en dos guías de onda, la primera en 12°N y la segunda en 20°N cada 3 a 9 días (Salinas P., 2006) y modifica las condiciones atmosféricas permanentes en la región del Caribe; por tal motivo, es de vital importancia analizar el papel de la corriente en chorro del Caribe (CCC) en este proceso y autores como Molinari et al., 1997, menciona que CCC puede afectar la actividad de las OE y los ciclones tropicales por los intercambios barotrópicos que proporcionan momento y energía.

1.4.3 OE y su asociación con sistemas tropicales

Las OE son perturbaciones de escala sinóptica que se propagan hacia el oeste que surgen sobre África y el Atlántico norte tropical durante el verano boreal principalmente (Burpee, 1972), son importantes dado que modulan la lluvia sobre África y proporcionan variabilidad estacional e interanual de la precipitación en Centroamérica, sur y sureste de México principalmente, además actúan como precursores de ciclones tropicales en las cuencas del Atlántico y Pacífico donde aproximadamente 45 ondas al año llegan a México desde África, mientras que las bajas temperaturas del Atlántico inhiben la convección profunda y muchas de ellas se debilitan antes de llegar al Caribe, otras dejan de existir, aquellas que llegan al Caribe es posible que se refuercen por la dinámica de estas perturbaciones con la corriente en chorro del Caribe (CCC) o se generen nuevas, alrededor del 80% -90% de todos los ciclones tropicales se forman dentro de los 20°N (Frank & Roundy, 2006).

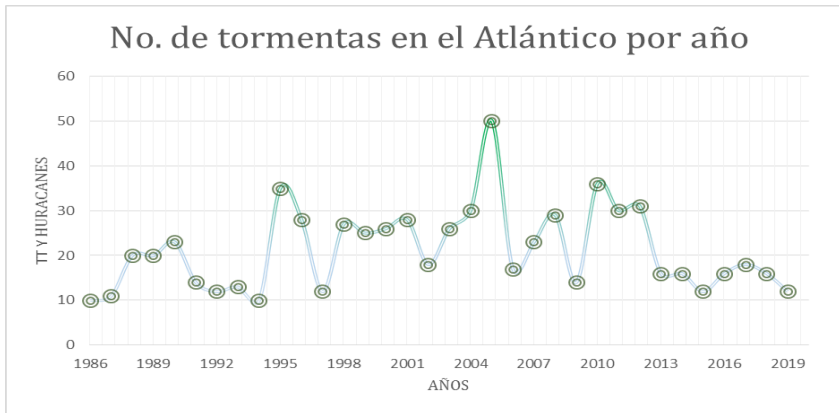
Gray, 1968 mencionó que aproximadamente 80 ciclones tropicales se forman cada año alrededor del mundo y específicamente en la cuenca del Atlántico, la actividad ciclónica tropical es altamente variable iniciando la mayoría de las veces en África a partir de una onda africana (Carlson, 1969), esto trae como consecuencia la formación de convección profunda, alterando el flujo medio en las áreas de ciclogénesis tropical. Dentro de las condiciones ambientales necesarias para la ciclogénesis tropical se tienen:

1. Aguas cálidas ($T >= 26.5^{\circ} - 27.5^{\circ}C$) en los trópicos, donde existen escasas observaciones in situ y la capa de mezcla oceánica es relativamente profunda.
2. Vorticidad relativa (vr) ciclónica en niveles bajos y vorticidad planetaria, $vr = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{du}{dy} \right)$
3. Cizalla vertical de moderada a débil (de preferencia hacia el este)
4. Convección profunda y organizada, así como humedad en niveles medios.
5. Baja OLR, indicador de convección profunda necesaria para la ciclogénesis.

En este sentido, el número de tormentas tropicales (TT, incluye tormentas y huracanes) en todo el Atlántico norte estimadas por Inoue et al., (2002) que cubren el periodo de enero de 1886 a diciembre de 1999 se muestran en la Figura 12b, donde el pico ciclogénético en septiembre coincide con el número máximo de ondas del este que salen de África occidental (C. Thorncroft & Hodges, 2001) y se observa además, que en julio hay un menor número de TT recordando que es el mes donde inicia la aceleración de la CCC existe una relación inversa ya que al acelerarse la CCC disminuye el número de TT y mientras que, en octubre, mes de la desaceleración de la CCC se tiene un número mayor de TT (Figura 12b).

En este sentido, los datos del Centro Nacional de Huracanes (NHC, por sus siglas en inglés), muestran que el año más activo de tormentas tropicales y huracanes corresponde al 2005, seguido por 1995 y 2010 (Figura 12a), donde el año 2005 pertenece a un año neutro con una débil CCC; mientras que 1995 y 2010 fueron años Niña donde la CCC se caracteriza también por ser débil favoreciendo el entorno para la formación de ciclones tropicales.

a)



b)

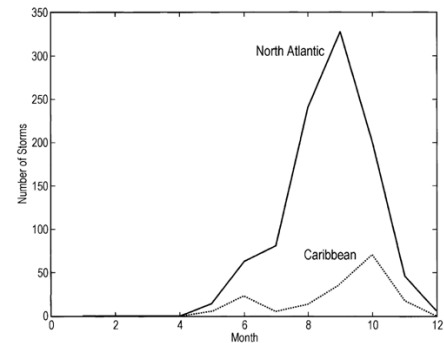


Figura 12. No. de tormentas tropicales y huracanes por año desde 1986 a 2019, datos del NHC a) y b) climatología del número de tormentas tropicales formadas en todo el Atlántico Norte (línea sólida) y en la cuenca del Caribe (línea punteada) de 1886-1999 (Inoue et al., 2002).

La interacción océano-atmósfera en el suroeste del Caribe parece jugar un papel integral en la disminución e incremento anual de la ciclogénesis tropical en el Caribe, se asume que las ondas en la región del Caribe incrementan la probabilidad de que se presente la ciclogénesis tropical en el Pacífico del este (Avila & Pasch, 1992) ya que se han encontrado evidencias de una OE y un posterior desarrollo ciclogénico, como el huracán Guillermo en 1991 (Bister & Emanuel, 1997).

1.5 Corriente en chorro del caribe (CCC)

Se puede definir una corriente en chorro de niveles bajos como una zona de máxima rapidez del viento promedio que se extienden horizontalmente. Estas corrientes en chorro fueron descritas en la década de los 30, y cobraron interés hasta la década de los 50 del siglo pasado (Stensrud, 1996), ocurren en una amplia variedad de lugares y a gran escala se relacionan con la actividad convectiva profunda y transporte de humedad.

La CCC se registra a lo largo de todo el año, posee gran variabilidad, diurna, mensual, anual e interanual y es un fenómeno que altera los patrones atmosféricos en la región e incrementa y disminuye su intensidad de acuerdo a la época del año. Es importante que los modelos tanto de pronóstico como climáticos reproduzcan la CCC cada vez con más certeza ya que tiene gran impacto en el clima regional al igual que las OE y las tormentas tropicales (Serra, Y. L, 2010). La CCC ha sido abordada por diferentes autores como Magaña et al., 1999; Muñoz et al., 2008; Whyte et al., 2008, entre otros.

Una vez que los vientos del este atraviesan el Mar Caribe, adquieren dos o tres ramificaciones: una que gira hacia el noroeste, hacia el Golfo de México y centro de los Estados Unidos y la segunda ramificación continúa hacia el oeste a través de América Central (Cook & Vizy, 2010; E. R. Martin & Schumacher, 2011b). De la primera surge la corriente en chorro de las grandes planicies (GPLLJ, por sus siglas en inglés) responsable del transporte de humedad hacia el norte y que favorece lluvias sobre los Estados Unidos (Wang, 2007), la segunda ramificación avanza hacia el oeste y entra en la cuenca del Pacífico con una componente sur

inducida orográficamente, debido probablemente a los contrastes térmicos continentales durante la temporada de verano dominando el patrón norte-sur del continente (Muñoz et al., 2008).

La configuración de la circulación horizontal de una corriente en chorro en asociación a la componente vertical, determinan la ocurrencia de circulaciones ciclónicas y anticiclónicas en superficie y en altura, así como patrones de advección de temperatura, transporte de humedad y patrón de movimiento vertical. Las circulaciones transversales indirectas y directas que en toda la tropósfera se encuentran en las regiones de salida y entrada de una corriente en chorro al norte y sur, al interactuar estas circulaciones contribuyen a condiciones extremas como nevadas intensas en Estados Unidos (Uccellini & Kocin, 1987). A continuación, se muestra la estructura idealizada de una corriente en chorro (Figura 13b) y su relación con los movimientos verticales en el Caribe (Figura 13a):

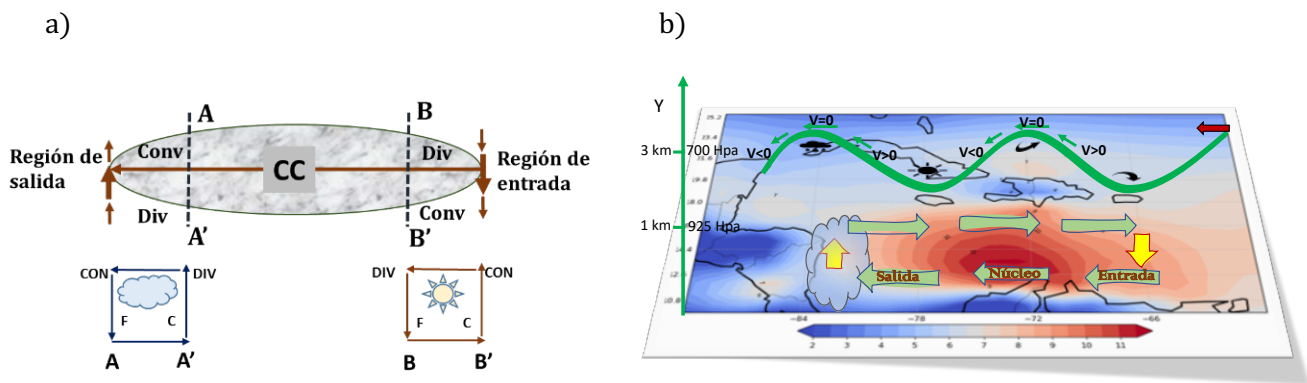


Figura 13. a) Circulación directa desde una entrada confluyente en una línea de chorro y circulación indirecta difluente desde la salida de una CC. Esquema modificado de Uccellini & Kocin, (1987) y b) Circulaciones asociadas con la CCC.

Tanto la CCC como las OE están asociadas a la convección; es decir, una CCC fuerte (débil) se asocia con precipitaciones menores (intensas) sobre el Mar Caribe durante todo el año (Cook & Vizy, 2010) y requieren suficiente humedad para mantenerlas por periodos largos con convergencia en niveles bajos y divergencia en niveles altos (Figura 13b) en la salida de la CCC (Elless & Torn, 2018).

Respecto al origen, intensidad y estructura de la CCC, se ha mencionado que es una amplificación de la alta subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus siglas en inglés) (Cook & Vizy, 2010; E. Martin & Schumacher, 2011), la variabilidad de la CCC y sus influencias en el clima se dan a través de la NASH (Figura 14) que está en función del gradiente de presión a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés) en el Caribe (Wang, 2007). En este último artículo, el autor concluye que, en el invierno, las anomalías de SST cálidas (frías) en el Pacífico ocasionan una CCC débil (intensa) y en el verano anomalías de SST cálidas en el Pacífico tropical se asocian con una CCC fuerte (débil) dado las teleconexiones con ENSO; sin embargo, hasta el momento la fuente que da lugar a la intensificación de la CCC en julio y febrero sigue siendo un tema a discutir.

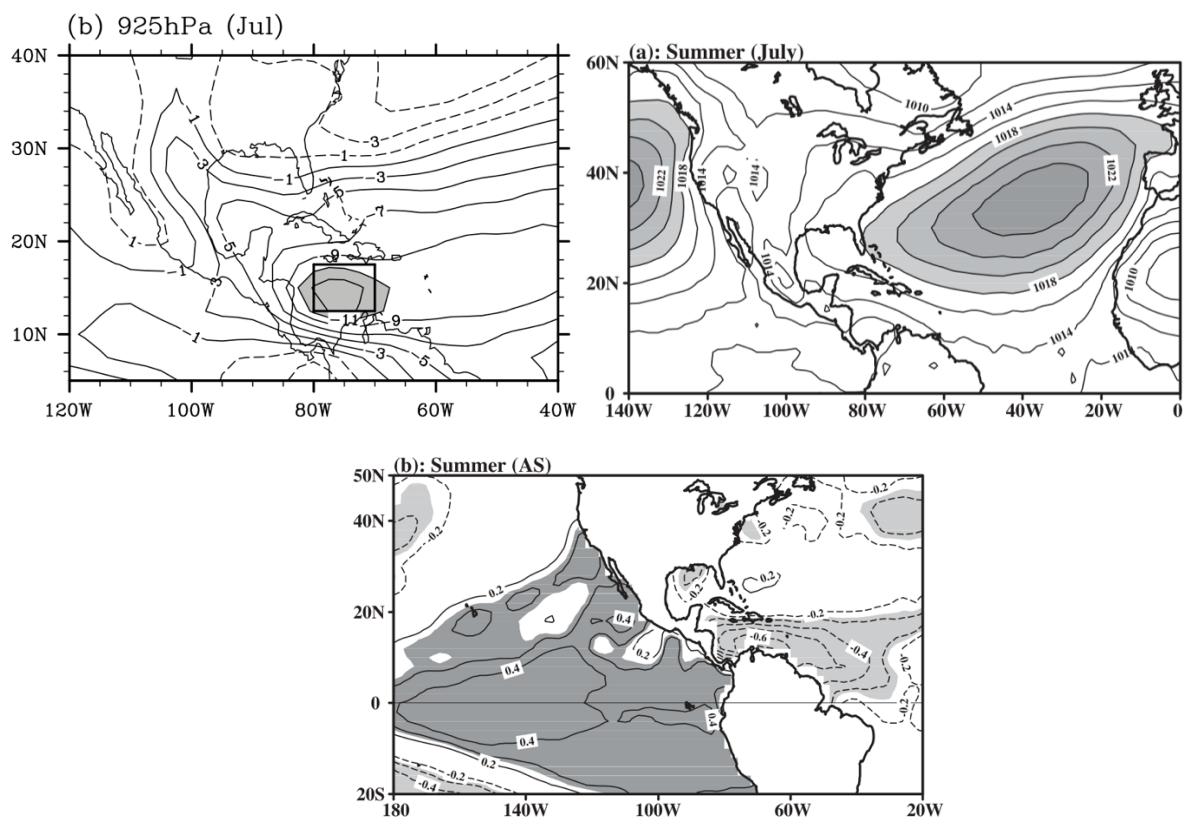
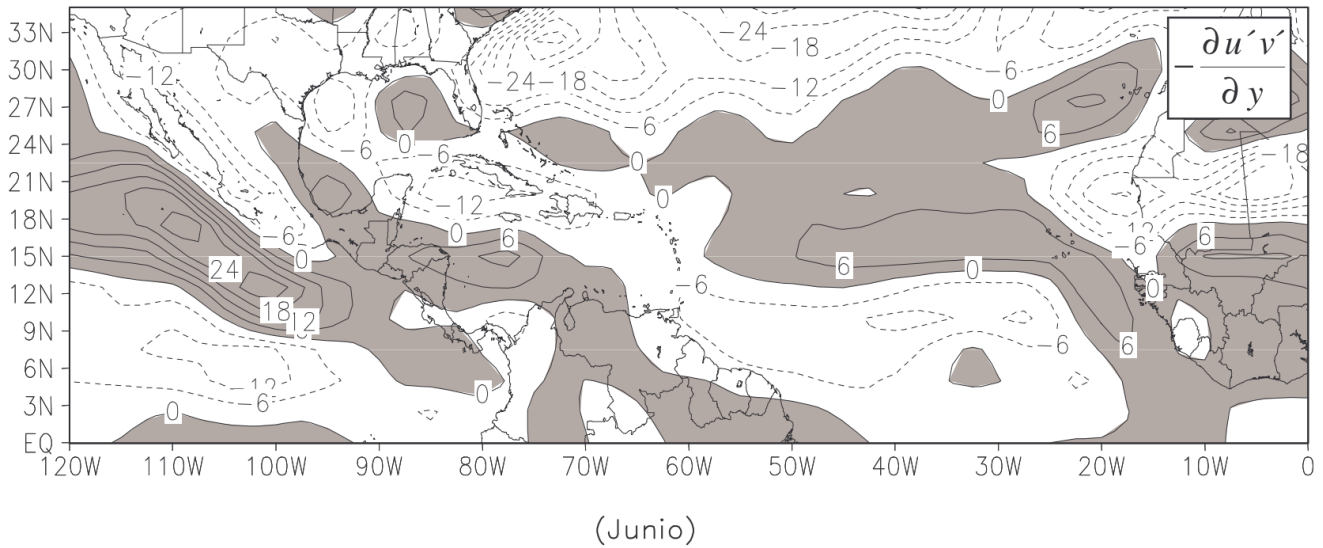


Figura 14. Región del índice (izquierda), índice de la CCC (derecha) y correlación entre las anomalías de la TSM con el índice de la CCC durante el verano (inferior). Imagen tomada de (Wang, 2007).

Salinas P, (2006) en su estudio aplicó un diagnóstico de la climatología y dinámica del estado medio atmosférico en la zona del Caribe durante el verano y otoño, además analizó los términos de la ecuación de momento para relacionarlos con la aceleración de la CCC y encontró un balance entre el término de aceleración local del flujo medio con la convergencia meridional de momento zonal asociado a perturbaciones que ocasiona aceleración de la corriente durante los meses de mayo a julio y mostró mediante análisis energéticos el dominio de la barotropía en la región del Caribe al haber una transferencia de energía de la perturbación (OE) al flujo medio (CCC) que contribuyen a acelerar las OE, en el mes de junio (mes de aceleración de la corriente), esta convergencia en el Caribe es máxima justo en el área del centro de la CCC (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia. a y b), siendo de igual magnitud que la aceleración registrada en la zona para los meses de mayo a julio (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.a). Los términos se balancean, indicando que la convergencia meridional de momento asociado a perturbaciones acelera la corriente hacia el este, la cual indica que los cambios eulerianos del viento zonal se balancean (mas el resto de los términos de la ecuación de momento) con la divergencia meridional, estos dos términos son los únicos que sufren modificaciones importantes en el tiempo, siendo de igual orden de magnitud.

a)



b)

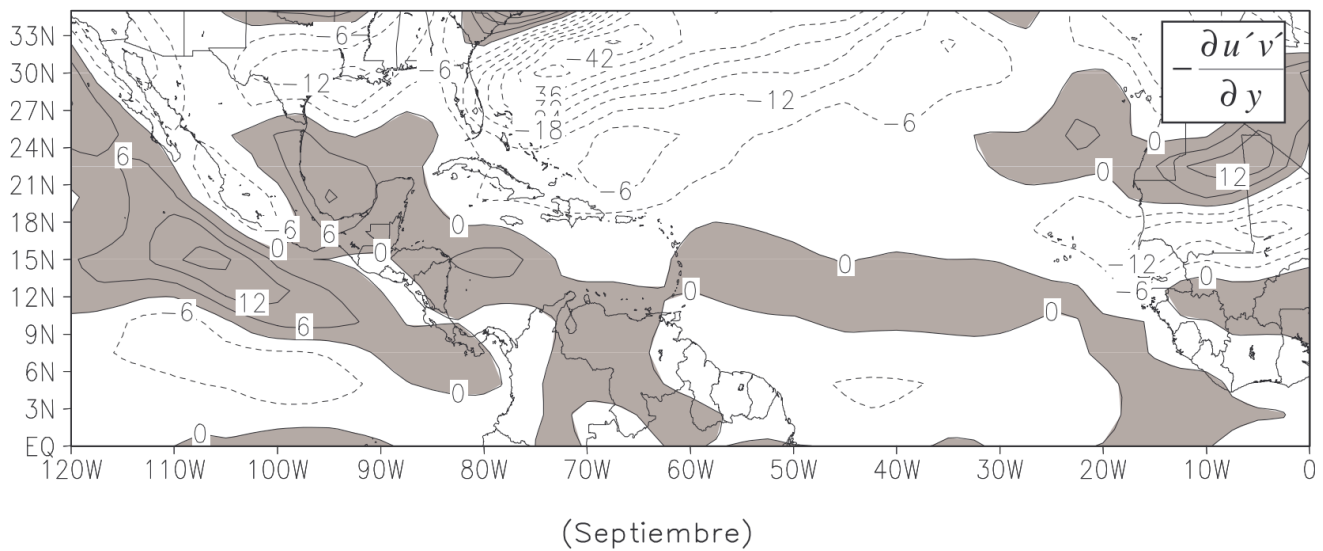


Figura 15. Convergencia meridional de flujo de momento zonal transportado meridionalmente (10^{-7} m/s^2) en 925 hPa, a) junio y b) septiembre.

Cook & Vizy, (2010), tratando de entender los cambios estacionales en la intensidad de la CCC realizaron un análisis dinámico en escalas de tiempo diurnas y estacionales y dividieron sus análisis en dos periodos, el primero que abarca de octubre a abril (ONDEFMA) y de mayo a septiembre (MJJAS) para relacionar el balance de momento regional con la circulación a gran escala y la influencia con la precipitación; en este estudio se enfocaron en el recorrido de una parcela de aire para observar el desplazamiento hacia el oeste dentro de la circulación del Atlántico tropical y los mecanismos de aceleración al acercarse a la región del Caribe dado que julio y febrero son los meses de mayor intensidad de la CCC. Éstos autores determinaron el balance de momento (“u” y “v”) al este de los vientos máximos de la CCC (12°N a 15°N y 60°W a 75°W), mostraron que la CCC no es del todo geostrófico ya que la fricción juega un papel importante.

Por otro lado Mora & Amador, 2000, encontraron la respuesta dinámica de la corriente en chorro, a condiciones oceánicas y atmosféricas determinadas por el ENSO las cuales cambian en eventos cálidos, eventos fríos o condiciones normales. De acuerdo a la Figura 16, el viento zonal en 925 mb aumenta para eventos de El Niño (anomalías negativas indican aumento en el viento zonal), las cuales alcanzan valores del orden de 1 m/s, además se muestra que en Centroamérica y sur de México principalmente, los alisios (componente zonal) aumenta de manera significativa sugiriendo condiciones más estables en la región del Pacífico y un mayor papel orográfico en la parte Caribe. El viento zonal asociado a la corriente disminuye en el desarrollo un evento La Niña Figura 16 b, donde nuevamente en 925 mb se aprecian mejor las anomalías con valores máximos del orden de 1.5 m/s cerca del núcleo de la corriente en chorro (anomalías positivas indican disminución en el viento zonal). No existe un patrón definido para lo que se ha denominado condiciones normales.

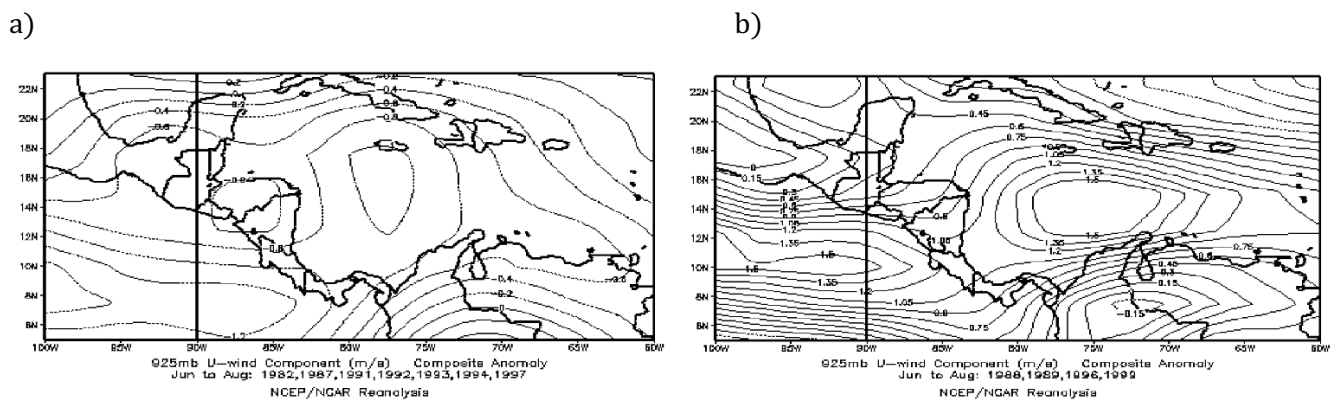


Figura 16. Análisis compuesto del promedio de las anomalías del viento zonal para el verano boreal (junio a agosto) en 925 hPa para eventos de a) El Niño y b) La Niña (Mora & Amador, 2000).

1.6 Objetivo general

- ✓ Estimar la variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual de las **OE** y la **CCC** así como la variabilidad de la precipitación en el trópico mexicano.

1.6.1 Objetivos particulares

- ✓ Estimar la variabilidad intraestacional, estacional e interanual de las **OE en el Caribe**.
- ✓ Identificar la estructura de la **CCC**, así como su variabilidad estacional e interanual en el periodo del estudio (1986-2017), analizando la transferencia energética hacia y desde las **OE** mediante diagnósticos dinámicos.
- ✓ Analizar los términos de la ecuación de momento y su relación en la intensidad de la CCC.
- ✓ Identificar años de precipitación extrema y asociarlos a años Niña y Niño.

1.7 Hipótesis

La convergencia meridional de momento asociado a OE es mayor (menor) en los meses de intensificación: junio, julio y agosto (debilitamiento: septiembre, octubre y noviembre) de la CCC y su variabilidad interanual está modulada por el fenómeno de El Niño (La Niña).

1.8 Contenido y estructura de la tesis

El esquema de presentación de la investigación, está estructurado de acuerdo al proceso seguido en el desarrollo del trabajo. El contenido a modo de resumen para cada capítulo es el siguiente:

El Capítulo 2 está dedicado a la descripción de los datos utilizados para la investigación, tanto para las OE, CCC y la precipitación, así como las zonas de estudio correspondiente a cada fenómeno; además, parte importante de la investigación consiste en referenciar los resultados al fenómeno ENSO por ser la causa de la mayor variabilidad climática en los trópicos.

El Capítulo 3 presenta la metodología empleada para el cumplimiento de los objetivos, entre los cuales se menciona, la obtención de las características espaciales y temporales a partir de mapas climatológicos a 925 hPa y 700 hPa, mensuales, anuales y estaciones, obteniendo, espectros energéticos, diagramas de desplazamiento tiempo y espacio, anomalías, número de OE, entre otros y análisis estadístico y dinámicos de flujos medios y perturbados para entender su comportamiento a través del balance de momento e interacción OE con la CCC, análisis de precipitación por mes de mayo a noviembre y las anomalías de precipitación tanto en años Niño, Niña y neutro.

El Capítulo 4 está dedicado a las discusiones, conclusiones y trabajo a futuro que dan la pauta para entender la dinámica atmosférica y las diferentes implicaciones, así como para abordar el reto climático y meteorológico con otro punto de vista.

Capítulo 2: Regiones de estudio y datos

En esta investigación, se estima la variabilidad de las OE y la CCC y sus respectivas características espaciales y temporales, se analiza el papel de la circulación de la CCC e interacción con OE analizando los términos de la ecuación de momento en la región del Caribe y de igual forma se analiza la precipitación en el sur y sureste de México, para documentar los efectos considerando años Niño, Niña y años neutro; donde, cada estudio es un paso hacia adelante para contribuir con la mejora de la comprensión de los sistemas atmosféricos.

2.1 Descripción de la región de estudio para la CCC

La CCC se localiza sobre la región del Caribe con un núcleo a 925 hPa entre las coordenadas 68°-80°W y 11.5°-17°N, presenta una velocidad media de mayo a noviembre de 12 m/s, el núcleo central se localiza al norte de América del Sur (Colombia y Venezuela) y al sur de las grandes Antillas (Cuba, Haití, Puerto Rico y República Dominicana), está presente a través de los años y transporta gran cantidad de humedad desde el Atlántico tropical hacia el Mar Caribe, Golfo de México, centro de los Estados Unidos y cuenca del Pacífico. En la Figura 17 se puede observar la extensión espacial de la zona de estudio que se abordará en este trabajo para el estudio de la CCC.

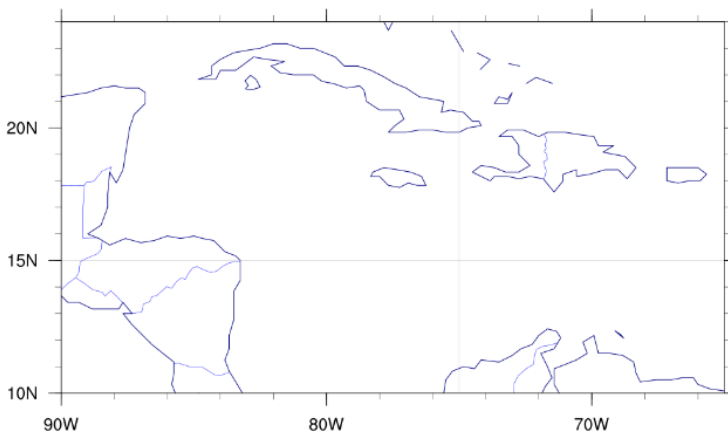


Figura 17. Región de estudio para CCC.

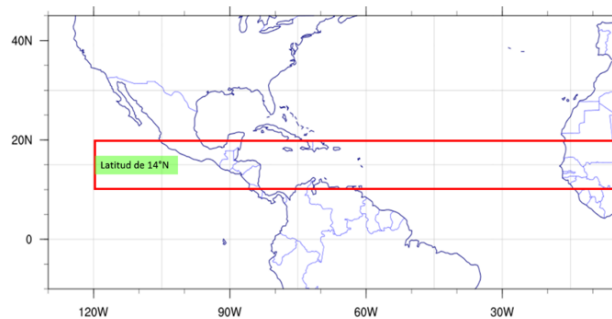
2.2 Descripción de la región de estudio para las OE

Por otro lado, se analizarán las OE ya que son precursoras de ciclones tropicales (CT) en el Atlántico, el porcentaje del número del OE que se intensifican hasta convertirse en CT han sido estimados por diferentes autores como Landsea, (1993); Pasch & Avila, (1992), y de acuerdo a las estadísticas proporcionadas por el Centro Nacional de Huracanes (NHC, por sus siglas en inglés), el 61% de los CT se originan a partir de las OE africanas e involucradas indirectamente en un 11% en la formación de los CT (Russell et al., 2017). El inicio de las tormentas tropicales (TT, también incluye huracanes) en la cuenca del Atlántico norte es en mayo, coincidiendo con el máximo de OE que emergen desde África occidental (Inoue et al., 2002) y en la

región del Caribe, el número de TT tiene máximos en junio y octubre con mínimo en julio y a la vez, el mínimo se ha relacionado con la intensidad de los vientos alisios asociados con la MSD ya que ocurren al mismo tiempo. La presencia de una OE a la región del Caribe, muestra la existencia de inestabilidad atmosférica; por ello, analizar su frecuencia y variación espacio-temporal mejorará los análisis y pronósticos meteorológicos.

Para obtener la variabilidad espacial y temporal de las OE se consideró su trayectoria a lo largo del Océano Atlántico (Figura 18a), caracterizando estructuras ya que la dinámica impactan en valores extremos y tendencias. A pesar de que las OE se propagan zonalmente, la mayor variabilidad observada se registra en el viento meridional, referenciado en este trabajo como un indicador de estas perturbaciones. Un método estadístico que sintetiza adecuadamente la estructura espectral de las OE son las onduletas, las cuales se aplicaron al viento meridional en diferentes áreas que abarcan el este del Atlántico, cerca de la costa africana hasta el continente americano. Las áreas seleccionadas para el cálculo de onduletas cubren zonas que se definen como guías de onda (12° y 17.5°N), desde África hasta México (Figura 18b) de todo el periodo de estudio que comprende de 1986-2017 y de mayo a noviembre en el caso de las OE (10° - 25°W , 30° - 45°W , 50° - 65°W y de 70° a 85°W). Las onduletas se obtuvieron año por año de mayo a noviembre de 1986 hasta el 2017, también se obtuvieron las onduletas promedio y las anomalías de años Niño y Niña tomando como referencia los años con presencia del fenómeno ENSO y que en la mayoría de los meses presentan ya sea anomalías positivas o negativas respectivamente:

a)



b)

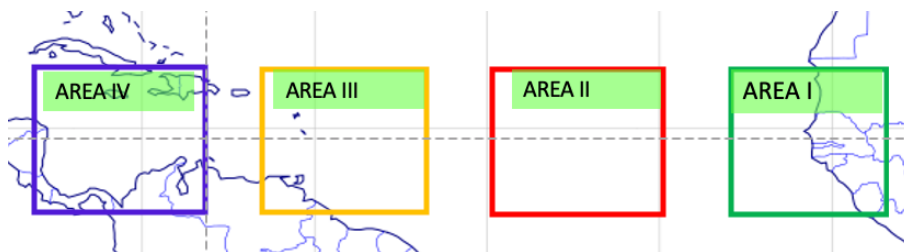


Figura 18. a) El recuadro rojo corresponde al área seleccionada para observación de las ondas del este con hovmoller y b) onduletas.

2.3 Datos meteorológicos

En este trabajo se utilizó la base de datos ERA-Interim (Dee et al., 2011) del período de 1986-2017. Esta base de datos se generó con una combinación de observaciones y simulaciones numéricas a través de un sistema de asimilación de datos, el cual se actualiza periódicamente, con un retraso de dos meses en tiempo real, son producidos por el Centro Europeo del Pronóstico del Tiempo de Mediano Plazo <https://www.ecmwf.int/> (ECMWF, por sus siglas en inglés) con variables de superficie y resolución temporal de tres horas y variables meteorológicas cada 6 horas (0000, 06000, 12000, y 18000 UTC) desde la tropósfera y estratósfera en 60 niveles verticales. La resolución espacial utilizada en este estudio es de 75 km, dentro de las variables utilizadas está: viento zonal y viento meridional.

2.4 Datos del fenómeno El Niño – Oscilación del Sur

El Niño-Oscilación del Sur es un fenómeno natural de variabilidad interanual con componente oceánica y atmosférica, caracterizado por fluctuaciones de la temperatura de la superficie del mar, que se refleja en diferencias de presión en superficie entre Tahití y Darwin, Australia. En este estudio, se seleccionaron años Niño y Niña únicamente de moderados e intensos, de acuerdo en este caso a los episodios fríos y cálidos dados por el Índice Oceánico del Niño (NOI) el cual se basa en un umbral de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ a través de la media consecutiva de 3 meses de anomalía de la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM) y que en su mayoría presentaban estas anomalías dentro de los meses del periodo de estudio (de mayo a noviembre). El índice del Niño 3.4 se localiza sobre la región (5°N - 5°S , 120°W - 170°W), donde los índices se obtienen de la página del Centro de Predicción Climática (PCP, por sus siglas en inglés) de la Administración Nacional Océano-Atmósfera (NOAA, por sus siglas en inglés)²:

Tabla 1. Años representativos de Índice Oceánico del Niño (NOI) seleccionados en este trabajo dentro de los años de 1986 a 2017. (Fuente: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)

Niño	Niña	Neutro
1986	1988	1989
1987	1995	1993
1991	1998	1996
1992	1999	2001
1994	2000	2003
1997	2007	2005
2002	2008	2012
2006	2010	2013
2009	2011	2014
2015	2016	2017

² https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

2.5 Datos de precipitación

Se realizó un análisis de precipitación sobre la región del Caribe y en gran parte de México (60°W y 105°W y 10 a 20°N), para ello se descargaron datos ERA5 ya que al igual que ERA-Interim tiene resolución horaria de variables tanto atmosféricas como oceánicas, con datos desde 1979 a la actualidad. A comparación de los datos ERA-Interim, éstos son globales con una malla de 30 km en 137 niveles desde la superficie a 80 km, además proporciona información sobre incertidumbres espaciales y temporales de las variables y en este caso se descargaron datos de precipitación con una resolución de 0.1° x 0.1° (resolución de 9 km aproximadamente) del área especificada y de mayo a noviembre durante la presencia de años Niño, Niña y neutro, seleccionados anteriormente.

Capítulo 3: Metodología

Para analizar la actividad de las OE y su impacto en la variabilidad intraestacional de precipitación en el trópico mexicano, se calcularon sus características en la región del Caribe y su influencia en el centro y sur de México, aplicando diversos análisis geoestadísticos. Se utilizaron datos de viento zonal y meridional, para ello se contemplaron las siguientes características (Nappo, 2002):

1. La turbulencia ocurre con un componente medio y periódico (Figura 19).
2. La turbulencia extrae energía de la onda, lo que limita su crecimiento, y la alimenta.
3. La turbulencia modifica los campos medios. La descomposición utilizada en este estudio, separa las variables atmosféricas en media \bar{v} y turbulencia v' .

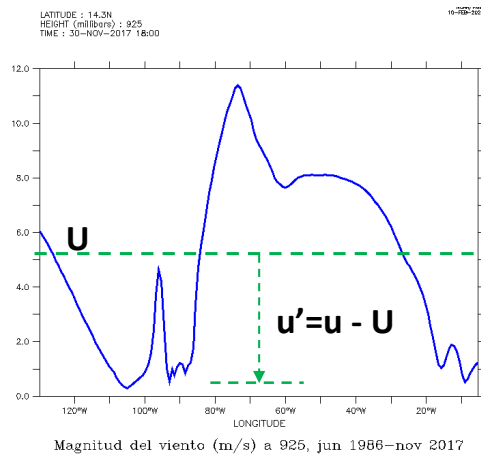


Figura 19. Serie de tiempo donde el flujo medio y perturbado pueden caracterizarse mediante la descomposición de las variables de interés.

3.1 Análisis de la CCC

Para identificar la variabilidad interanual de la CCC se estimó la magnitud del viento promedio en la región del Caribe, seleccionando dos periodos de estudio: el primero, correspondiente a los meses con mayor intensidad de la CCC (junio, julio y agosto) y el segundo, a los meses con menor intensidad de la CCC (septiembre, octubre y noviembre), las características espaciales y temporales de la CCC se deducen a partir de mapas climatológicos a 925 hPa en la región del Caribe y se analiza en un año neutro, Niña y Niño significativos; además, se obtuvieron valores de percentiles 10 y 90 del viento promedio en un punto máximo de la CCC (14.25°N y 73.25°W) y en los trimestres de JJA y SON para obtener los valores intensos y débiles característicos de una CCC.

3.1.1 Estructura meridional y zonal de la CCC para julio

Se calculó la variabilidad longitudinal y latitudinal de la estructura de la CCC en julio por ser el mes de máxima aceleración de esta corriente a partir de 1986 a 2017 con latitud fija en 14.25°N. Se tomó como referencia el valor de 12 m/s ya que de acuerdo a lo encontrado en este estudio, corresponde a la velocidad media durante 32 años de estudio de mayo a noviembre y a parte de identificar la estructura vertical y horizontal de la CCC, se obtuvieron los máximos valores de magnitud de esta corriente en julio, considerando que la inestabilidad de la CCC está en función de su estructura, la cual se asocia con cambios espaciales de la intensidad y de sus valores máximos en el núcleo y se consideró además que la variabilidad interanual está asociada con el fenómeno ENSO; es decir, en fase cálida durante el verano el núcleo de la CCC es más intensa y en fase fría es más débil y de manera contraria sucede durante el invierno: fase cálida (fría) del ENSO corresponde con un núcleo de la CCC más débil (intenso) de lo normal (Mora & Amador, 2000).

3.1.2 Divergencia del flujo medio

Conocer regiones de ascenso y descenso en la atmósfera contribuye con el diagnóstico y predicción del estado del tiempo. Las regiones ascendentes se caracterizan por mayor cantidad de nubosidad la cual al elevarse, se expanden, se enfrían, se condensa e incrementa la humedad relativa y la formación de nubes, en caso de existir divergencia de masa en la columna de aire, la presión en superficie disminuye y por otro lado, las regiones de movimiento descendente se caracteriza por cielos despejados ya que el aire disminuye la humedad relativa en la subsidencia y se asocia con convergencia de masa en la columna por lo que la presión en superficie aumenta. Cuando en una estructura tridimensional en superficie hay convergencia (divergencia), se observan flujos ascendentes (descendentes), que se asocian a convección (subsidencia), la velocidad de ascenso (descenso) depende de la magnitud de la divergencia y otros mecanismos, así un sistema de alta presión en superficie se encuentra generalmente en la región de entrada del chorro que es una zona confluyente (Uccellini & Kocin, 1987).

Continuando con el análisis de la CCC, se obtuvo la divergencia a 925 hPa en el mes donde ésta adquiere su máxima intensidad desde 1986 a 2017:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot U = 0$$

(Ec. 3)

Divergencia de la velocidad en forma de ecuación de continuidad. Holton, 1999, donde el cambio local de la densidad sigue el movimiento de una parcela de aire que es igual a menos la divergencia de velocidad.

La divergencia ocurre cuando un viento más fuerte se aleja de un viento más débil o cuando las corrientes de aire se mueven en direcciones opuestas, en la divergencia las corrientes de aire se alejan en direcciones diferentes y está presente tanto en niveles inferiores y superiores de la atmósfera, los movimientos de aire dan lugar a celdas de circulación y el flujo de aire siempre tiende a ir a la zona de menor presión para llenar huecos existentes. Los movimientos de flujos de aire dan lugar a un ciclón y anticiclón y la velocidad a la que asciende y desciende el aire depende de la magnitud de la divergencia y otros mecanismos de ascenso y

descenso en la atmósfera. Un sistema de alta presión en superficie que es más frío se encuentra generalmente debajo de la región de entrada confluyente en la corriente en chorro (Uccellini & Kocin, 1987).

3.1.3 Cizalla vertical de la CCC

Gray, (1968) investigó el origen de las perturbaciones tropicales y encontró que los cambios horizontales de viento superficial produce circulaciones ciclónicas y pequeños valores de la cizalla vertical del viento son favorables para la formación de éstas; es así, que dentro de los factores ambientales que influyen en la formación de CT está la cizalladura vertical del viento (Ciz) que actúa para inhibir o fortalecer el desarrollo de ciclones tropicales dependiendo de su intensidad (Landsea, 1999), ya que el impacto podría ser sustancial de $Ciz > 10$ m/s para su intensificación. Frank & Roundy, 2006 observaron que con una cizalla fuerte de 15 m/s se desgarró una tormenta intensa en aproximadamente un día. En África la cizalla del viento entre la superficie y 600mb es frecuentemente mayor a 15 m/s.

Las fases del ENSO afectan la intensidad del núcleo de la CCC y afectan la cizalla vertical y el rotacional del esfuerzo del viento el cual se intensifica (se debilita) en años Niño (Niña) que en años normales en el Pacífico del este durante el verano en su fase cálida (Amador, 2008).

La cizalla del viento corresponde a la variación del vector de viento local en cualquier componente en una dirección dada. La cizalla vertical es la diferencia del viento en altura $\frac{\partial u}{\partial z}$ o de presión $\frac{\partial u}{\partial p}$ en la vertical y en un punto puede producir circulación ciclónica o anticiclónica de acuerdo a las magnitudes de los cambios espaciales del viento y del sentido de éste (Figura 20).

En este caso, se seleccionaron datos de viento zonal en años Niño, Niña y neutro de mayo a noviembre de 1986 a 2017 entre la tropósfera superior (250 hPa) y la tropósfera inferior (925 hPa) para obtener la cizalla del viento entre estos dos niveles y observar su comportamiento en la región del Caribe ya que como se sabe, la cizalla del viento horizontal y vertical influye en la estructura de las OE (Hsieh & Cook, 2005). La cizalla positiva vertical significa que los vientos en niveles superiores son más del oeste que los vientos en los niveles inferiores. En la región del Caribe es común encontrar vientos del este en niveles bajos, asociados a vientos del oeste en niveles altos, si a 250 hPa el viento es del oeste y en 925 hPa del este, se obtiene cizalla del oeste.

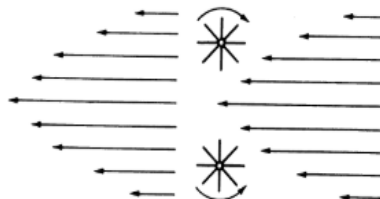


Figura 20. Corriente en chorro y vorticidad relativa generada, similar a la imagen presentada en (Holton & Hakim, 2012).

Además; por naturaleza, las corrientes en chorro presentan cizalladura vertical decreciendo hacia niveles inferiores y superiores respecto a su nivel máximo (Figura 20). En este caso se obtuvo la cizalla vertical (250-925 hPa) en años Niño, Niña y neutro ya que se ha demostrado que tanto las OE y las ondas del este africanas se asocian a la cizalla vertical y horizontal del chorro africano del este en la tropósfera media (Grist et al., 2002).

$$Ciz = \frac{\partial U_{lev2} - \partial U_{lev1}}{\partial z}$$

(Ec. 4)

Cizalla en dos niveles verticales (Holton & Hakim, 2012).

Además, se obtuvieron los valores de percentiles 10 y 90 para conocer los valores extremos de cizalla durante años El Niño, La Niña y años neutro y observar su comportamiento en el Caribe ante la presencia de estos fenómenos, ya que como se sabe, la cizalla del viento horizontal y vertical influye en la estructura de las OE (Hsieh & Cook, 2005) y se conoce que los valores ideales para la formación de un ciclón tropical considerado como uno de los ingredientes importantes es la cizalla y de acuerdo a Oropeza, 2012, la cizalla débil sería menor a 12 m/s, moderada entre 14.5 a 12 m/s y cizalla alta mayor a 14.5 m/s y muy alta mayor a 20 m/s.

3.2 Identificación del desplazamiento de una OE

La identificación y variabilidad de las OE se obtuvo mediante diagramas de Hovmöller ya que muestran la progresión de las fases de estas perturbaciones, la variable utilizada en este caso corresponde al viento meridional ya que es considerado como un indicador de perturbaciones y es una manera efectiva de identificar las OE que además de cambiar su intensidad cambia de signo de acuerdo a la fase de la onda (norte-sur), además se filtró numéricamente en procesos entre 3 y 9 días mediante un filtro pasa-bandas el cual es utilizado para eliminar frecuencias bajas y altas alrededor de un grupo de frecuencias centrales de interés para aislar las componentes de una serie de tiempo que se encuentran fuera del rango límite y tomar en cuenta las frecuencias que se encuentran dentro de estos límites en cada serie de tiempo dada, para ello se consideró su trayectoria a lo largo del océano Atlántico (Figura 18a) caracterizando estructuras inmersas en la señal.

Los diagramas de hovmöller son de gran utilidad para identificar el desplazamiento de las perturbaciones asociadas a OE, fijando ya sea el al tiempo, longitud o latitud, esta herramienta ha sido utilizado en diferentes ámbitos como son: la oceanografía, climatología y meteorología principalmente (Diaz & Aiyyer, 2013; Herrera, 2019). En la meteorología se ha utilizado para observar el paso de las OE en la región tropical o alguna oscilación a lo largo de su guía de onda y en este caso se obtuvieron anualmente dentro período de 1986-2017, promediadas a 700 mb sobre la banda de latitud de 14.25°N y de 5° a 120°W y durante los meses con mayor incidencia de dichas perturbaciones (de mayo a noviembre). Para obtener la evolución de OE se requiere analizar los resultados desde dos aspectos estadísticos y dinámicos de las perturbaciones como del estado medio en el Caribe.

3.3 Análisis espectral de las OE

La onduleta (wavelet) es una herramienta estadística para analizar la variabilidad espacial, temporal y de frecuencia de una señal que representa un fenómeno y que contiene información la cual se puede descomponer en estructuras con frecuencias espaciales y temporales, para detectar y caracterizar eventos (Serrano et al., 2012; Torrence & Webster, 1999). Para aplicar la transformada de wavelet se hace una descomposición sucesiva de la serie temporal en un espacio de tiempo-frecuencia mediante un algoritmo el cual consiste en sucesivas convoluciones discretas, y permite desplegar una señal o campo tanto en el espacio como en el tiempo, utilizando funciones de análisis llamadas onduletas madres. La descomposición del tiempo se obtiene dilatando o contrayendo la onduleta madre antes de convolucionarla con la señal original y en este caso se utilizó la onduleta madre “Morlet” (Figura 21) con el método descrito por (Torrence C., 1998). En la Figura 21 esta onduleta madre que consiste en un módulo exponencial complejo modulado de forma Gaussiana $e^{-\frac{i\omega_0 t}{s}} e^{-\frac{2}{t^2 s^2}}$, donde t corresponde al tiempo, s es la escala o periodo de la onduleta y ω_0 es la frecuencia no dimensional. La onduleta es muy similar al periodo de Fourier por el exponente complejo (Torrence & Webster, 1999)

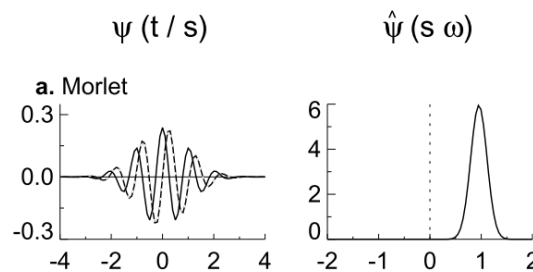


Figura 21. Onduleta Morlet. La parte de la izquierda corresponde a la parte real (línea continua) y la de la derecha a la parte imaginaria (línea discontinua) en el dominio del tiempo y la gráfica de la derecha corresponde al dominio de la frecuencia (Torrence C., 1998).

El espectro de potencia wavelet se define como el valor absoluto al cuadrado de la transformada wavelet y proporciona una medida de la varianza de la serie de tiempo en cada escala (periodo) y en cada tiempo; por lo tanto, la wavelet transforma la señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia (Figura 22); es decir, realiza la operación de interés en la frecuencia, y luego transforma la señal alterada de regreso al dominio del tiempo (Graps, 2013).

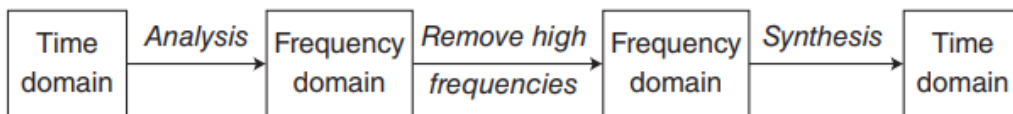


Figura 22. Señal procesada en el dominio de la frecuencia tomada de Graps, 2013.

Para estimar la variabilidad espacial y temporal de las OE se consideró su trayectoria a lo largo del Océano Atlántico caracterizando estructuras inmersas en la señal, el área de estudio abarca las guías de onda de las OE (12.5 y 17.5°N) desde su salida en África hasta llegar a la región del Caribe; y se analizó el viento meridional a 700 hPa y se utilizó un filtro pasa bandas entre 3 a 9 días de frecuencia que representa a las

OE en el Caribe. De igual manera, la actividad media de los OE se calculó promediando las onduletas de mayo a noviembre de 1968-2017, tanto por banda de frecuencia como por tiempo cronológico para la totalidad del período en las áreas definidas de la Figura 18b. Este análisis brinda información sintetizada de la frecuencia e intensidad media de las OE en un sitio determinado.

Además, se calcularon anomalías de onduletas, tomando como referencia las series de tiempo correspondientes a años Niño y Niña de mayo a noviembre respectivamente, para así observar los cambios espectrales representados en las señales correspondientes a las OE, desde África a la región sur de México con latitud promedio entre 10°N y 25°N.

3.4 Energía cinética asociada a las OE

Para caracterizar las circulaciones atmosféricas y analizar su variabilidad en el tiempo y el espacio, se calculó la energía cinética de perturbaciones (Ecuación 5) desde las costas africanas, región del Atlántico, Caribe, Golfo de México y sur de México, utilizando datos de viento filtrados entre 3 y 9 días correspondientes a la frecuencia de las OE y entre 10° a 20°N y de 5° a 120°W, y así obtener gráficas anuales desde mayo a noviembre de 1986 a 2017 a 700 hPa y considerando años Niño y años Niña, para analizar la variabilidad intraestacional, estacional, anual e interanual. La energía cinética de perturbación se obtuvo mediante la implementación de la siguiente ecuación:

$$Ec = \frac{1}{2} [\overline{u'^2 + v'^2}]$$

(Ec. 5)

Energía cinética de *perturbación* (Alaka & Maloney, 2014). Donde u es el viento zonal y v el meridional, las tildes indican datos filtrados entre 3 y 9 días de período.

Esta energía cinética de perturbación es una medida de la actividad de las OE y ha sido utilizada con éxito por diferentes autores Alaka & Maloney, (2014); Hsieh & Cook, (2008) con esta variable se puede cuantificar la intensidad (como la convección) y el número de OE (Russell et al., 2017). Las corrientes de niveles bajos por medio de sus patrones de convergencia-divergencia, juegan un papel importante en el calentamiento global, momento angular y energía cinética almacenada (Amador, 2008).

3.5 Conteo de OE

Del periodo de estudio seleccionado en esta investigación, se extrajo por punto de malla los valores absolutos del viento meridional mayores o iguales a 1 m/s, ya que la magnitud del viento meridional posee mayor variabilidad que la magnitud del viento zonal, para ello se fijó la latitud en 14.25°N y a partir de ahí se seleccionaron 4 puntos de longitud (Tabla 2) abarcando parte del Atlántico y un punto del Pacífico.

Se eligió el valor de 1 m/s ya que la respuesta dinámica de las condiciones oceánicas y atmosféricas son diferentes para eventos cálidos, fríos o condiciones normales (Mora & Amador, 2000) y para el caso de El (La) Niño (Niña) las anomalías positivas (negativas) de 1 m/s (1.5 m/s) equivalente a la intensificación (debilitamiento) del flujo zonal en este caso se toma el mismo valor para el viento meridional.

Tabla 2. Puntos (en °W) donde se identificaron las OE por año.

Lat. 14.25°N
25°W
55°W
75°W
100°W

3.6 Análisis estadístico de la influencia del ENSO en el comportamiento de la CCC

Se realizó un análisis estadístico con el objeto de identificar la significancia de los años ENSO en la CCC. Para ello, se realizó una prueba U de Mann-Whitney ya que permite evaluar el grado de dependencia entre dos series de tiempo (Guo, 2012), donde las variables cualitativas corresponden a los años Niño, Niña y neutro y la variable cuantitativa pertenece a la velocidad del viento zonal. Esta prueba compara las medianas de la serie de datos, formulando que las series de datos no presentan diferencias significativas y/o en caso de haberlas que tan significativas son esas diferencias o si las diferencias ocurren por azar.

Se trabajó con datos de viento zonal solo en el mes de julio de 1986 a 2017 y se han seleccionados 10 años del fenómeno ENSO y 10 años neutro, comprobando la significancia estadística de los años Niña y Niño y neutro. Al analizar la serie de tiempo de cada fenómeno ENSO se observa que en la mayoría de los casos, domina una distribución simétrica (Figura 23); por lo tanto, aunque este problema se puede resolver con la prueba t-Student, se seleccionó la prueba Mann-Whitney que es una prueba no paramétrica y facilita trabajar con datos no numéricos para muestras emparejadas o relacionadas.

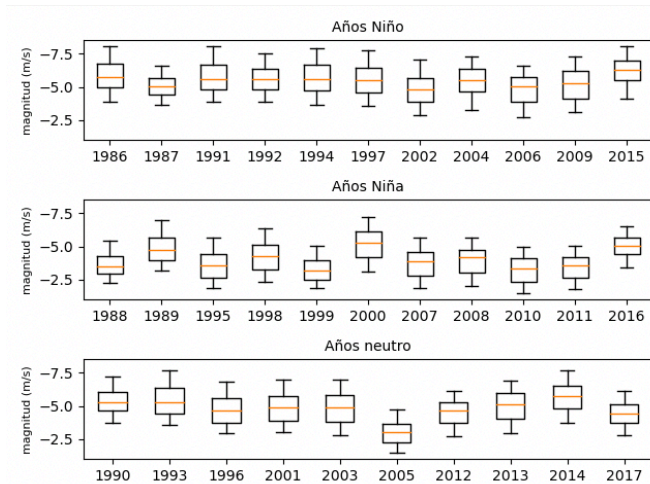


Figura 23. Diagrama de cajas de años El Niño, Niña y neutros en la región 3.4 (5 °N-5 °S, 120°-170 °W) mostrados en la Tabla 1. Donde en su mayoría se observa un comportamiento simétrico.

Las hipótesis a considerar en este análisis estadístico son:

1. Hipótesis Nula (H_0). La intensidad de la CCC es independiente del fenómeno ENSO.
2. Hipótesis alternativa (H_a). La intensidad de la CCC depende del fenómeno ENSO.

Si la intensidad de la CCC es la misma en todos los años; es decir, no presenta grandes variaciones, se podría afirmar que la intensidad de la CCC no depende del fenómeno ENSO.

$$H_0 = Me1 - Me2$$

(Ec. 6)

$$H_a = Me1 - Me2$$

(Ec. 7)

Hipótesis nula y alternativa.

Para ello se trabajó con la siguiente formula (ec. 8 y 9):

$$U_1 = N_1 N_2 + \frac{N_1(N_1 + 1)}{2} - R_1$$

(Ec. 8)

$$U_2 = N_1 N_2 + \frac{N_2(N_2 + 1)}{2} - R_2$$

(Ec. 9)

Formulas Mann-Whitney, donde N_1 y N_2 son los tamaños de las muestras y R_1 y R_2 son los rangos de las muestras.

Donde la media y la desviación estándar son:

$$\mu_U = \frac{N_1 N_2}{2} \quad (\text{Ec. 10})$$

$$\sigma^2_U = \frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12} \quad (\text{Ec. 11})$$

Media y desviación estándar de la muestra.

El valor experimental corresponde al menor valor ya sea U1 o U2:

$$V_{\text{experimental}} = \text{Umin}(U_1, U_2) \quad (\text{Ec. 12})$$

Cuando los tamaños muestrales superan el valor de 10 ($N_1, N_2 > 10$), se considera que las muestras tienen distribución normal ya que:

$$Z = \frac{U - \mu_U}{\sigma_U} \equiv N(0,1) \quad (\text{Ec. 13})$$

Distribución de U de menor valor con distribución normal, media 0 y varianza 1.

Con ello, se puede decidir si las muestras son diferentes o no de manera significativa comparando el valor de la distribución normal (Z) con los puntos críticos de la normal, que en este caso corresponde a $Z_{\alpha} = 1.96$ cuando se trabaja con un nivel de confianza del 95% o lo que es igual a un nivel de error del 5%.

Si $Z < Z_{\alpha}$, se acepta la H_0 .

Si $Z > Z_{\alpha}$, se rechaza la H_0 .

3.7 Balance de momento

Para diagnosticar la dinámica entre flujo medio y perturbaciones, se realizó un análisis dinámico, en dos periodos de estudio, el primero contiene el mes de máxima intensidad de la CCC (JJA) y el mes de mínima intensidad de la CCC (SON), con cálculos centrados en 14.25°N y entre 60°-90°W y 11° a 25°N a 925 hPa, ello bajo condiciones de año Niño, Niña de moderado a intenso y años neutro ya que autores como Mendez & Magaña, 2009 menciona que las OE interactúan con los vientos alisios intensos (débiles) que se traducen en lluvias mayores (menores) en veranos Niño (Niña) y con la orografía para producir patrones de clima regional en el Caribe Centroamericano. Los alisios intensos en el sur de México pueden inhibir la entrada de humedad por las costas del Pacífico; por lo tanto, disminuye la convección profunda y la precipitación.

La dinámica atmosférica (Ec. 14) se describe mediante las ecuaciones de movimiento e implica términos medios y términos asociados con perturbaciones; para estimarlos, se aplicó un filtro pasa bandas tanto a viento meridional y zonal entre 3 y 9 días y se calcularon promedios mensuales zonales y meridionales expresando cada término mediante mapas espaciales y en dos periodos que abarca el mes de máxima intensidad de la CCC y el mes de mínima intensidad respectivamente (JJA y SON).

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \approx \underbrace{-\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}}_{\text{Término 1}} - \underbrace{\bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}}_{\text{Término 2}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u}'}{\partial x}}_{\text{Término 3}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y}}_{\text{Término 4}} + f(V - Vg)$$

Vg, Va, Vr

(Ec. 14)

Balance de momento de aceleración media de un flujo medio (CCC) y términos asociados a perturbaciones (*Salinas P., 2006*). Estimados para años Niño, Niña y neutro.

Donde las velocidades perturbadas son: u' y v' , mientras que $u'v'$ representa el flujo zonal transportado meridionalmente en las bandas de frecuencia entre 3 y 9 días, y u'^2 es el flujo de momento zonal y las barras indican el promedio temporal, V es el viento real, Vg es el viento geostrófico y f es el parámetro de Coriolis. El viento real se escribe como $Vr = Vg + Va$, donde Va es el viento ageostrófico. Éstos cálculos se dividen en dos periodos: JJA y SON. Los vientos ageostróficos se relacionan directamente con la precipitación al ser convergentes o divergentes.

Para complementar los cálculos de la ecuación de momento, se generaron de igual manera, cada uno de los términos para el mes de julio cuando el chorro es fuerte y alcanza un viento zonal máximo de 17 m/s como en el año 2015 (Figura 25b), este cálculo como los anteriores (JJA y SON) se realizaron tanto para años Niño, Niña y neutro, justo para el área del Caribe con la finalidad de capturar la dinámica de la CCC desde la región conocida como la entrada de la CCC, donde los vientos comienzan a acelerarse en 63°-70°W, pasando por el núcleo (70° a 76°W) hasta la región de desaceleración o salida de la CCC (76° a 82°W), basándose en el principio de que la intensificación de la CCC está influenciada fuertemente por la NASH; tal cual discutió Muñoz et al., 2008 y Cook & Vizy, (2010), que el equilibrio del momento meridional es geostrófico y sobre todo durante julio, mientras que la intensificación en febrero está relacionada con el calentamiento sobre el

norte de Sudamérica en el borde más septentrional del sistema monzónico sudamericano combinada con una NASH débil ubicada más al este (Cook & Vizy, 2010).

En este sentido, autores como Cook & Vizy, (2010); Salinas P., (2006) han analizado el balance de momento en la componente zonal y viento meridional, donde el primer autor relacionó la aceleración zonal al este del núcleo de la CCC entre 12°-15°N y 60°-75°W además de analizar la relación entre el balance de momento regional con la circulación a gran escala, se enfocó en analizar las inestabilidades regionales que implica que la CCC se acelere o desacelere en escalas de tiempo diurnas y las razones de las variaciones de los balances de momento con las estaciones del año ya que la CCC está básicamente en equilibrio geostrófico (Muñoz et al., 2008), especialmente en julio dado que es el mes de máxima intensidad de la CCC y menciona que la extensión hacia el este de la NASH en la región del norte del Caribe estrecha el gradiente de presión acelerando la corriente.

3.8 Precipitación

Una manera muy simple de identificar el incremento o decremento de la precipitación y su relación con el fenómeno ENSO es seleccionando años Niño, Niña y neutro dentro del periodo de estudio (1986-2017) y durante los meses de mayo a noviembre, ya que durante estos meses adquiere mayor importancia la CCC y las OE al tener mayor actividad y aportar mayor humedad desde la región del Caribe hacia el centro, sur y sureste de México y Estados Unidos; para ello, se obtuvieron mapas de precipitación en años Niño, Niña y neutro, así como anomalías de precipitación representadas en diagramas de Hovmöller longitudinales para observar la diferencia desde 60° a 120°W con latitud fija de 14.25°N.

Tomando en cuenta que, durante veranos Niño los vientos alisios intensos sobre el Caribe y en la región del Golfo de México en conjunto con la ITCZ juegan un papel fundamental al dar respuesta en forma de onda de Rossby estacionaria de bajo nivel que se observa también en la parte sur de México y son diferentes para cada fenómeno de Niño y Niña; es decir, la onda de Rossby en la región del Caribe, provoca vientos alisios intensos (débiles) que a su vez se traducen en lluvias mayores (menores) en veranos Niño (Niña) interactúan con la orografía para producir patrones de clima regional en el Caribe Centroamericano, por otra parte, los alisios intensos en el sur de México pueden inhibir la entrada de humedad por las costas del Pacífico, disminuyendo las precipitaciones y por lo tanto hay menor posibilidad de convección profunda (Amador et al., 2006; Magana et al., 2003).

Capítulo 3: Resultados

En este apartado, se muestran los resultados relevantes aplicados a la CCC y las OE ya que forman parte de la circulación del Mar Caribe y ambos; dado su variabilidad, frecuencia espacial y temporal transportan humedad o generan inestabilidad favoreciendo precipitaciones en las áreas circundantes; es así que comprender sus características contribuirá a mejorar el rol de la circulación atmosférica de los flujos de humedad en el Mar Caribe, para ello se utilizaron datos de Reanálisis Era-Interim y para la precipitación se utilizaron datos de Reanálisis Era-5 para el período de 1986 a 2017. La onda o perturbación esta incrustada en un flujo medio; por lo tanto, su estructura será sensible al perfil vertical del viento y a la corriente zonal media que prevalece en el Caribe.

3.1 Variabilidad de la CCC

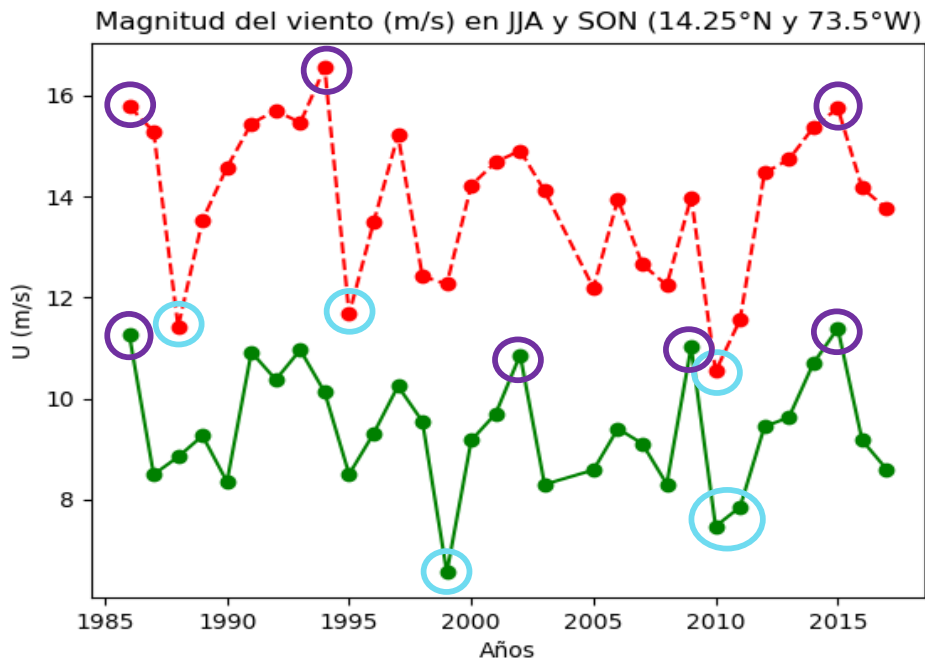
Se estimó la magnitud del viento en el Caribe en un punto del núcleo de la CCC (14.25°N y 73.25°W) durante JJA y SON de mayo a noviembre por año, donde en JJA se observan valores máximos de 16.5 m/s en 1994 y de 16 m/s en 1986 y 2015 (Figura 24a, círculos morados en línea roja), estos dos últimos años corresponden a años Niño donde la CCC se caracteriza por ser más intensa, la magnitud mínima del viento en este trimestre fue de 11 m/s en 1988, 1995 y 2010 (Figura 24a, círculos azules en línea roja) donde estos últimos años corresponden a años Niña y durante años neutro la CCC es más variable ya que tanto puede ser intensa como puede ser débil.

Por otro lado, en SON (Figura 24a, línea verde) se observa que la magnitud del viento estimada es menor que la de JJA ya que oscila entre 6 a 11m/s y la menor magnitud se obtuvo en 1999 con 6 m/s y 7 m/s en 2010 y 2011 (Figura 24a, círculos azules en línea verde), donde estos últimos años pertenecen a años Niña y los máximos en SON se presentaron en 1986, 2003, 2009 y 2015 de 11 m/s (Figura 24a, círculos morados en línea verde); de igual forma se observa claramente como el trimestre de JJA es más intenso que SON con una diferencia mayor a 9 m/s entre el máximo de JJA y el mínimo de SON; por tal motivo, es importante observar cómo se comporta la CCC en un punto del núcleo de la CCC como: 14.25°N y 73.5°W ya que una CCC intensa en JJA el viento sería mayor a los 15.7 m/s y débil si la CCC es menor a 11.7 m/s, mientras que en SON, la CCC intensa corresponde a una magnitud de 10.9 m/s y una CCC débil sería si los valores fueran menores a 8.3 m/s (Figura 24a) tomando en cuenta los valores del percentil 10 y 90 respectivamente.

Analizando el mes de máxima intensidad de la CCC (Figura 24b), se aprecia que los valores del viento zonal en el Caribe en el punto localizado en la región del núcleo de la CCC (14.25°N y 73.25°W) son mínimos en los años 1988, 2005, 2010 y 2011 entre 10 y 11 m/s (Figura 24b, círculos azules en línea roja) los cuales corresponden a años Niña excepto el año 2005 que como se sabe es un año neutro pero débil; de igual forma, los años más intensos al igual que los valores máximos encontrados por Whyte et al., (2008) superaron los 16 m/s y corresponden a 1994, 2004 y 2015 (Figura 24b, círculos morados en línea roja) donde 1994 y 2015 son años Niño. Las principales corrientes en chorro como las polares y subtropicales pueden alcanzar vientos de 30-35 m/s por lo que la CCC no se caracteriza por ser una corriente de vientos intensos sino más bien por ser un fenómeno estacionario en el Mar Caribe, con cambios en su intensidad y variabilidad desde

diurna (Cook y Vicky, 2010), intraestacional, interanual e intraanual. La intensidad mínima del viento zonal en julio está, en su mayoría relacionado con las anomalías positivas del ENSO y el máximo de la CCC con anomalías negativas del ENSO tal cual lo han observado autores como Mora y Amador, 2000 e Inoue et., al, 2002. La diferencia máxima entre un año débil e intenso de viento zonal en julio es de 6 m/s.

a)



b)

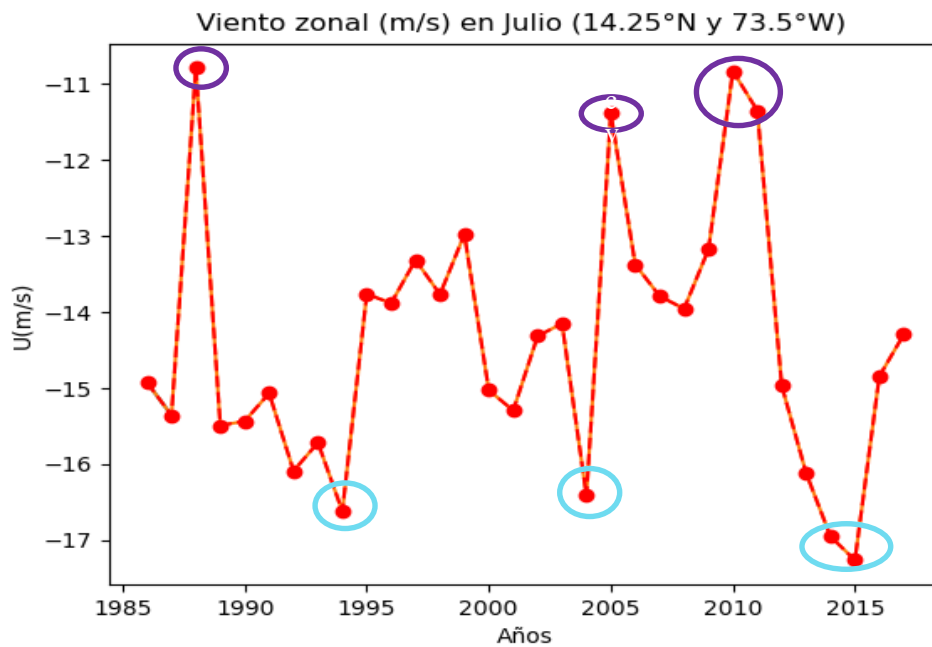


Figura 24. Magnitud del viento (m/s) a 925 hPa en 14.25 °N y 73.25 °W a) durante JJA (línea roja) y SON (línea verde) y b) viento máximo zonal en julio. Los círculos amarillos indican los valores mayores y menores de la magnitud del viento, de acuerdo a cada gráfica.

El análisis de la intensidad de la CCC proporcionó un panorama general de su variabilidad estacional, donde en el trimestre de JJA la CCC fue más intensa en los años de 1994, 1986 y 2015 cuando se identificó la presencia del fenómeno El Niño y con esto se confirma que la CCC es más intensa con esta oscilación y que los años Niña no figuran como máximos de viento en JJA; mientras que, la CCC más débil en este mismo trimestre se identificó en los años de 1988, 1995 y 2010 correspondientes a años Niña, corroborando de igual manera que durante un año Niña la CCC es más débil. En un año neutro, la CCC es más variable ya que tanto puede ser intensa como puede ser débil. En SON, el máximo de magnitud del viento se observó en los años de 1986, 2003, 2009 y 2015, donde el 2003 es año neutro y el resto años Niño. Los años con una débil CCC en SON fueron: 1999, 2010 y 2011 todos pertenecen a años Niña, al igual se observa claramente como el trimestre de JJA es más intenso que SON con una diferencia mayor a 9 m/s (como en el año 1995 menos el año 1999); por tal motivo, es importante observar cómo se comporta la CCC, ya que una CCC intensa y débil en JJA tiene valores de 15.7 m/s y 11.7 m/s respectivamente e intensa y débil en SON de 10.9 m/s y 8.3 m/s; esto es, tomando en cuenta los valores de percentiles 10 y 90.

De igual manera, se analizó el mes de máxima intensidad del viento zonal (julio) desde 1986 a 2017 en el punto máximo de la CCC (14.25 °N y 73.5 °W) y se observó que oscila entre 10 a 17 m/s en un periodo de 32 años y la diferencia máxima entre un año débil e intenso es de 6 m/s, similar a lo encontrado por Whyte et., al, (2008), los años más intensos corresponden a 1994, 2004, 2014 y 2015 con 16 y 17 m/s y estos años tuvieron presencia del fenómeno El Niño y años neutro; de igual forma, los años con viento zonal más débil se observan en 1988, 2005, 2010 y 2011 entre 10 y 11 m/s donde todos los años corresponden a años Niña.

3.1.1 Años ENSO y la CCC

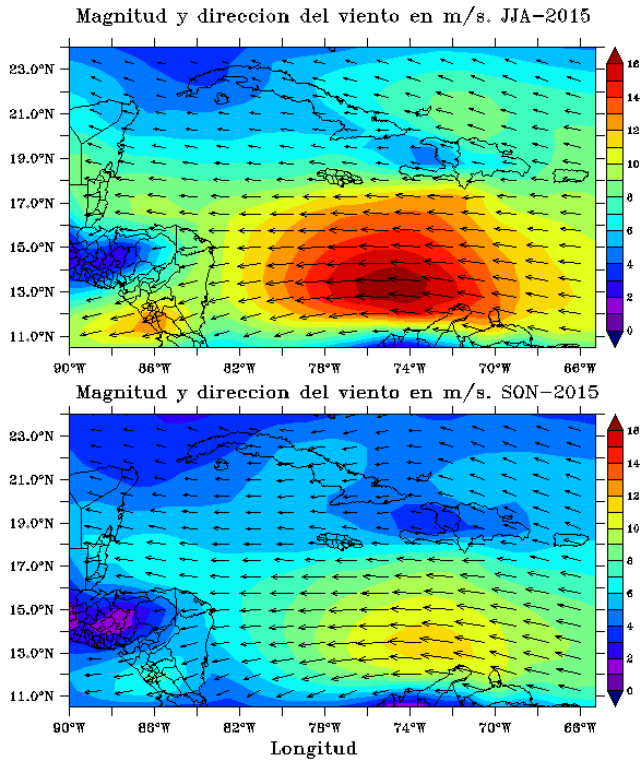
La magnitud y dirección del viento en JJA y SON, se muestran en la Figura 25a, y de acuerdo al análisis anterior, se observó que el año 2015 corresponde a un año significativo de Niño, 2011 a un año Niña y 2013 a un año neutro, años que se seleccionaron para observar contrastes, de lo cual se deduce que el año 2015 durante JJA está más definida e intensa la CCC con una magnitud mayor o igual a 16 m/s ubicada entre 68°-80°W y 11° a 17°N (Figura 25a, superior), al ser intensa la CCC se mantienen tres bifurcaciones que favorecen el transporte de humedad, el primero hacia el norte, cruzan la Península de Yucatán y se interna en el Golfo de México, una segunda bifurcación hacia el interior de Belice y sur de México y la última hacia Centroamérica rumbo a la costa del Pacífico sur de México (Figura 25a). En el mismo año 2015 pero en SON (Figura 25a inferior), el centro de la CCC y su estructura disminuyen drásticamente pasando de 15 m/s en JJA a 11 m/s en SON y la CCC se ubica entre 69° a 77°W y en 12° a 16°N; y las mismas bifurcaciones se siguen manteniendo durante este trimestre (SON) pero de menor intensidad (Figura 25a inferior).

En el año 2011 considerado como año Niña (Figura 25b), se observa claramente como la CCC en JJA pierde su estructura e intensidad con una diferencia de 4 m/s a comparación de JJA del 2015; por lo que la CCC en JJA de 2011 se debilita a 11 m/s perdiendo parte de su estructura, lo cual se ve reflejado de igual manera en SON (Figura 25b) con 7 m/s; sin embargo, la estructura más definida en JJA se ubica entre 70° y 78°W con latitud entre 11° a 17.5°N y en SON en 66° a 78°W y 11° a 17°N, la rapidez del viento incrementa por lo menos un grado ya que Whyte et al., 2008, encontraron que la rapidez máxima del viento va de 14 a 16 m/s.

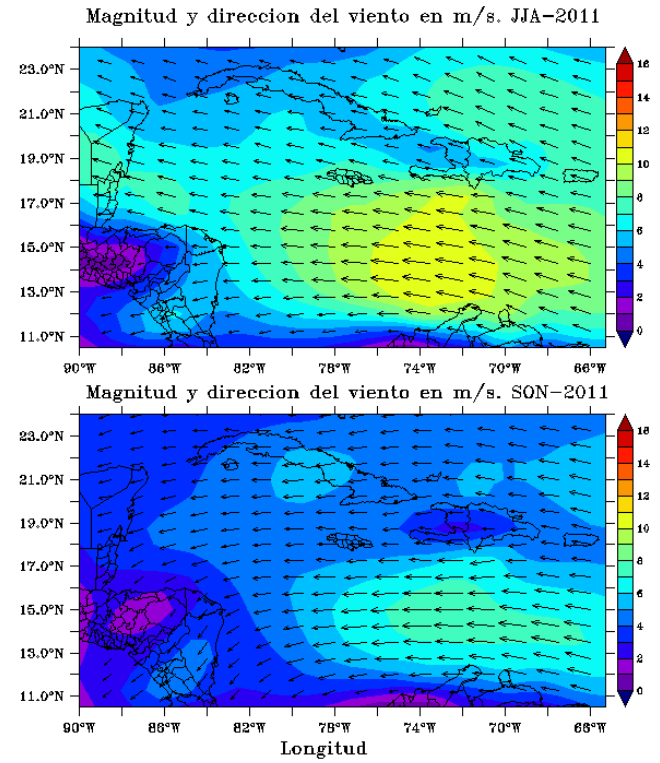
El año neutro 2013 se asemeja a la CCC observada durante el 2015 tanto en JJA y SON pero con menor amplitud y menos definida en ambos casos (14 m/s y 8 m/s respectivamente), en este año neutro, la extensión de la CCC oscila entre 66° a 78°W y 12° a 17°N en JJA y entre 66° a 76°W y 12° a 17°N; así mismo, el flujo de humedad en JJA hacia el Golfo de México se ve más intenso que durante SON ya que la circulación es más zonal y la principal función de estos flujos es distribuir la humedad desde el Atlántico tropical hacia el mar Caribe (Figura 25c), Golfo de México, Centroamérica y la cuenca del Pacífico (Cook and Vizzy, 2010). La bifurcación del flujo que advecta la humedad hacia el Océano Pacífico y los vientos que se desplazan hacia la Península de Yucatán adquieren una componente más zonal en este caso, por lo que estaría favoreciendo flujos sobre dicha región (Figura 25c) y en el resto de los años tanto Niño, Niña y neutro presenta patrones muy similares a los analizados en este apartado (no se muestran).

En la tabla 3, se observa la ubicación de la CCC durante JJA y SON de los años analizados en esta sección y como se puede observar que no presenta una variación o desplazamiento significativo, únicamente se intensifica, debilita o modifica por ciertos patrones atmosféricos entre los cuales se encuentra el fenómeno ENSO.

a)



b)



c)

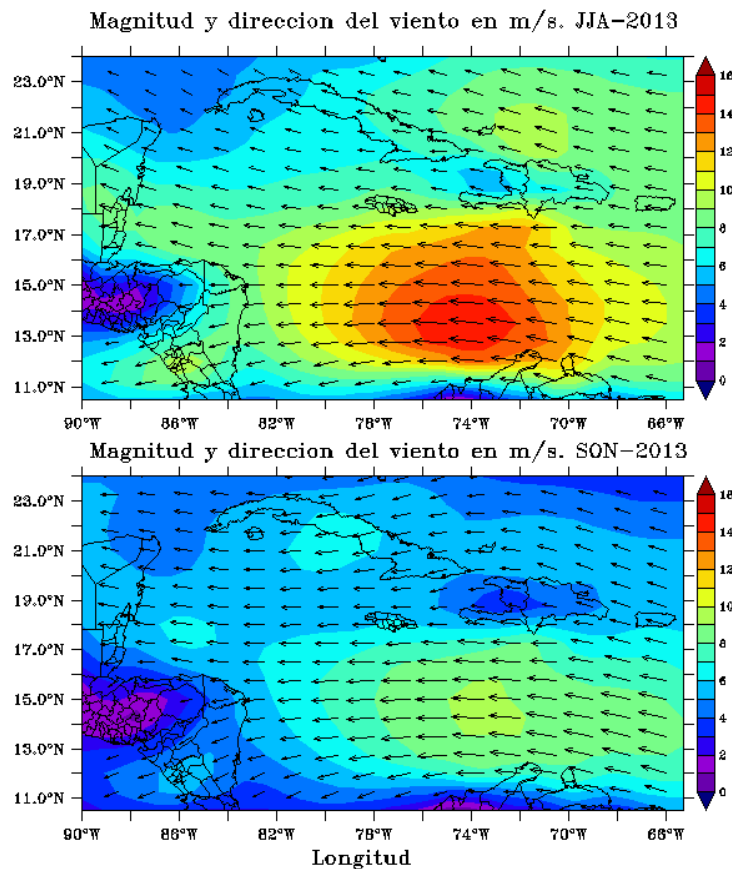


Figura 25. CCC (m/s) en un año a) Niño (2015), b) Niña (2011) y c) neutro (2013).

Tabla 3. Ubicación de la CCC durante un año Niño (2015), un año Niña (2011) y un año neutro (2013).

Ubicación de la CCC		
Años	JJA	SON
2015	68°-80°W y 11° a 17°N	69°-77°W y 12°-16°N
2011	70°-78°W y 11°-17.5°N	66°-78°W y 11°-17°N
2013	66°-78°W y 12°-17°N	66°-76°W y 12°-17°N

En este apartado, se analizó espacialmente la magnitud de la CCC tomándo como referencia los años donde hubo presencia de un evento Niño, Niña y un año neutro significativo como son: 2015, 2011 y 2013 respectivamente, y se observó, el cambio drástico que se presenta en la intensidad de la CCC en un año Niño de 16 m/s a 11 m/s entre JJA a SON como por ejemplo el año 2015; así mismo, durante SON se pierde la estructura vertical y horizontal de la CCC y en general los flujos dominantes tienen tres direcciones: La primera es una bifurcación hacia el norte-noreste cruzando la Península de Yucatán, la segunda cruza Belice y Guatemala para internarse en el sur de México y la tercera bifurcación se dirige hacia el sureste por la costa del Pacífico mexicano y Centroamérica; de igual manera, la intensidad de la CCC marca la dirección de los flujos; así mismo, al debilitarse la CCC, la componente del norte-noroeste se vuelve más del este y la del sur-sureste se vuelve más del sur y durante un año Niña como 2011 la CCC es significativamente más débil, presentándose magnitudes de 11 m/s a 6 m/s con flujos débiles adquiriendo una componente en su mayoría hacia el sur sobre todo en SON, donde en SON se puede decir que prácticamente desaparece la estructura de la CCC. Respecto al año 2013 perteneciente a un año neutro, se observa que es el punto medio ya que un año neutro puede ser tan intenso como un año Niño o tan débil como un año Niña, ya que la magnitud del viento pasa de 14 m/s a un mínimo de 9 m/s. Al ser la CCC más intensa en JJA que en SON, los flujos también es más intensos y durante SON la circulación es más zonal en este último trimestre y la principal función de estos flujos es distribuir la humedad desde el Atlántico tropical hacia el mar Caribe, Golfo de México, Centroamérica y la cuenca del Pacífico, el resultado anterior es coherente con los expuestos por E. R. Martin & Schumacher, 2011a.

3.1.3 Análisis de largo plazo de la CCC

Se obtuvo el promedio de la CCC (Figura 26) durante JJA y SON del total del periodo de estudio (1986 a 2017) y se obtuvo un máximo de 14 m/s entre 14°N y 75°W y se observa que el patrón de flujo de tres bifurcaciones mostrados anteriormente son parte de la climatología de la región donde influye directamente la CCC y de manera similar durante los meses de desaceleración de la CCC (SON) donde estos flujos pierden intensidad en su componente como por ejemplo, en la Península de Yucatán ya que de ser más meridional en JJA pasan a ser más zonales en SON y la magnitud del viento alcanza un valor máximo de 8 m/s entre 69°-76°W y 11.5° a 16°N (Figura 26 panel inferior), al observar este comportamiento en los flujos y en la CCC significa que existe consistencia en la trayectoria de los flujos de humedad ya sea más al norte o al sur. De igual forma se observa que la diferencia climatológica entre JJA y SON es de aproximadamente 6 m/s (Figura 26).

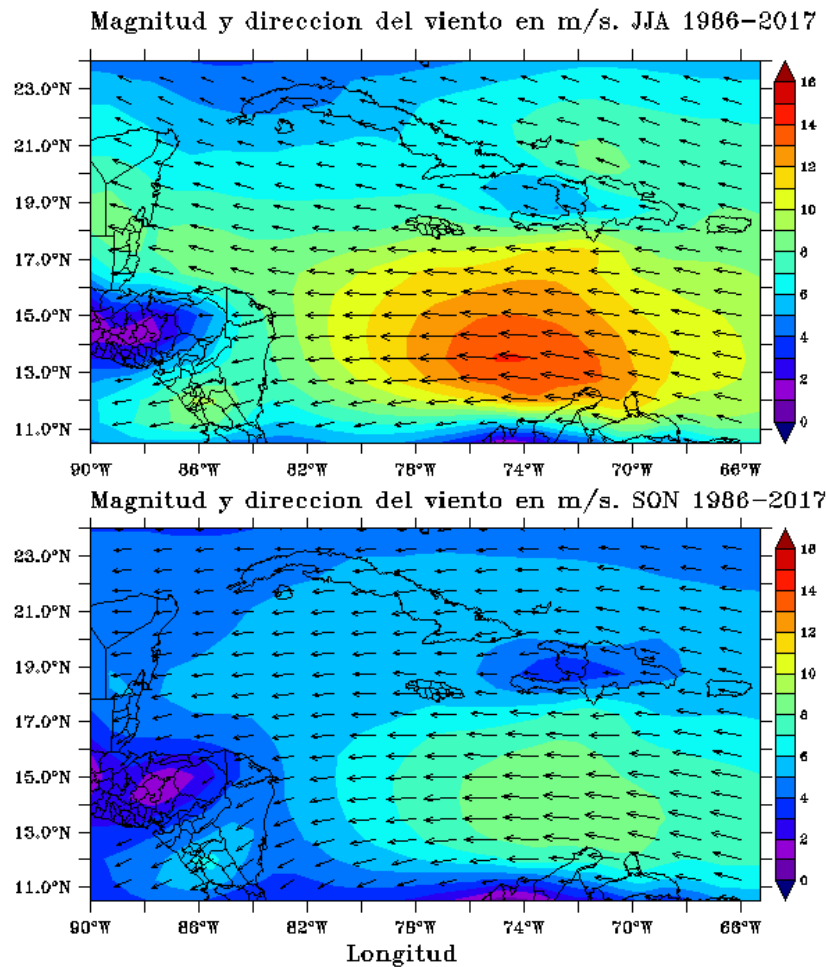


Figura 26. Climatología de la CCC (m/s). Panel superior: MJJ de 1986 a 2017 y Panel inferior: ASO de 1986 a 2017.

Del promedio de 32 años de la magnitud del viento en la región del Caribe, se deduce que el centro de la CCC en JJA se localiza entre 74° a 77°W y entre 12° a 14°N con un máximo de 14 m/s. Las bifurcaciones son parte de la climatología del Caribe ya que se mantienen en los 32 años de estudio y están más definidas en JJA. La climatología de la CCC muestra, además, un promedio de 8 m/s en SON ubicada entre 69° a 76°W y entre 12° a 16°N y los flujos son más débiles en este trimestre ya que la componente observada en JJA del noroeste se vuelve más del este y la del este y sureste es aún más del sur. La diferencia climatológica presentada entre JJA y SON es de 6 m/s.

3.1.4 Variabilidad de la estructura de la CCC

Sabiendo que la CCC es más intensa en julio y además que no migra, sino que se mantiene sobre la región del Caribe y únicamente se debilita, intensifica o modificada por ciertos patrones atmosféricos entre los cuales se encuentra el fenómeno ENSO; se obtuvo la estructura de la CCC durante el mes más intenso de la CCC y de todo el periodo de estudio, la cual es determinante tanto para el análisis de su inestabilidad como de su variabilidad interanual. Estimar su variabilidad temporal aporta elementos de análisis del potencial de transferencia energética hacia OE.

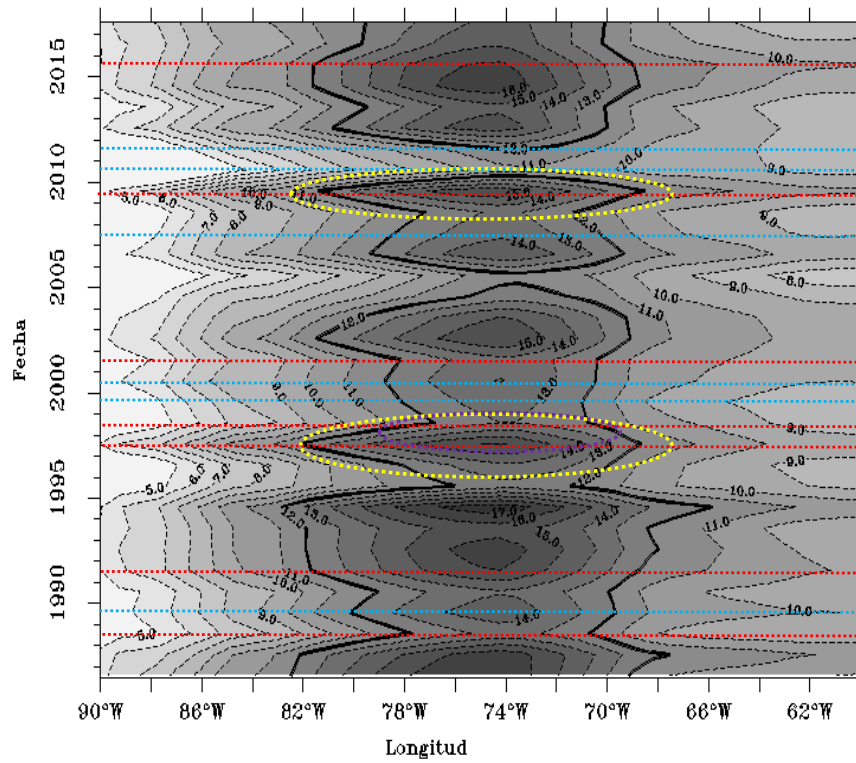
Para el análisis de esta estructura, se marcaron los años ENSO de moderados e intensos con líneas rojas y amarillas de acuerdo con el índice oceánico de El Niño de la NOAA, del cual se obtuvo un total de 10 años por cada fenómeno climático, los cuales se definen en la Tabla 1; mientras que, en la Figura 27a se presenta la estructura zonal de la CCC promediada entre 12° a 16°N y entre 60° a 90°W donde la coordenada “y” representada en la Figura 27a corresponde al periodo de estudio (1986 a 2017) y la línea negra intensa marca la isotaca de 12 m/s (Figura 27) ya que como se observó anteriormente esta magnitud en el Caribe corresponde a una CCC débil en el trimestre de JJA (Figura 24) y se toma como referencia para marcar una corriente significativa. De igual forma, la Figura 27b, representa el promedio del viento longitudinal con latitud en el eje “y” de 12° a 16°N.

Es así que en este análisis, se puede observar que la CCC presenta anualmente tanto variabilidad zonal y meridional, implicando una dinámica de interés para diagnosticar sus impactos en la precipitación regional (Figura 27). Las líneas rojas corresponden a años Niño intensos: 1987, 1991, 1997, 2002, 2009 y 2015 y se observa que la estructura zonal de la CCC durante años Niño tiene una extensión de hasta 14° en el año 1997 y 2009 (círculos amarillos) y mínimo de 8° en 1988, siendo estos resultados congruentes a los expuesto por Amador, 2008 en su estudio; de igual forma, la intensidad de la CCC de 12 m/s en la mayoría de los casos, se observa alrededor de 70°W y comienza a debilitarse alrededor de 80°W este núcleo se ensancha de este a oeste y alcanza una altura de hasta 700 hPa (Salinas P., 2006), entonces la CCC tiende a ser más intensa en años Niño lo que significa que al ser más intensa también es más extensa como se muestra en la Figura 27a (líneas rojas) en la mayoría de los años Niño como: 1997, 2009 y 2016. Por otro lado, durante años Niña (líneas azules) como: 1988, 1999, 2000, 2007, 2010 y 2011, la estructura zonal de la CCC se ve disminuida (Figura 27a) y es menor a comparación de los años Niño oscilando entre 5° a 10°.

En la Figura 27b, se muestra la estructura meridional de la CCC donde la máxima extensión meridional se observa en 1986, 1987 y de 1991 a 1995 con una extensión aproximadamente de 5° o 6° y además se observa que la presencia de un año Niño (líneas rojas) corresponde de manera general con una mayor extensión meridional, y se puede observar además de los años mencionados anteriormente en: 1997, 2009 y 2015. por otra parte, la extensión meridional no es tan definida durante años Niña y suele ser en general menor a 4° y la magnitud del viento es menor a 12m/s en la mayoría de los casos Niña (Figura 27b).

Analizando años individuales, en un año Niño como el 2015, se observa una extensión longitudinal en el núcleo de la CCC desde 73° a 77°W con un máximo de 17 m/s y latitudinalmente presenta una extensión desde 12°N a 14°N con 13 m/s, mientras que en el año 2011 de Niña, se observa que la estructura de la CCC no es tan definida ya que la intensidad del viento es menor a 12 m/s y en el año 2013 la velocidad es de 13 m/s extendiéndose de entre 74° a 76°W y zonalmente se muestra una intensidad de 12 m/s entre 12° a 15°N (Figura 27 a y b).

a)



b)

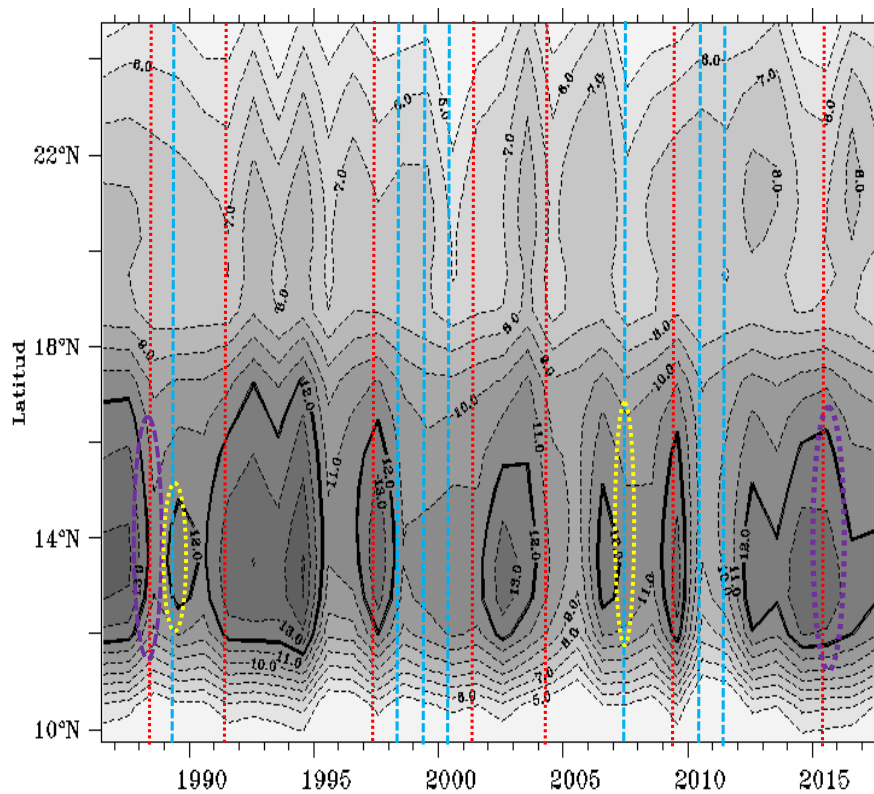


Figura 27. Estructura a) zonal (12° - 16° N y b) meridional (65° - 85° W) de la CCC durante julio. Promedio de 1986-2017. Las líneas rojas corresponden a los años Niño y las líneas amarillas a años Niña.

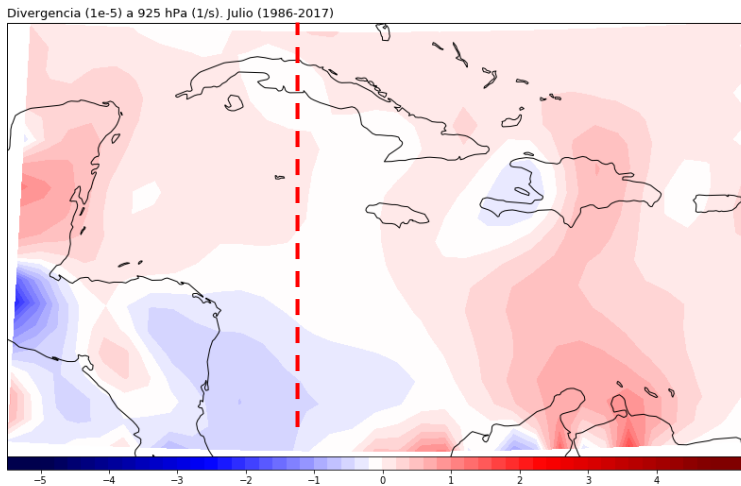
Conociendo que la CCC es más intensa durante julio y sabiendo además que no migra ya que se debilita, intensifica o modifica de acuerdo a ciertos patrones atmosféricos entre los cuales se encuentra el fenómeno ENSO, se obtuvo la estructura de la CCC en julio durante el periodo de estudio, la cual es determinante tanto para el análisis de su inestabilidad como de su variabilidad interanual.

En este caso, se tomó como referencia la isotaca de 12 m/s ya que durante el trimestre de JJA representa una corriente intensa, es así que del análisis de la estructura de la CCC se muestra que en la mayoría de los casos Niño se presenta una extensión zonal de entre 8° a 14° y una extensión meridional de entre 5° a 6° con una intensidad del viento en julio que varía desde 12 m/s a 17 m/s, mientras que en años Niña, se ve reducida la estructura de la CCC y disminuye la extensión zonal (entre 5° a 10°) y estructura meridional menor a 4° con intensidad del viento en años Niña en su mayoría menor a 12 m/s; por lo tanto, estos resultados muestran que la extensión tanto zonal como longitudinal es una condición característica de la CCC y que su variabilidad está en función del fenómeno ENSO.

3.1.5 Divergencia del flujo medio

En la Figura 28a, se presenta la divergencia del flujo medio en julio de 1986 a 2017 a 925 hPa, obtenida de la (Ec. 3, mientras que la Figura 28b representa el promedio de la magnitud del viento (m/s) en julio desde 1986 a 2017, donde en la entrada (salida) de la CCC que se localiza entre 66° a 73°W (80° a 86°W) domina la divergencia (convergencia) superficial (Figura 28a) marcado en color rojo (azul) se asocia a la aceleración (desaceleración) de la CCC. Es así que, la zona azul corresponden a valores negativos de convergencia (marcada por la línea roja) en superficie e indican que sobre la región costera y parte del interior de Centroamérica se localiza la convección profunda y al compararla con la magnitud del viento (Figura 28b) se observa que esta zona corresponde a la desaceleración de la CCC, mientras que en la región del norte de América del sur y en República Dominicana se localiza la mayor divergencia (Figura 28a) correspondiente a la entrada de la CCC (Figura 28b) con subsidencia en altura por compensación vertical, dichas circulaciones se asocian con los patrones espaciales de precipitación, los cuales se discutirán más adelante. El centro de la CCC en julio desde 1986 a 2017 se localiza en 74°W y 13°N.

a)



b)

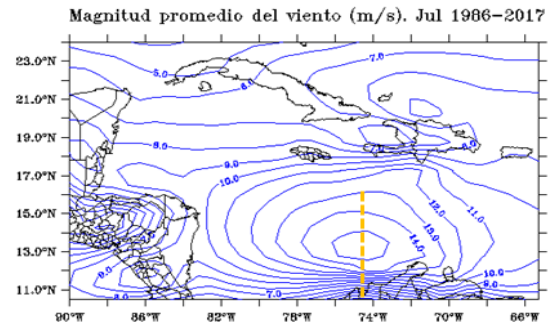


Figura 28. a) Divergencia ($1e^{-5} s^{-1}$) a 925 hPa de julio de (1986-2017) y b) magnitud del viento promedio de julio (1986-2017). Se observa el promedio de la magnitud de la CCC en julio (entrada de la CCC a partir de $65^{\circ}W$ aprox.) empatada con la divergencia a la salida de la CCC (en rojo).

Del análisis de la divergencia y su relación con la magnitud del viento en julio, se concluye que en la entrada (salida) de la CCC localizada entre 66° a $73^{\circ}W$ (80° a $86^{\circ}W$) domina la divergencia (convergencia) asociado con la aceleración (desaceleración) de la CCC, la cual pasa de 8 m/s en $66^{\circ}W$ a 15 m/s en $74.5^{\circ}W$ aproximadamente; es decir, solo 7° de longitud para llegar al núcleo (74° a $75^{\circ}W$ y de 12° a $14^{\circ}N$) y para disminuir nuevamente a partir de $76^{\circ}W$ donde la intensidad en la salida de la CCC pasa de 14 m/s a 10 m/s en 6° disminuyendo justo antes de la zona continental de Centroamérica (Honduras y Nicaragua) y como se mencionó anteriormente, cuando en superficie hay convergencia (divergencia), se observan flujos ascendentes (descendentes), que se asocian a convección (subsistencia) y la velocidad de ascenso (descenso) depende de la magnitud de la divergencia y otros mecanismos dinámicos; es así que, un sistema de alta presión en superficie se encuentra generalmente en la región de entrada del chorro que es una zona confluyente (Uccellini & Kocin, 1987).

3.1.6 Variabilidad de la cizalla vertical del viento zonal

Dada la naturaleza de las corrientes en chorro, existe una cizalla vertical, la cual influye directamente en la formación de CT en el Caribe y en este caso se observó que la cizalla vertical del viento zonal es más intensa en años Niño con un promedio de 17 m/s (Figura 29a) con lo cual se corrobora con el análisis de cizalla mostrado por Oropeza, 2012 donde este valor correspondería una cizalla intensa poco probable para la ciclogénesis tropical, mientras que, en años neutro, la cizalla se observa de intensidad media con 14 m/s, esto en el Caribe, seguido por años Niña que corresponde con un periodo favorable para la ciclogénesis de 12 m/s y en años neutro de 14 m/s (Figura 29c) con signo positivo en los tres casos. De igual manera, observando la cizalla por año como en el 2015 de mayo a noviembre, corresponde a un año Niño con valores mayores a 22 m/s, mientras que el promedio desde 1982 a 2017 de mayo a noviembre es de 16 m/s.

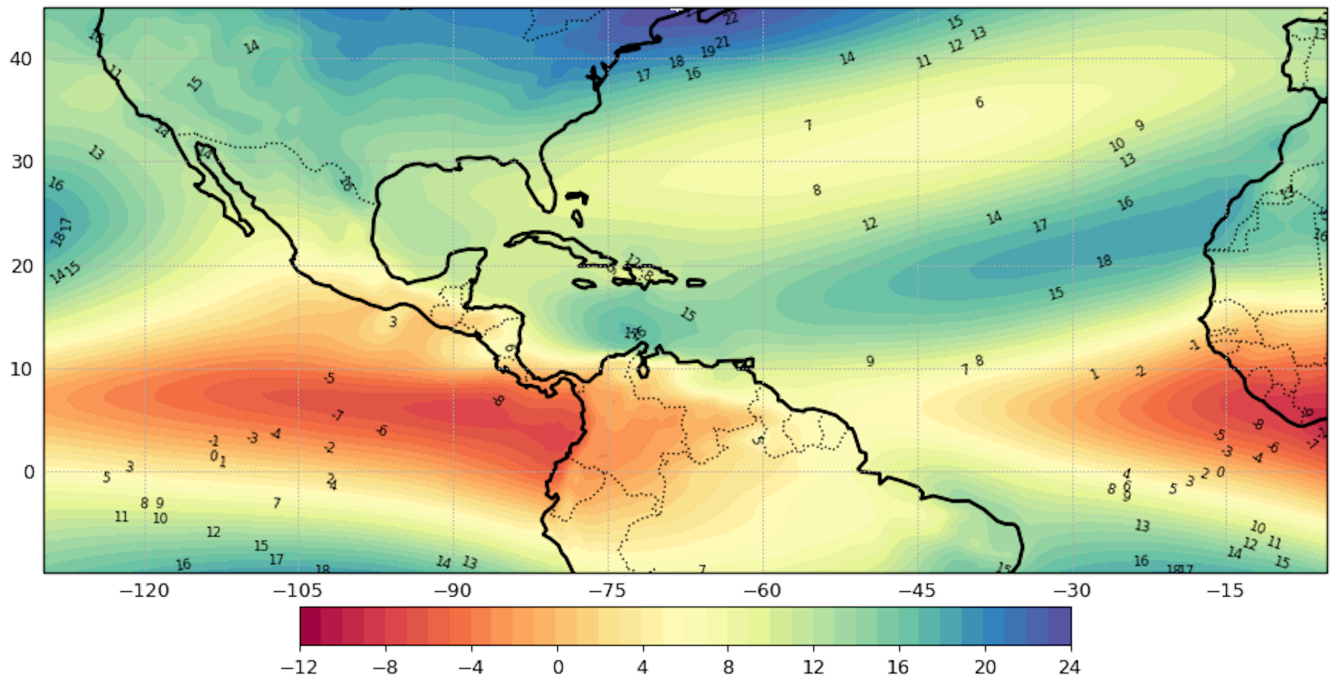
La gran variabilidad de la CCC cambia la cizalla del viento vertical entre la tropósfera baja y superior y afecta a su vez la temporada de huracanes en el Atlántico (Muñoz et al., 2008). Además, se obtuvieron los valores de percentiles 10 y 90 de la cizalla en años Niño, Niña y años neutro, del cual se concluye que la cizalla en años Niño oscila entre 10 m/s a 16 m/s, mientras que en años Niña estos valores se encuentran entre 7.5 y 12.2 m/s y en años neutro la cizalla máxima y mínima sería de 13.8 y 9.8 m/s respectivamente; donde, al superar el valor máximo de cizalla es poco probable un desarrollo ciclónico; es decir, la cizalla menor a 12 m/s es más favorable para la formación de ciclones como lo ha demostrado la historia en años Niña en la región del Caribe al haber mayor actividad ciclogénica como los años 2005 y 2020. La NASH se ve más fortalecida durante años neutro, seguido de años Niño y años Niña (Figura 29).

En el Océano Pacífico, se observa mayor cizalla en años Niña de 12 m/s seguido por años neutro de 11 m/s y menor en años Niño de 8 m/s entre 0° a 20°N ya que como su definición de Niña lo dice, es una intensificación de los vientos alisios sobre el océano Pacífico; es decir, la circulación de Walker es más intensa, considerando que en años neutro se mantiene esta circulación pero más débil y se refuerza en años Niña; además, la cizalla es negativa y por lo tanto el viento es más del este en la tropósfera inferior. Magaña et al., 2004, mencionan que el principal cambio en el medio ambiente que puede afectar la actividad de los huracanes en el Pacífico oriental, está relacionado con la TSM; y como ejemplo se tiene que la gran intensidad alcanzada por el huracán Paulina en octubre de 1997 puede estar asociado con el aumento de la TSM a lo largo de la costa del Pacífico mexicano debido a la presencia de El Niño además de que un huracán más duradero (mayor de siete días) son más frecuentes durante dicho evento.

Para aclarar los valores críticos de la cizalla, se obtuvieron los valores de percentiles 10 y 90 de la cizalla de años Niño, Niña y años neutro del cual se concluye que la cizalla en años Niño oscila entre 10 m/s a 16 m/s, mientras que en años Niña estos valores se encuentran entre 7.5 y 12.2 m/s y en años neutro la cizalla máxima y mínima sería de 13.8 y 9.8 m/s respectivamente.

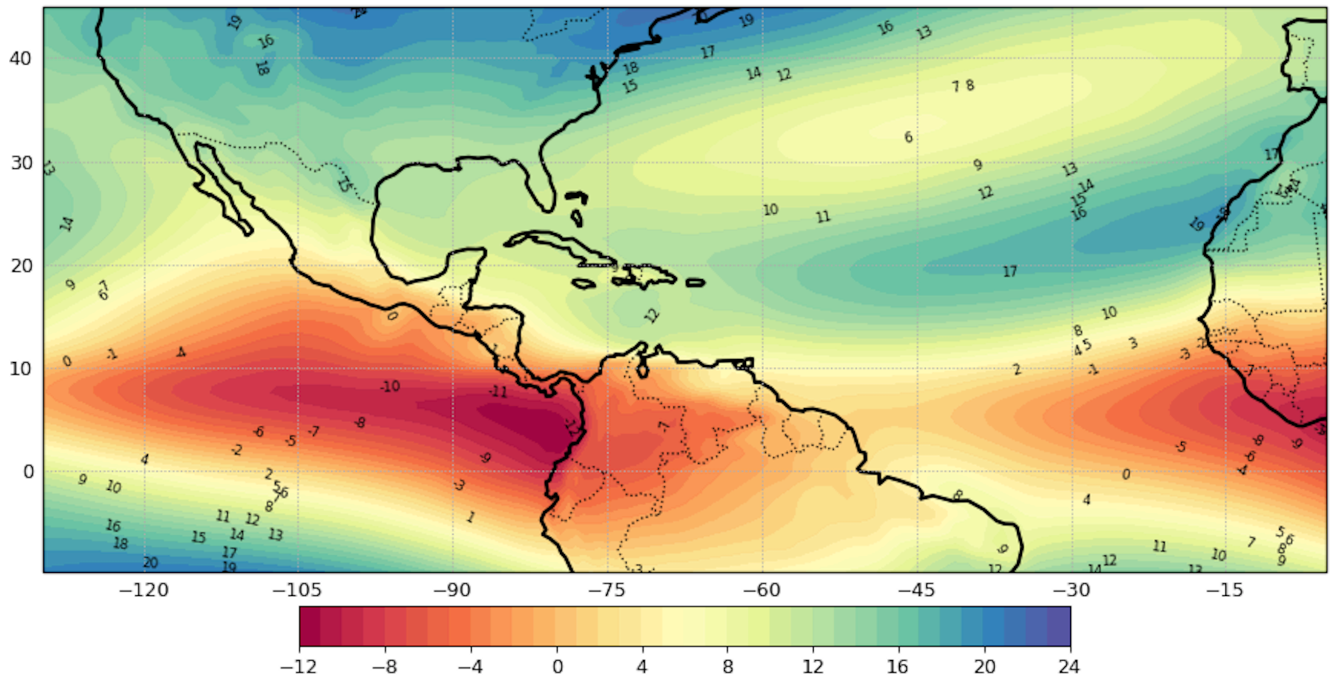
a)

Cizalla en m/s (250-925Hpa) de May-nov. Años Niño



b)

Cizalla en m/s (250-925Hpa) de May-nov. Años Niña



.....continúa

c)

Cizalla en m/s (250-925Hpa) de May-nov. Años neutro

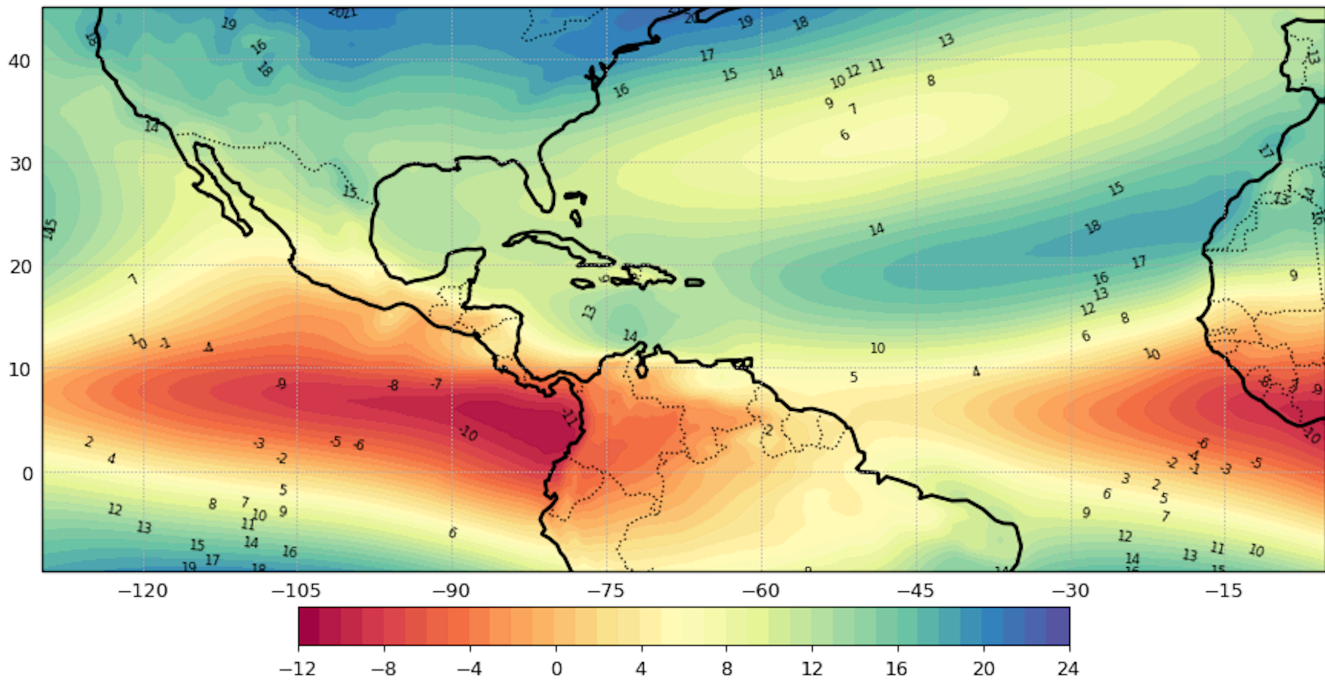
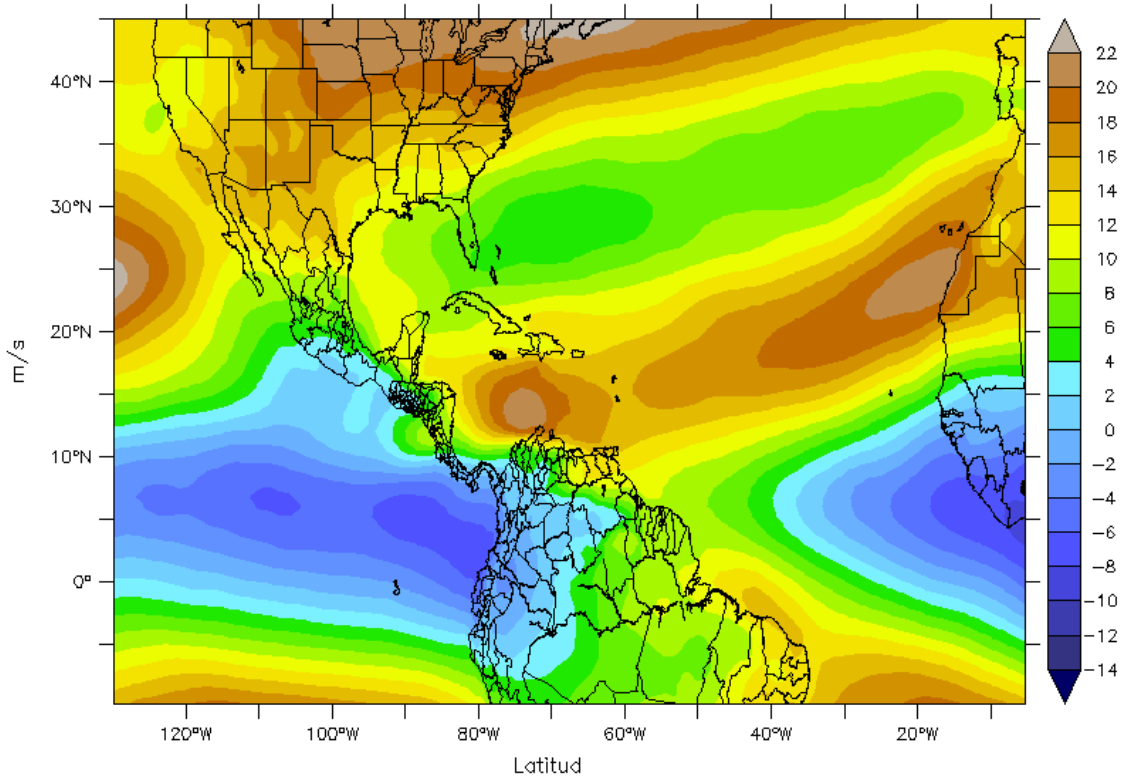


Figura 29. Cizalla 250-925 hPa de mayo a noviembre en años: a) Niño y b) Niña y c) neutro.

Maloney & Hartmann, 2000, mencionan tres factores dinámicos más importantes en la génesis de ciclones tropicales que son: La alta vorticidad relativa ciclónica en niveles bajos, baja cizalla vertical del viento y parámetro de Coriolis, también se incluyen a la vorticidad anticiclónica en niveles altos y convergencia en niveles bajos ya que con una cizalladura vertical intensa no existe un ambiente favorable para la génesis de ciclones tropicales; además, la cizalla intensa afecta a la capa de mezcla oceánica alcanzando la termoclina donde el agua es más fría y ocasiona que disminuya tanto la capa de mezcla como la TSM limitando los flujos de calor y la interacción océano-atmósfera (aire-mar) reduciendo la intensidad de los CT. Los valores de la cizalla ideales para la formación de un ciclón como uno de los ingredientes más importantes es: La cizalla débil menor a 12 m/s, moderada entre 14.5 a 12 m/s y cizalla alta mayor a 14.5 m/s y muy alta mayor a 20 m/s (Oropeza, 2012) aproximadamente. En el Caribe, la CCC modula la cizalladura vertical del viento y la temperatura de la superficie del mar (SST) sobre el Mar Caribe, lo que a su vez influye en la formación de ciclones tropicales (Magaña et al., 1999).

Dada la naturaleza de las corrientes en chorro, presentan cizalla vertical, decreciendo hacia niveles inferiores y superiores respecto a su nivel máximo. En este caso, a modo de ejemplo se presenta la cizalla estimada de mayo a noviembre del 2015 (Figura 30a), ya que hubo presencia de un año Niño y del cual se puede observar una cizalla más intensa localizada sobre la zona del Caribe con valores positivos que oscilan alrededor de 20 m/s. De igual forma se realizó el promedio de 1986 a 2017 de todo el periodo de estudio (mayo a noviembre), del cual se observa que la cizalla es parte de la climatología del Caribe con un valor promedio de 14 m/s (Figura 30b); y por lo tanto, es muy particular la dinámica en la región del Caribe, a comparación de sus alrededores y se ha demostrado que tanto las OE y ondas del este africanas se asocian también a la cizalladura vertical y horizontal de la corriente del este africana (AEW, por sus siglas en inglés) en la tropósfera media (Grist et al., 2002).

a)



c)

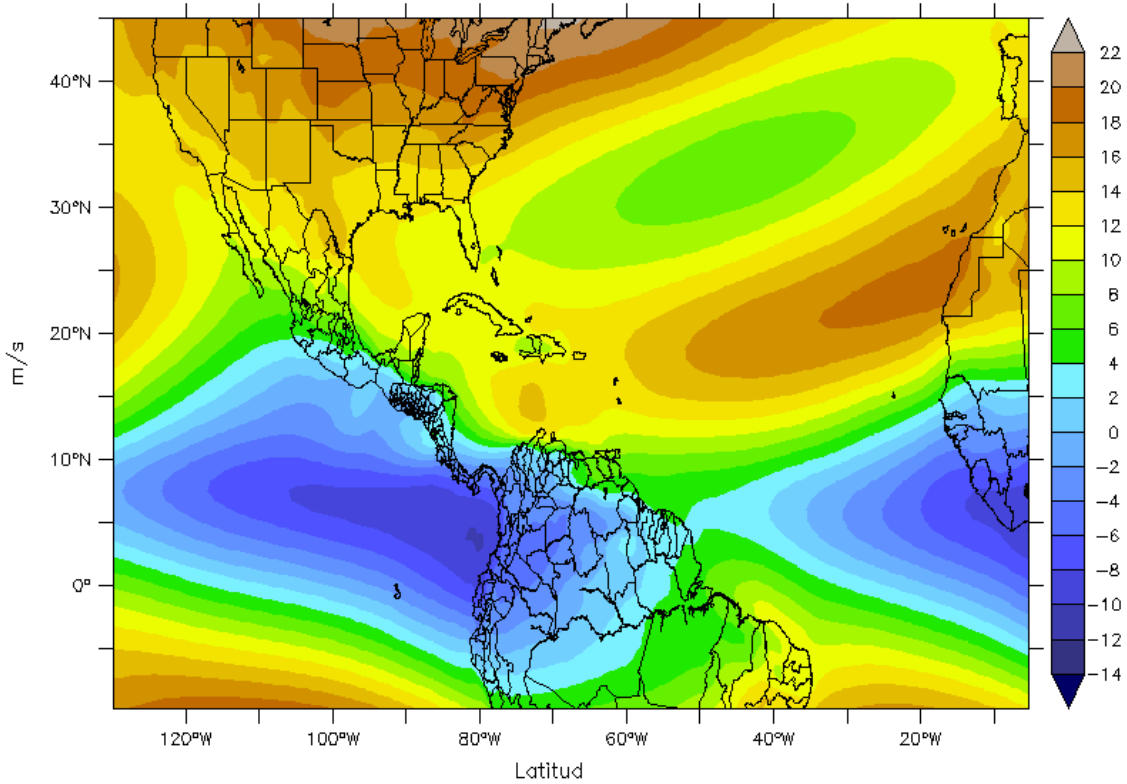


Figura 30. Cizalla vertical entre 250-925 hPa (m/s) de mayo a noviembre, a) Año Niño: 2015 y b) Promedio de mayo a noviembre de 1986-2017.

Por otro lado, en el Océano Pacífico se observa mayor cizalla en años Niña 12 m/s seguido por años neutro de 11 m/s y menor en años Niño de 8 m/s alrededor de 0° a 20°N ya que la circulación de Walker se ve más intensificada en años Niña y se observó una cizalla negativa en esta misma zona, por lo que el viento es más del este en la tropósfera inferior que en niveles superiores. En este sentido, Magana et al., 2003 mencionan que el principal cambio en el medio ambiente que puede afectar la actividad de los huracanes en el Pacífico oriental está relacionado con la TSM, ya que la gran intensidad alcanzada por el huracán Paulina en octubre de 1997 puede estar asociado con el aumento de la TSM a lo largo de la costa del Pacífico mexicano debido a El Niño y que un huracán más duradero (mayor de siete días) es más frecuente dado que la energía disponible de las aguas anormalmente cálidas del Pacífico del este es mayor (Magaña et al., 2004).

En este apartado, se concluye que son pocos los estudios estadísticos o dinámicos que relacionan el número de huracanes con presencia del fenómeno ENSO (Dominguez et al., 2019). En este contexto, se puede especular que los ciclones tropicales estarían favorecidos en el Pacífico oriental con presencia de Niño que sin presencia de éste como mostraron estadísticamente Magaña et al., 2004, que en el Atlántico las tormentas tropicales y huracanes son más comunes en años No-Niño que en años El Niño, contrario al Pacífico ya que en años No-Niño los CT en el Atlántico en promedio son más cercanos a México e intensos. Por tal motivo, en años Niña como en el 2020 se demostró que el número de CT fue mayor en el Atlántico que en el Pacífico presentándose 10 CT más de un total de 52 (21 en el Pacífico oriental y 31 en el Atlántico) de los cuales 6 impactaron directamente a México haciendo referencia únicamente del Atlántico y 5 iniciaron en el Caribe. Por ello, se recomienda el monitoreo constante de las condiciones favorables para la génesis y desarrollo de CT en años Niña en el Atlántico y de la génesis y desarrollo de CT durante años Niño en el Pacífico dado que la cizalla de débil a moderada (Oropeza, 2012) es un elemento meteorológico importante tal cual se ha mostrado en esta investigación; además de la TSM, el contenido de humedad en la atmósfera, entre otros, sin dejar por supuesto de estar al pendiente de los años neutro.

La gran variabilidad de la CCC cambia la cizalla del viento vertical entre la tropósfera baja y superior y afecta a su vez la temporada de huracanes en el Atlántico (Muñoz et al., 2008). Los valores de la cizalla ideales para la formación de un ciclón como uno de los ingredientes importantes en casos de años Niño, Niña y años neutro, se determinaron mediante valores de percentiles 10 y 90 en de los cuales, se resume que la cizalla en años Niño oscila entre 10 m/s a 16 m/s, mientras que en años Niña estos valores se encuentran entre 7.5 y 12.2 m/s y en años neutro la cizalla máxima y mínima sería de 13.8 y 9.8 m/s respectivamente; donde, al superar el valor máximo de cizalla es poco probable un desarrollo ciclónico en cualquiera de los casos.

3.2 Variabilidad de las OE

Una manera efectiva de identificar las ondas del este es a partir del viento meridional en el Mar Caribe ya que es una de las variables que presenta mayor variabilidad, además de cambiar su intensidad cambia de signo de acuerdo a la fase de la onda (norte-sur). Ésta variable se filtró numéricamente entre 3 y 9 días mediante un filtro pasa-bandas para eliminar frecuencias bajas y altas alrededor de un grupo de frecuencias centrales de interés. Es así que mediante diagramas de Hovmöller se puede visualizar las características atmosféricas de las OE, a 700 mb sobre la banda de latitud de 14.25°N y de 5° a 120°W con la finalidad de cubrir la mayor parte posible de la trayectoria de la OE durante los meses con mayor incidencia de dichas perturbaciones (de mayo a noviembre). En los diagramas de Hovmöller, la propagación de los AEW se muestra mediante la inclinación de la trayectoria y se pueden contar consecutivamente para cada mes. En el diagrama se observa una línea negra indicativo del inicio de la región del Caribe y las líneas rojas delimitan el área continental de México (Figura 31). Los colores cálidos representan al viento meridional positivo; es decir, con dirección hacia el norte y los colores fríos al viento meridional negativo indicativo de un viento hacia el sur.

Al igual como se han analizado los resultados de variabilidad de la CCC, se seleccionaron los años 2015, 2011 y 2013 como representación de un año Niño, Niña y neutro de mayo a noviembre; ya que como se sabe, las OE se propagan hacia el oeste iniciando en el continente africano, se mueven a través del Atlántico hasta alcanzar la región del Caribe con un promedio de 5 días y velocidad aproximada de 15 m/s, como mencionó Norquist et al., 1976 las OE se presentan cada 2-5 días, con longitudes de onda de 3,000 km y rapidez de fase en la región de 10-15 m/s.

En el año 2015, se observa mayor inclinación en las perturbaciones de mayo a junio y esta tiende a disminuir conforme el paso de los meses, en mayo se observa una fuerte actividad de onda en el año Niño (2015) sobre todo en la primera quincena del mes (Figura 31a), misma que es observada en mayo de 2013 considerado año neutro (Figura 31c), mientras que esto no se observa en el año Niña ya que las señales existentes son de poca duración y no son tan intensas pero se presenta hasta la segunda quincena de junio (Figura 31b). Durante el mes de julio en la región del Caribe y área continental, se observa poca actividad de onda a comparación del resto de los meses, siendo más intensa en el año neutro sobre todo en la segunda quincena de julio y en general se observa que hay mayor actividad energética en años Niña tanto en el Atlántico como en el Caribe (Figura 31b).

El año más activo corresponde al 2005 (no se muestra) ya que como se sabe se presentaron 46 ciclones (Figura 12a), 16 en el Pacífico y 30 en el Atlántico y hubo presencia del fenómeno La Niña. Los eventos se vuelven más intensos a partir septiembre en algunos años como 1986, 1988, 1998, 2002, 2014. En el resto de los meses las perturbaciones son intermitentes y pocas llegan al territorio mexicano (no se muestra).

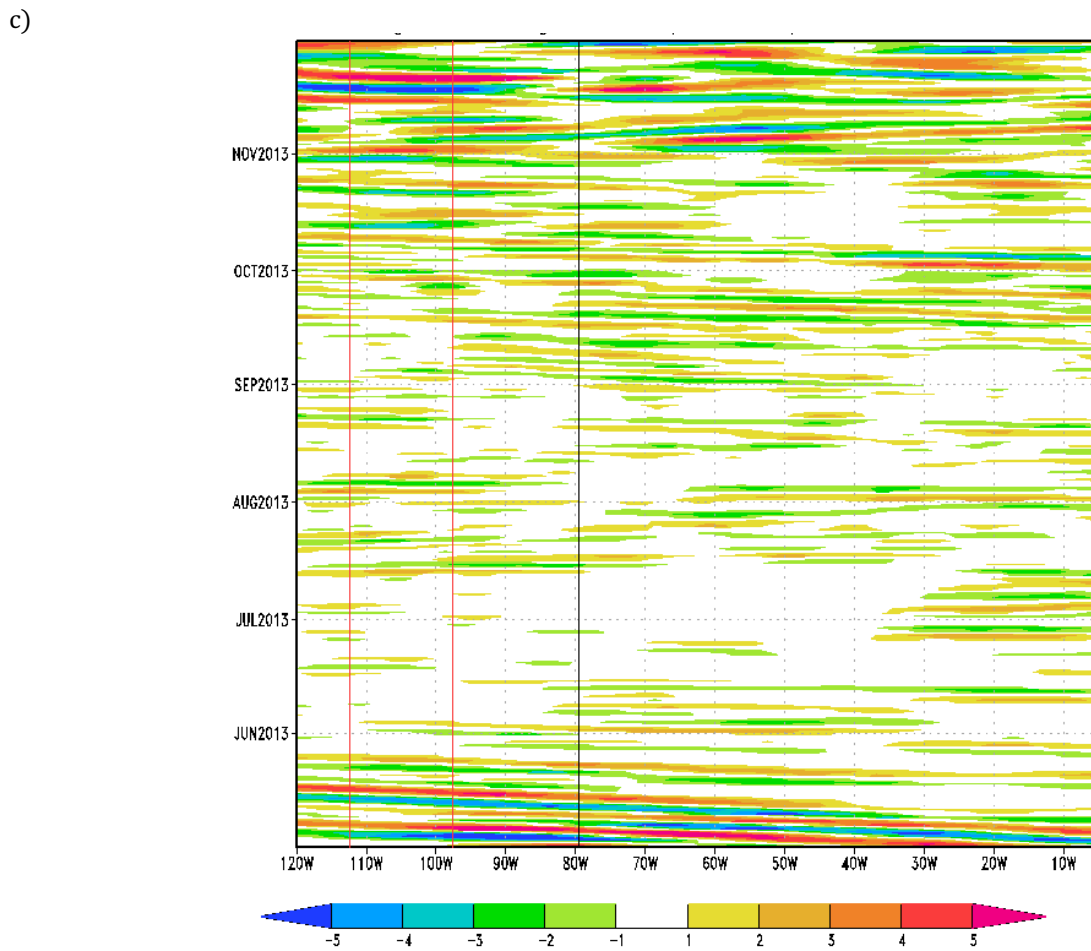
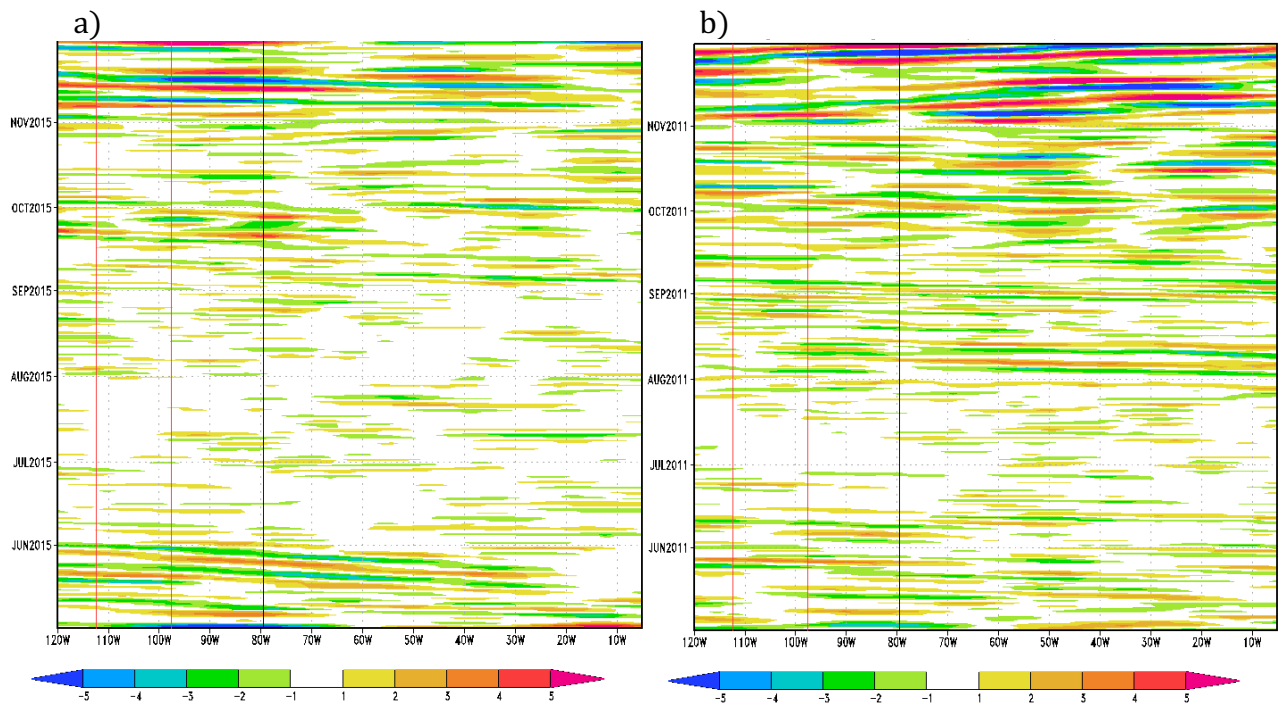


Figura 31. Diagrama de Hovmöller de viento meridional (m/s), mayo a octubre de: a) año Niño 2015, b) año Niña 2011 y c) año neutro 2013. La línea negra delimita el área del Caribe y las líneas rojas el área continental mexicano.

La mayor actividad energética se observó en el año 2011 correspondiente a un año Niña con señales más prolongadas e intensas a partir de septiembre, mientras que junio y julio son de los meses con menor actividad en los tres casos tanto en el Atlántico como en la región del Caribe y área continentalmente mexicana. Por otro lado, el año neutro (2013) es muy similar en cuanto a actividad energética seguido por el año 2015 que es el de menor intensidad. Las señales más intensas están concentradas en mayo y de septiembre a noviembre. El 2005 (no se muestra) ha sido de los años más activos en cuanto a perturbaciones ya que como se sabe se presentaron 46 ciclones, 16 en el Pacífico y 30 en el Atlántico y hubo presencia del fenómeno La Niña. Los eventos se vuelven más intensos a partir septiembre en algunos años como 1986, 1988, 1998, 2002, 2014 entre otros. En el resto de los meses las perturbaciones son intermitentes y pocas alcanzan el territorio mexicano (no se muestra).

3.2.1 Estructura espectral de OE

La actividad de los OE se calculó de mayo a noviembre (1986-2017) mediante análisis espectral en cada una de las áreas seleccionadas (Figura 18b), tanto por banda de frecuencia como por tiempo cronológico para la totalidad del periodo de estudio. Este análisis brinda información sintetizada de la frecuencia e intensidad media de las OE en un sitio determinado; sin embargo, los resultados que se muestran a continuación son con base a la presencia de un año Niño, Niña y neutro (2015, 2011 y 2013) para observar las diferencias existentes en estos años representativos del fenómeno ENSO.

Para estimar la energía espacio-tiempo de OE se realizó un análisis espectral en diferentes puntos desde su salida en África hasta el sur de México con zonas que cubren las guías de onda, identificando bandas de frecuencia más energéticas, para ello se utilizó la distribución espectral promedio del viento meridional de 1986 a 2017 en cuatro zonas entre 10° a 25°N definidas como: Área I: 10°-25°W, área II: 30°-45°W, área III: 50°-65°W y área IV: 70° a 85°W obtenidas año por año en los meses de mayo a noviembre, pero en este caso únicamente se presenta los resultados de un año Niño, Niña y un año neutro (2015, 2011 y 2013) y el promedio y anomalías se describen la siguiente sección.

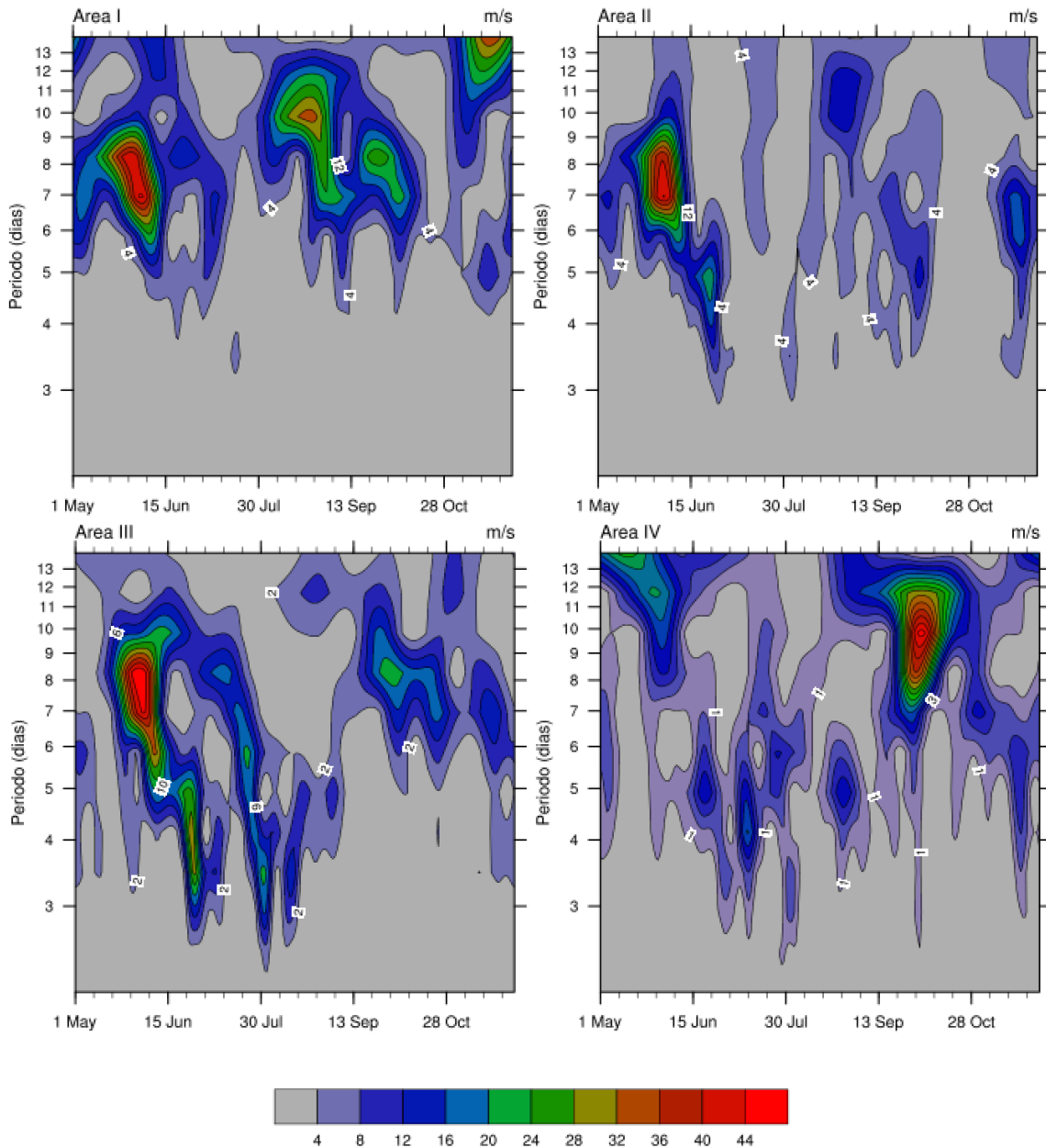
En la Figura 32a, se observa la actividad energética asociada a las OE en el año 2015; primeramente, en el área I, donde los máximos de la varianza están concentrados entre 5 a 12 días de periodo, con máximos en junio, agosto y septiembre (Figura 32a, área II), mientras que en la zona II se observa que la energía se debilita y se concentra entre 3 y 12 días en mayo, junio y julio. En el área III la mayor actividad energética se concentra en periodos desde 3 a 11 días y en este caso los máximos se presentan en mayo y junio de 3 a 10 días de periodo y otro máximo en julio y septiembre entre 3 a 7 días y de 7 a 9 días respectivamente. Para la región IV se tiene que los máximos oscilan entre 3 y 7 días de 16 m/s, mientras que los de menor periodo (7 a 12 días) en septiembre de 44 m/s. Tanto en el área III y IV los máximos pulsos energéticos se pueden observar con más frecuencia a comparación de las otras áreas entre 4 y 5 días de periodo.

El año 2011 en el área I (Figura 32b), los pulsos energéticos oscilan entre 4 a 12 días volviéndose más frecuentes entre junio a principios de septiembre de 28 m/s y entre 3 a 7 días y el máximo se localiza en este caso entre septiembre y octubre de 6 a 12 días mayores a 50 m/s. En la región II se tiene que la energía de onda se localiza entre 3 y 10 días con máximos en junio, julio y octubre, la mayor frecuencia se localiza en junio de 5 días. El área III es donde se observa mayor actividad energética asociada a las OE localizada entre 3 y 13 días, las perturbaciones se presentan a partir de junio en adelante con la mayor frecuencia

localizada en julio de 3.5 días de periodo. Para el área IV se observa un máximo aislado mayor a 40 m/s entre julio y septiembre de 5 días de periodo.

El año neutro 2013 (Figura 32c) para la región I se tiene que la energía de OE se centra entre 3 y 13 días de frecuencia donde los máximos están localizados a partir de junio a septiembre con periodos entre 4 a 10 días principalmente. Para la región II se tiene que la actividad se observó entre 4 y 9 días de junio en adelante, de igual manera la energía más frecuente se localizó entre junio y julio de 5 días de periodo. Los pulsos energéticos asociados a las OE se observan en junio, julio y septiembre de 3 a 6 días con máximo en julio de 30 m/s. En el área IV, la varianza está concentrada entre junio a septiembre mayor a 40 m/s con periodos de frecuencia de 4 y 7 días.

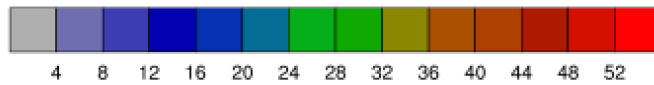
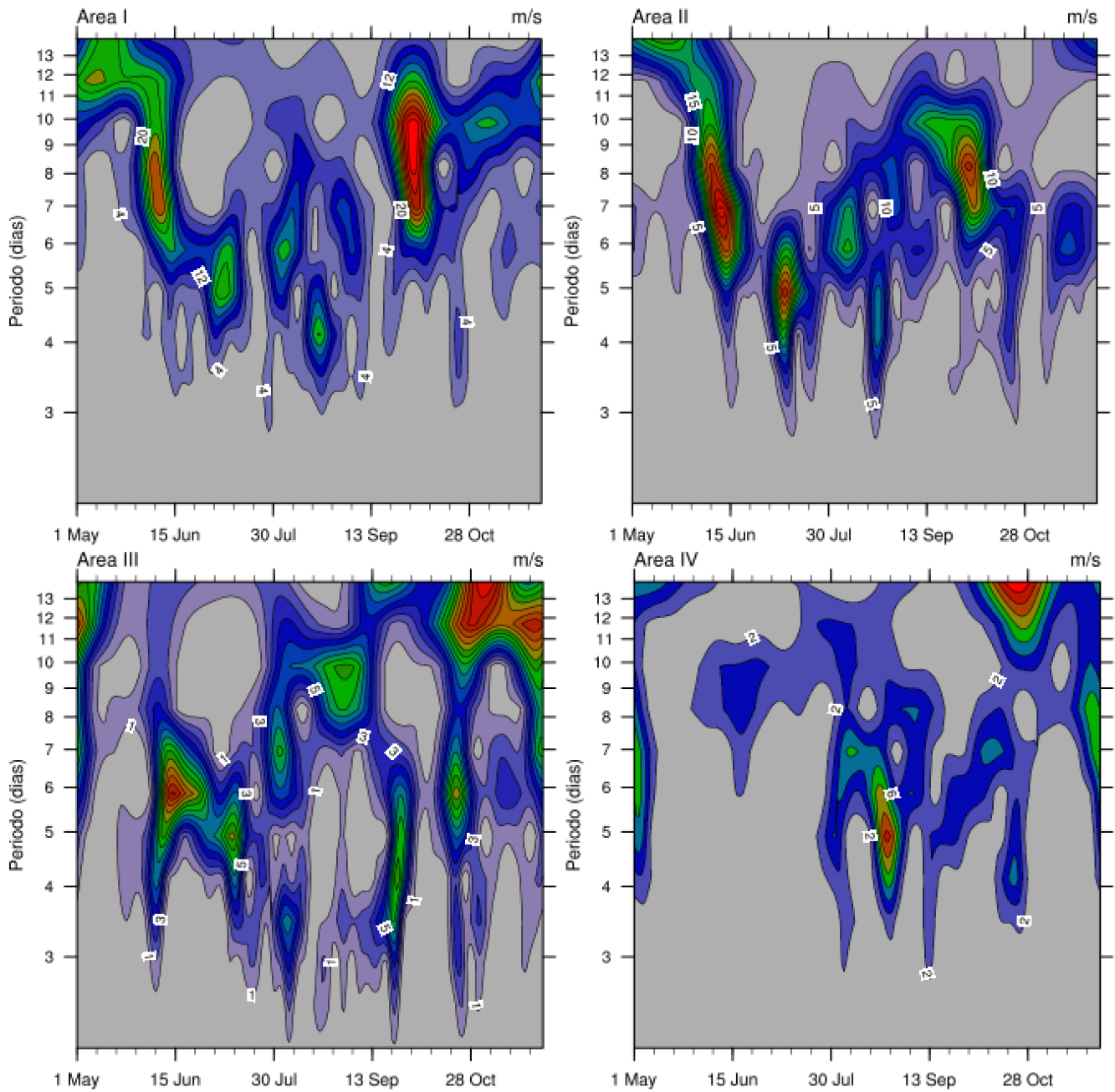
a)



Viento meridional. Era-Interim 2015

.....continúa

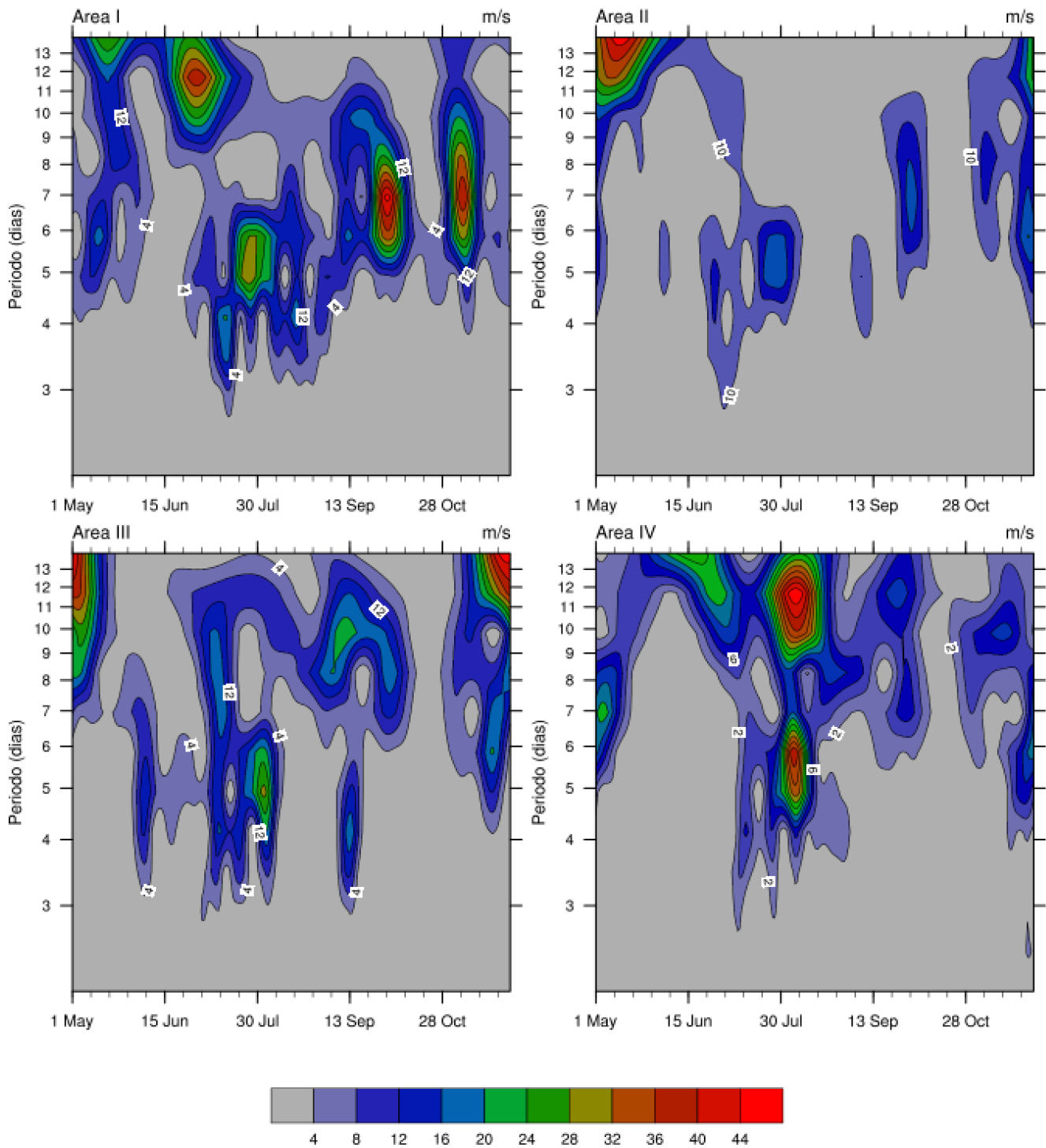
b)



Viento meridional. Era-Interim 2011

.....continúa

c)



Viento meridional. Era-Interim 2013

Figura 32. Onduletas de viento meridional (m/s), a) año Niño, 2015, b) año Niña 2011 y c) año neutro 2013.

En un año Niño como el 2015, se ha observado que cerca de la costa africana la actividad de onda oscila entre 5 a 12 días de periodo, mientras que ésta se ve incrementada en un año Niña y neutro con frecuencia de entre 3 y 13 días presente en todo el periodo de estudio. En la región perteneciente al área II las perturbaciones en un año neutro y Niño son menos frecuentes, pero en años Niña existe, significativamente mayor incidencia en todos los meses de estudio. En el área III, la varianza sigue siendo máxima en un año Niña centrados entre 3 a 13 días y en un año neutro el periodo es de 3 a 11 días y en el año Niño, la varianza está ubicada entre mayo a julio y en septiembre y octubre. En el área IV se tiene en un año neutro, un pico espectral máximo centrado en 5 días entre julio y agosto. La misma frecuencia se observa en el año Niña, mientras que en el año Niño la frecuencia de las perturbaciones se centra también en 5 días pero es más débil y se presenta entre agosto y septiembre, este comportamiento es similar a lo obtenido en el estudio de Salinas P., 2006 con respecto a la frecuencia de las perturbaciones en el Caribe.

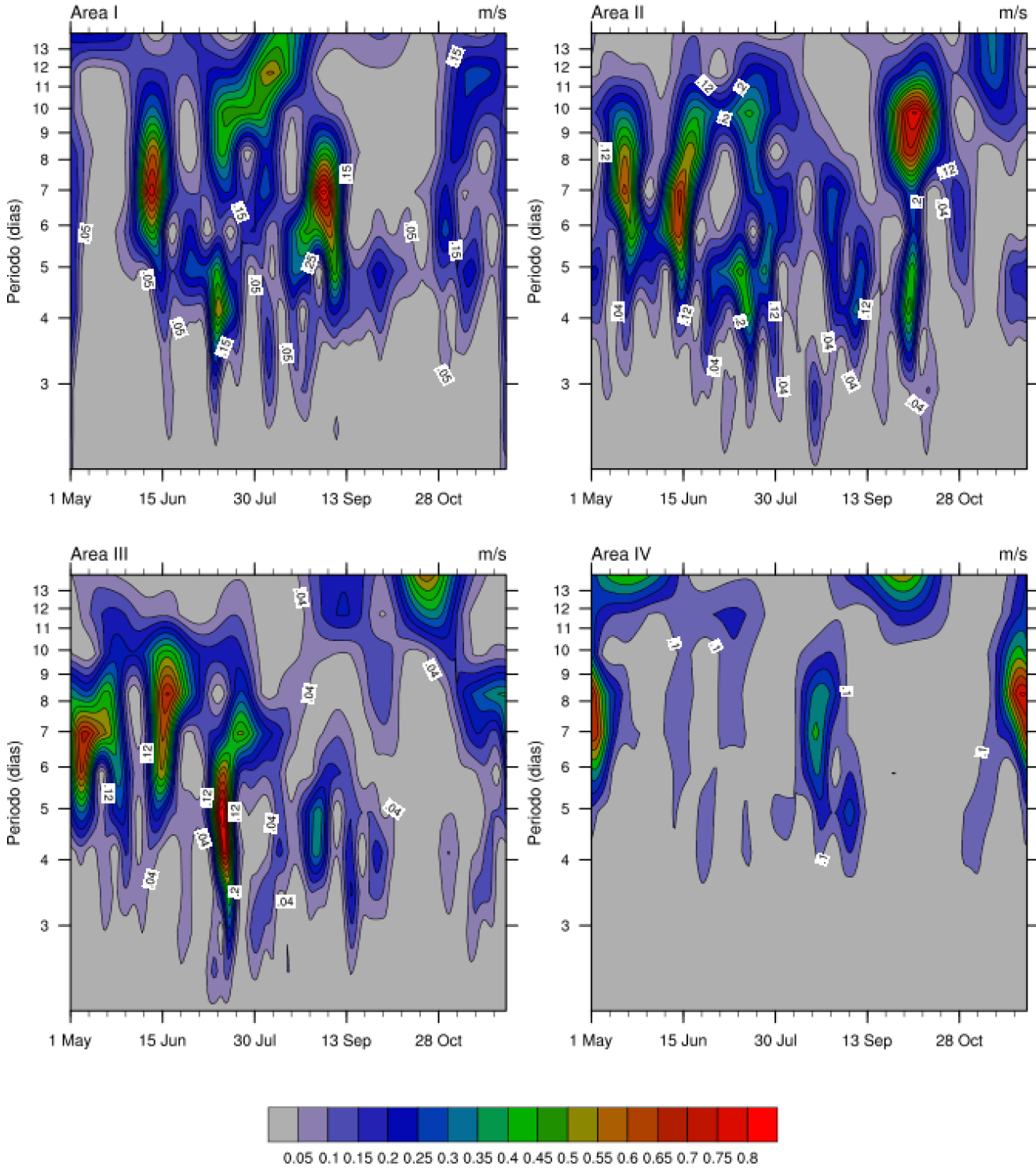
3.2.2 Estructura espectral media de OE en Años Niño y Niña.

La actividad media de OE se calculó promediando las ondulitas de mayo a noviembre de 1968 a 2017 en cada uno de las áreas seleccionadas (Figura 18b), tanto por banda de frecuencia como por tiempo cronológico para la totalidad del periodo, de tal forma que la actividad de onda en la región cerca de la costa africana durante junio a agosto y septiembre, va de 3 a 10 días de periodo principalmente (Figura 33a, área I). En el área II se observa que los máximos de 7 días de periodo se localizan en mayo y junio y un segundo máximo de 10 días en septiembre-octubre, la actividad de onda en este caso se ve distribuida sobre todo el área de estudio y disminuye en noviembre. En el área III se observa actividad energética asociada a las OE a partir de mayo a julio con 6.5, 8 y 5 días de periodo y las perturbaciones decaen a partir de septiembre. En el área IV que corresponden a la región del Caribe hay un máximo de 7 y 5 días en agosto y septiembre y esto es consistente con los resultados de Salinas P., (2006) que encontró de igual forma las señales de perturbación en el Caribe con una media de 5 días (Figura 33a, área IV).

Se calcularon ondulitas promedio para años Niño y Niña de moderados a intensos de mayo a noviembre tal como se describió en la parte de la metodología. Los resultados permitieron identificar que, del promedio en ambos se observan patrones de comportamiento muy parecidos (Figura 33 b y c) resaltando que en el área I y II, los pulsos energéticos son más intensos en años Niña iguales o mayores a 20 m/s, los cuales son más frecuentes durante junio y julio, mientras que en el área II se observa que la varianza disminuye sobre todo de intensidad a comparación del área I y se presentan máximos de 14 m/s en junio-octubre en caso de años Niño y entre junio-julio, septiembre y agosto en años Niña.

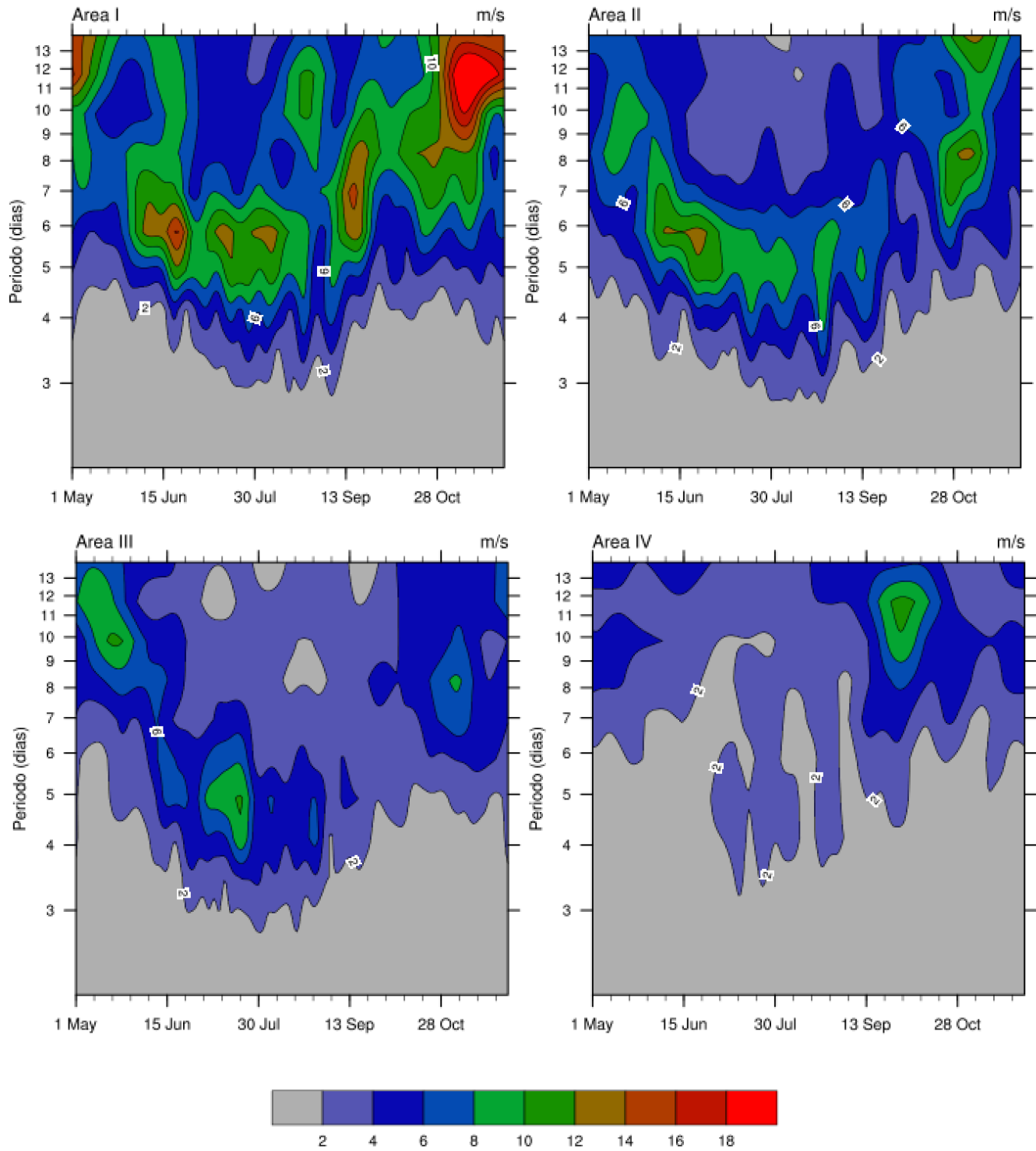
En el área III, se observa mayor actividad asociada a OE en años Niña que en años Niño con periodos de entre 3 a 12 días en ambos casos (Figura 33 b y c), donde los máximos tienen periodos de 5 días en años Niño y de 6 en años Niña y en el área IV se observa que la actividad energética asociada a perturbaciones disminuye tanto de periodo como de intensidad con máximos durante años Niño en septiembre-octubre de 11 días y en años Niña entre septiembre a noviembre cada 10 días aproximadamente.

a)



.....continúa

b)



.....continúa

c)

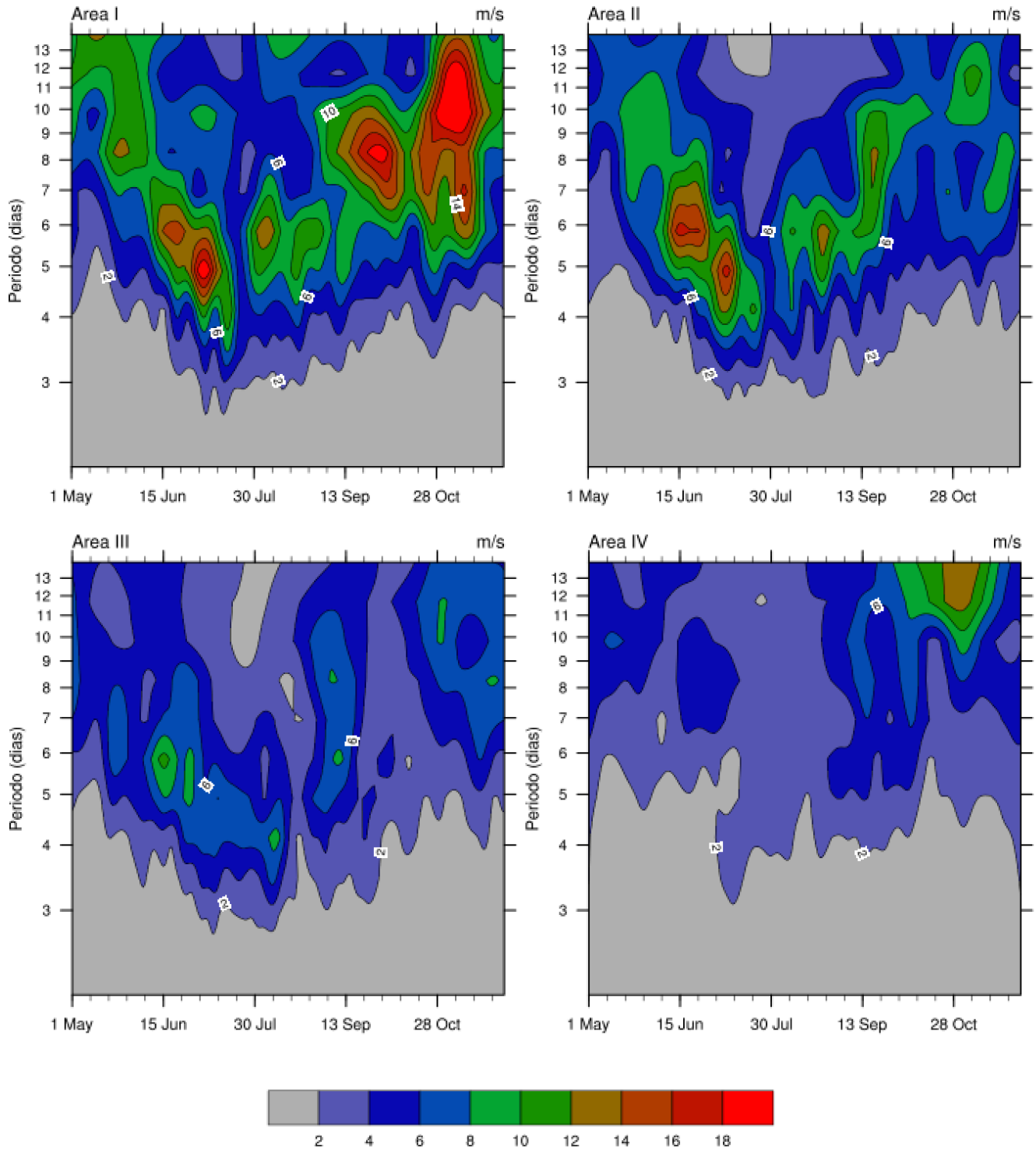
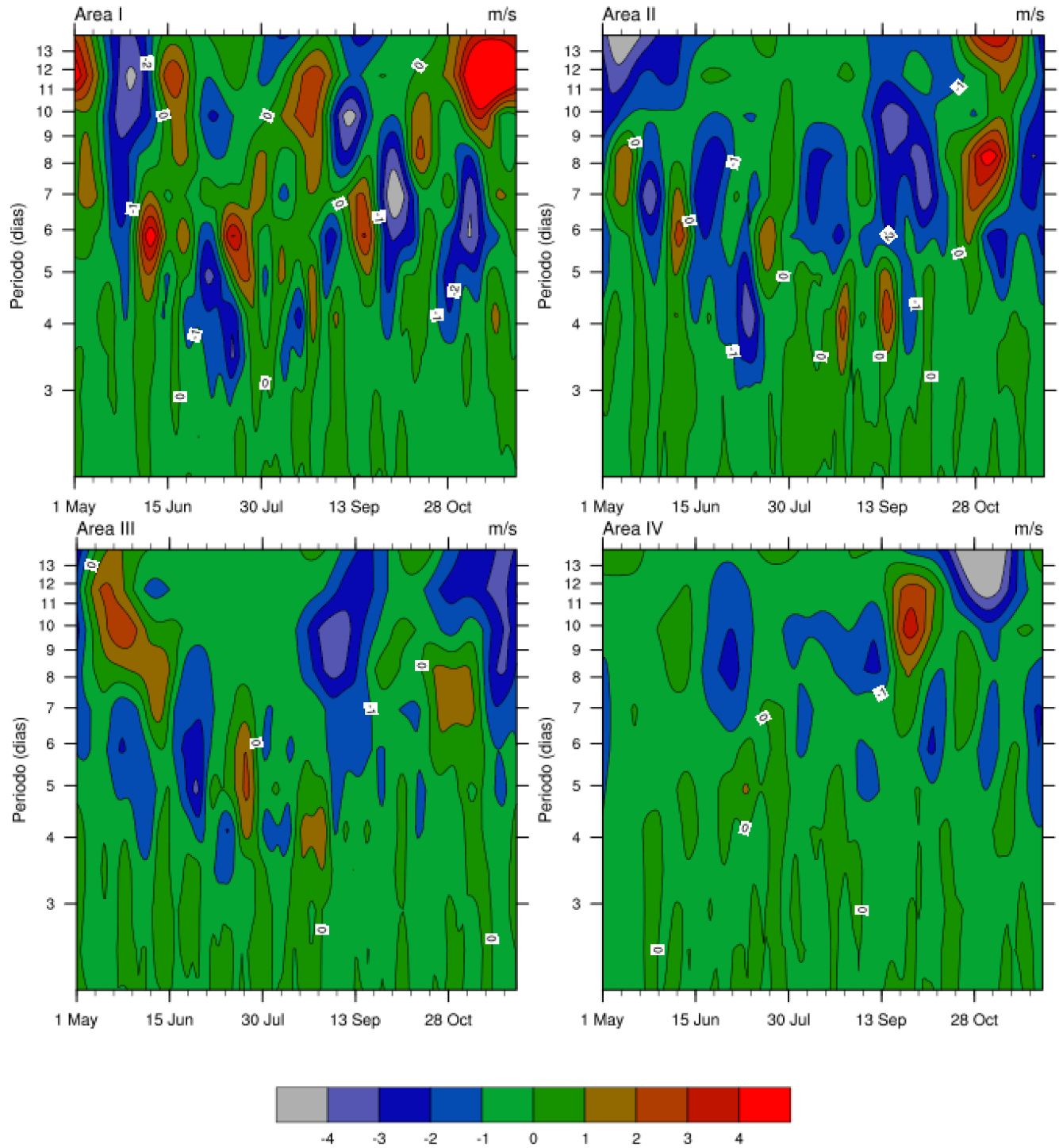


Figura 33. Promedio de ondulata de viento meridional a 700 hPa arriba: a) may a nov: 1986-2017, b): años Niño y c) años Niña.

A partir de estos últimos resultados (Figura 33), se obtuvieron las anomalías del espectro de onduletas para años Niño y Niña, donde se observan que las anomalías de viento meridional negativas dominan entre 3 y 9 días principalmente en el área I en años Niño con máximos localizados de junio a noviembre (Figura 34a) mientras que en años Niña domina la varianza positiva a partir de junio de 3 a 13 días con promedios de 5, 6, 8 y 10 días (Figura 34b). La varianza positiva nos dice que es mayor la energía debido a la presencia de ENSO en su fase positiva (negativa) y al ser negativa significa que la energía espectral es mayor durante el promedio que en años Niño (Niña) en el área específica.

Las perturbaciones en el área III se localizan cada 4 a 13 días donde hay más pulsos negativos en años Niño localizados de mayo a julio y septiembre a noviembre. En el área IV se tiene que los máximos pulsos asociados a las OE se presentan con menor duración y son más aisladas de 5 a 7 días entre julio a noviembre y anomalías positivas entre 7 a 13 días y con menor frecuencia a partir de junio en años Niño; mientras en años Niña, las anomalías positivas se observan cada 5 a 9 días de periodo aproximadamente entre junio a septiembre, las anomalías negativas se observan en años Niña en julio a octubre, donde la señal de julio tiene un periodo de 5 y el resto de 9 a 12 días de periodo.

a)



.....continúa

b)

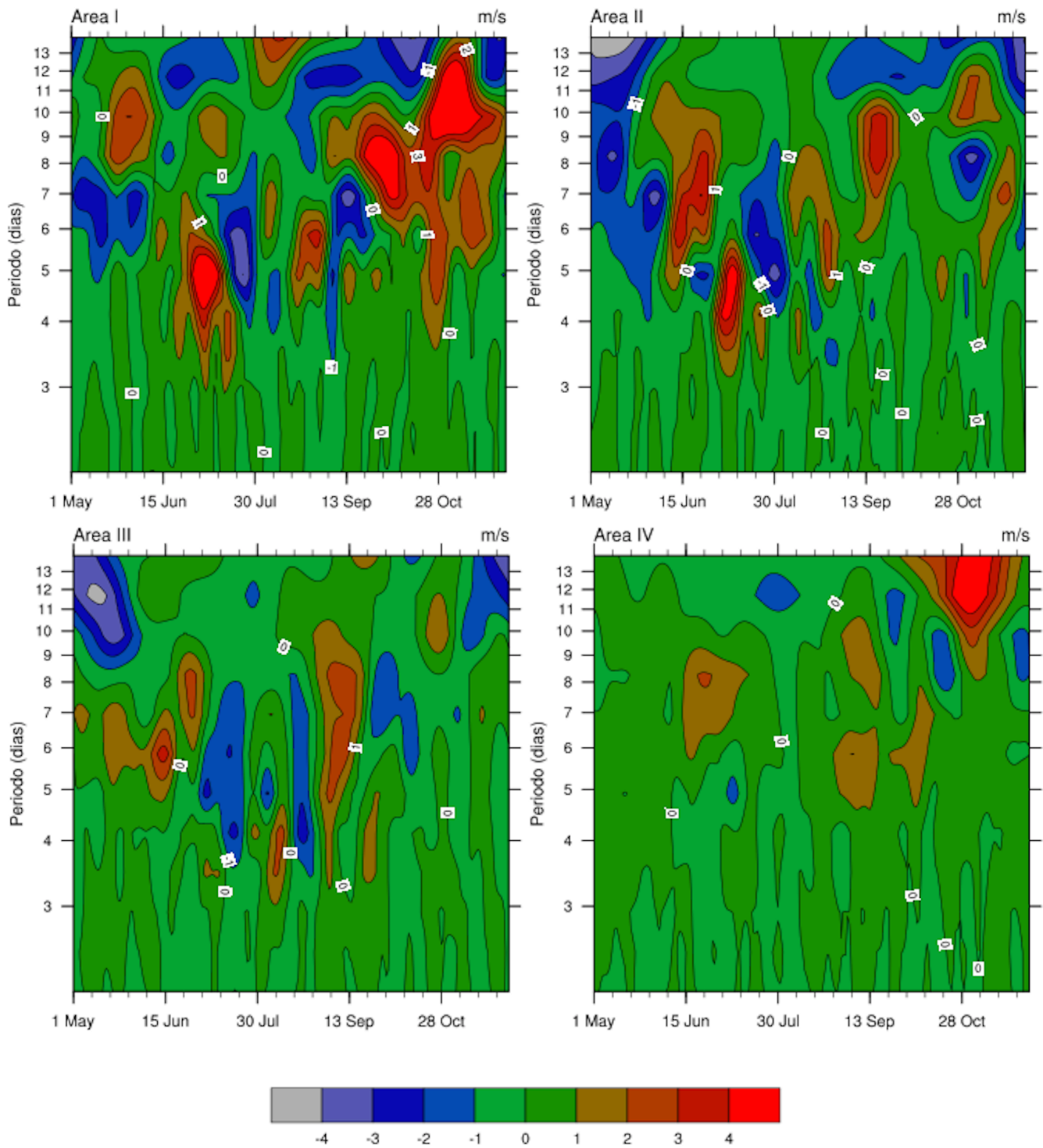


Figura 34. Anomalía de onduleta de viento meridional a 700 hPa, a) años Niño menos promedio (1986-2017) y b) años Niña menos promedio (1986-2017).

Del promedio del espectro de ondulitas de mayo a noviembre de 1986 a 2017 se observa que los máximos de energía espectral en el área I se localizan cada 7 días durante junio, el segundo en julio de 4 días y cada 7 días en agosto-septiembre. En el área II los máximos se localizan desde mayo con periodo de 4 a 12 días y disminuyen entre agosto y septiembre. En el área III los pulsos se localizan en mayo hasta principios de septiembre de 6, 8 y 5 días de periodo y por último, en el área IV los pulsos son más variados y se presentan en mayo, agosto y noviembre cada 7 días. Respecto a los promedios de Niño y Niña, en el área I hay mayor actividad energética asociada a las OE y los pulsos son más intensos en años Niña que Niño, estos se localizan en junio, julio y de septiembre a noviembre de 5 y 9 días de periodo respectivamente. En el área II los máximos pulsos energéticos se presentan a partir de junio y durante el resto de los meses siendo más intensos en años Niña, con periodos de 3.5 a 11 días. En el área III se observa que en ambos casos las señales disminuyen en septiembre-octubre y los máximos en ambos casos se concentran de mayo a julio cada 3 a 9 días aproximadamente. En el área IV se observa que los pulsos tanto en años Niña como Niño disminuyen y van de 4 a 13 días con máximos de 4 a 16 m/s.

Lo que se concluye que, las señales de OE durante un año Niña más intensas se concentran desde septiembre a noviembre y van desde 5 días a 13 días de periodo, mientras que en años Niño las señales de las OE se centran en septiembre y agosto de 7 a 13 días. Del análisis de anomalías, se observó que en años Niño las anomalías negativas dado la presencia del fenómeno El Niño son más dominantes en las áreas I a la III mientras que en el área IV estas disminuyen de frecuencia y se presentan cada 5 a 12 días a partir de la segunda quincena de junio. Las anomalías positivas más significativas durante años Niña se presentan cada 3 a 13 días desde el área I al III y en el área IV las anomalías son más frecuentes que en años Niño de entre 4 a 10 días distribuidos desde la segunda quincena de junio a octubre.

3.2.3 Energía cinética de perturbaciones

Un indicador de largo plazo de la actividad de onda es la energía cinética de perturbación y con ella también se puede estimar la distribución vertical de la energía asociada a perturbaciones, ésta se calculó desde las costas africanas, región del Atlántico, Caribe, Golfo de México y sur de México y se aplicó a datos de viento filtrados entre 3 y 9 días de mayo a noviembre correspondientes a la frecuencia de las OE entre 10° a 20°N y 5° a 120°W.

De la cual, se observa que esta energía posee gran variabilidad temporal y espacial pero en este caso se pondrá énfasis en la región del Caribe en la cual se muestra que se tiene energía cinética de perturbación mayor en años Niña que en años Niño con una diferencia de 1 m/s, la cual se extiende desde el norte de la costa Colombiana hasta el sur Haití, de igual manera en la región del Caribe en años Niña la energía cinética de perturbación oscila entre 2 a 4 m²/s² (Figura 35b) y en años Niño oscila entre 1 a 3.5 m²/s² (Figura 35a).

En la costa africana y región del Pacífico se observa que la energía cinética de perturbación es mayor en años Niña que en años Niño (Figura 35). Las ondas del este durante los eventos intraestacionales del este dependen casi por completo de las conversiones barotrópicas para su crecimiento, mientras que las ondas durante los eventos intraestacionales del oeste están respaldadas por conversiones de energía potencial disponible a energía cinética perturbada además de las conversiones barotrópicas (Hall et., al, 2006). En años Niña, al haber más energía cinética perturbada, significa que hay mayor energía almacenada para interactuar con la CCC y favorecer la ciclogénesis.

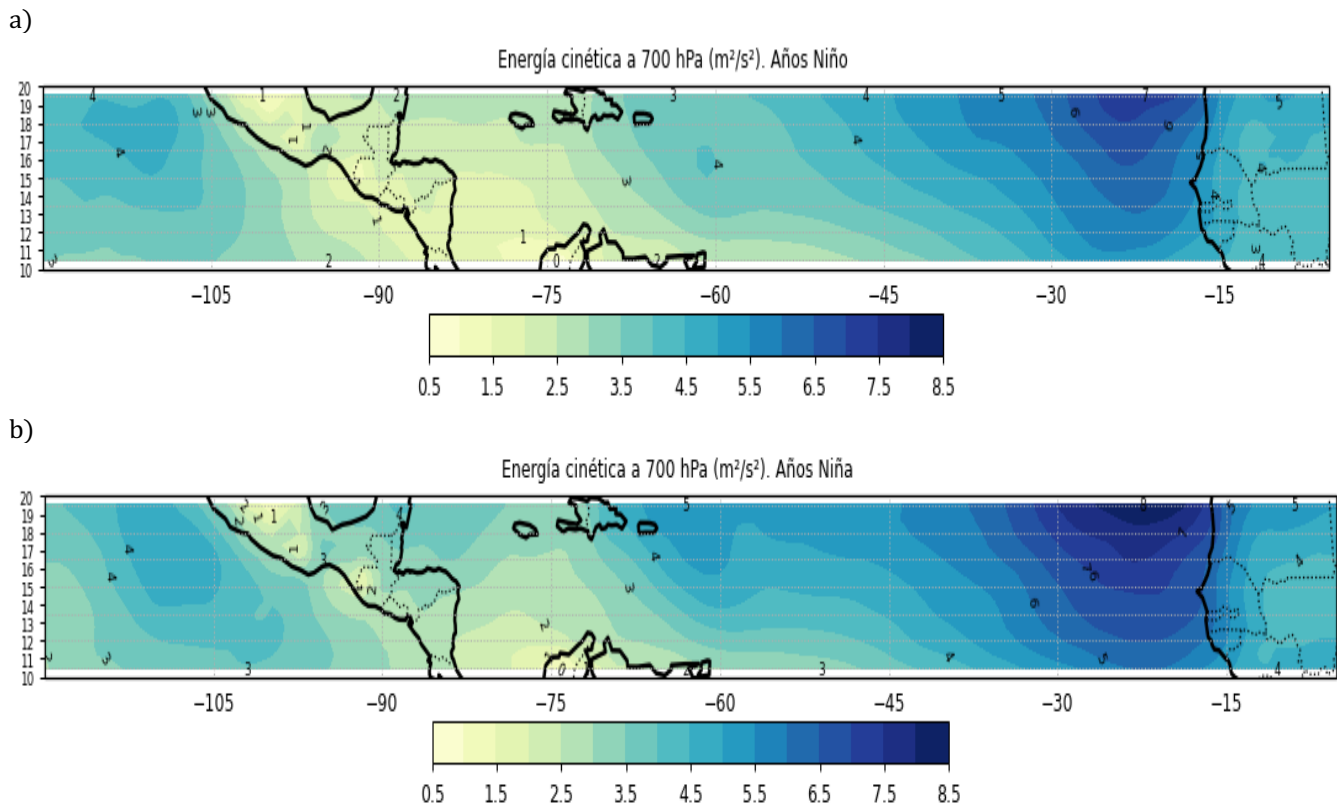


Figura 35. Energía cinética perturbada a 700mb en m^2/s^2 (mayo a noviembre), a) años Niño y b) años Niña.

La energía cinética de perturbación es menor en años Niño y mayor en años Niña; por lo tanto, al haber mayor energía cinética perturbada, significa que hay mayor energía almacenada para interactuar con la CCC en el caso del Caribe y así favorecer la ciclogénesis, lo que también significa que al ser mayor la energía cinética perturbada es más intensa la turbulencia en el flujo de 700 hPa. La turbulencia y la energía cinética perturbada están relacionados con la cizalla del viento (Savli, 2012).

3.2.4 Número de ondas del este

La frecuencia tanto espacial como temporal de las OE en el Caribe, centro, sur y sureste de México es benéfico para las lluvias, en algunas regiones causa mayor precipitación generando inundaciones, deslaves y en algunos casos pérdidas de vidas humanas (Magaña et al., 1999), ya que es la causante de la variabilidad climática no solo en el Caribe sino también en el Océano Pacífico y que aporta humedad hacia el Golfo de México, Estados Unidos y Océano Pacífico.

Como se mencionó en la parte de la metodología, el número de ondas del este por año se obtuvo anualmente de mayo a noviembre localizados en 14.25°N y en 4 puntos específicos (25°W, 55°W, 75°W y 100°W) considerando la presencia de una OE al ubicar entre un día y otro valores mayores a 1 m/s de viento meridional donde el número de OE promedio es de 47 en la costa africana, Atlántico medio y Caribe y de 46 ondas en promedio en el Pacífico (Figura 36) semejante a lo encontrado por otros autores con 45 ondas en promedio (Salinas P., 2006). Así mismo, Ladwig & Stensrud, 2009 en una parte de su estudio identificaron el paso de una OE al oeste de México (110°W) y en 20°N como el punto medio de una vaguada asociado a

una OE e identificaron un total de 137 OE africanas que cruzan México después del inicio del Monzón durante 31 periodos de monzón desde 1975 a 2005, encontrando un máximo de 7 ondas y un mínimo de 2 por periodo de Monzón (90 días). En general se observa que el número de OE incrementa al ser mayor la longitud y esto puede deberse al criterio utilizado para la identificación. Las líneas anaranjadas marcan los años Niño y las líneas verdes los años Niña, cada tipo de línea indican los puntos específicos donde se identificaron los números de onda (Figura 36) y este número es muy variable en cada año.

El máximo número de OE se identificó en el año 2005 (Tabla 4) con 66 OE e incrementa desde 25° hasta 75°W, y una vez que alcanzan el Pacífico (100°W) disminuye el número de ondas. En este punto es importante señalar que el año 2005 fue muy activo ciclónicamente (ver Figura 12a) con 30 ciclones dentro de las cuales se presentaron 15 huracanes (escala 1 al 5) y 7 huracanes intensos (3, 4, o 5) en la cuenca del Atlántico³ y de acuerdo al Servicio Meteorológico Nacional, en la región del Pacífico del este el huracán más intenso fue “Kenneth”, el único que alcanzó categoría III en la escala de intensidad Saffir Simpson con vientos máximos sostenidos de 210 km/h. Por tal motivo es justificable el incremento de OE ya que el año 2005 mantuvo una fuerte actividad ciclogénica correspondientes a los resultados mostrados en la Tabla 4. Es así que el mayor número de OE se identificó en el año 2005 con 66 en 75°W ondas y el menor número de 29 OE en 1987 y en esta misma longitud.

Tabla 4. Número de ondas identificadas en el año 2005.

Punto	Año	N. de OE
25°W	2005	57
55°W	2005	60
75°W	2005	66
100°W	2005	64

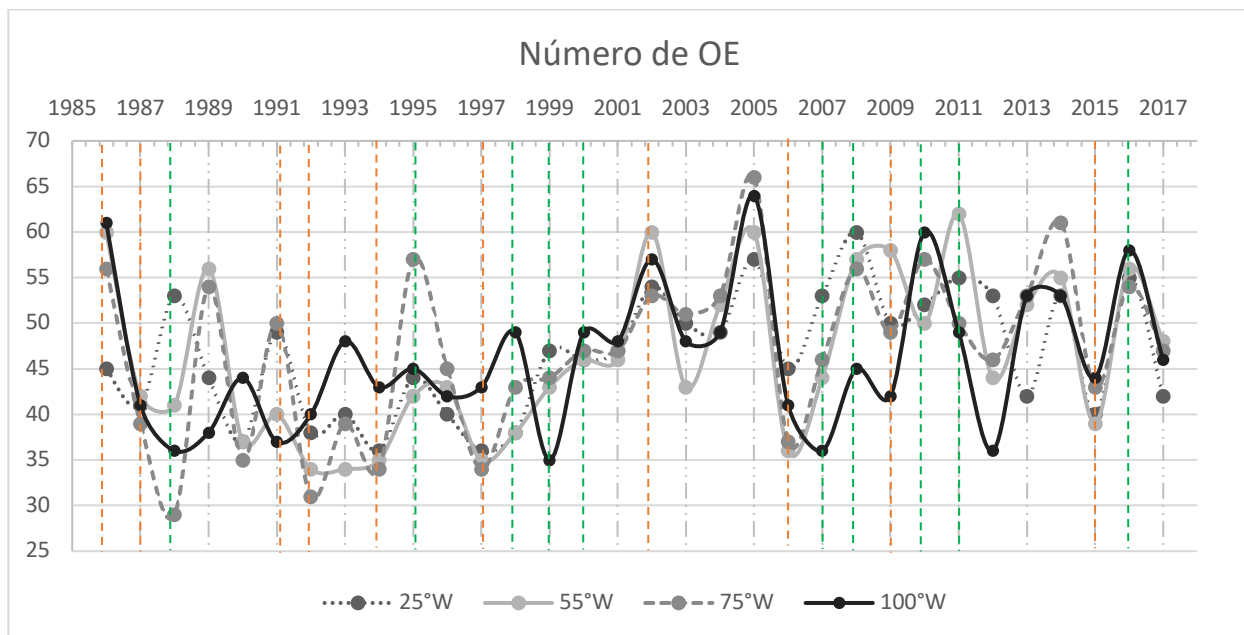


Figura 36. Número de OE en 4 puntos específicos a 14.25°N y 25°W, 55°W, 75°W y 100°W, las líneas anaranjadas marcan los años Niño y las verdes los años Niña.

³ https://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/E11_esp.html

Se identificó el número de OE en 4 puntos específicos: 25°, 55°, 75° y 100°W a 14.25°N donde el número de OE incrementa al ser mayor la longitud, lo cual puede estar relacionado con el criterio usado para la identificación, ya que de acuerdo a otros autores (Ladwig & Stensrud, 2009; Salinas P., 2006), el número de OE disminuye conforme se adentra la OE a la región del Atlántico medio ya que las aguas frías las debilitan o en su caso desaparecen; además, autores como Berry y Thorncroft, 2005 mencionan que la aceleración, desaceleración y retroceso de una OE en su desplazamiento hacia el oeste es una respuesta de la convección profunda. Por otro lado, en el año 2005 se observó que el número de OE incrementa desde 55° a 100°W; sin embargo, está claro que este año se caracterizó por una fuerte actividad ciclogénica sobre todo en la región del Atlántico, donde se presentaron 28 tormentas dentro de las cuales 15 fueron huracanes (escala 1 al 5) y 7 huracanes intensos (3, 4, o 5) y el mayor número de OE se identificó en el año 2005 con 66 en 75°W, y el menor número de 29 OE en 1987 en esta misma longitud.

3.3 Evaluación de la dependencia entre la CCC y los eventos ENSO

Una de las pruebas estadísticas más robustas para evaluar el grado de dependencia entre dos series de tiempo, es la prueba no paramétrica de Mann-Whitney, la cual no asume una distribución a priori de los datos, por el contrario, se asume la propia distribución de los datos (Guo, 2012). Las pruebas de carácter no paramétrico son las más aptas cuando las series son de corta longitud. Un aspecto a mencionar es que las pruebas estadísticas requieren de un conocimiento y análisis de los fenómenos para poder entender la posible dependencia, ya que por sí misma la prueba solo evalúa hipótesis a partir del comportamiento de los estadísticos con una cierta probabilidad. Es por ello, que este tipo de análisis son una herramienta más en este tipo de estudios.

Los resultados estadísticos encontrados para identificar la influencia del fenómeno ENSO en la intensidad de la CCC se muestran en la Figura 37 a, b y c, que de acuerdo a lo planteado en la metodología respecto a la hipótesis nula es que la media debe ser la misma para las dos muestras; es decir, si no hay diferencias entre las muestras, significa que cualquiera de las diferencias observadas se debe simplemente a las fluctuaciones en el muestreo de la misma población. El nivel de significancia elegido es de 5%; al diseñar la prueba de una hipótesis hay aproximadamente 5 posibilidades en 100 de que se descarte la hipótesis cuando debe aceptarse, esto es, siempre que la hipótesis sea verdadera tenemos una confianza de 95% de que se tomará la decisión correcta.

En este caso, en la Figura 37 los cuadros blancos corresponden a la aceptación de la hipótesis nula y significa que la intensidad del viento es independiente del fenómeno ENSO observada tanto en el caso a, b y c solo en algunos años de manera aislada, mientras que los cuadros rojos corresponden a la aceptación de la hipótesis alternativa observable en la mayoría de los casos. Los valores de α inferiores a 0.05 proporcionan evidencia para rechazar la hipótesis nula a favor de la hipótesis alternativa, mientras que valores de α superiores a 0.05 dan evidencia para no rechazar la hipótesis nula y como se observa en la mayoría de los casos el primer escenario fue el resultado predominante. Los resultados obtenidos permiten inferir que el fenómeno ENSO tiene una marcada influencia en la intensidad de la CCC, ya que se observa que para la mayoría de los casos evaluados la dependencia resultó significativa para el 95% (cuadros en color rojo de la Figura 37). Si la intensidad del viento medio en la región del Caribe fuera la misma, tanto en años El Niño,

La Niña y/o años neutro, se afirmaría que la intensidad del viento zonal no depende del fenómeno ENSO pero en este caso se concluye que si depende (Figura 37a). El año 2015, muestra una marcada significancia estadística tanto en años Niño-neutro como años Niño vs Niña, la magnitud del viento analizada en este estudio resultó ser mayor a 16 m/s en MMJ y en el año Niña de 1999 tiene una alta significancia con los años Niño más que con años neutro.

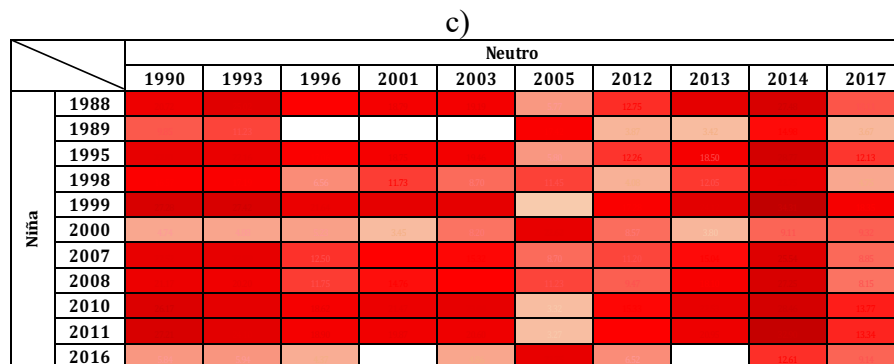
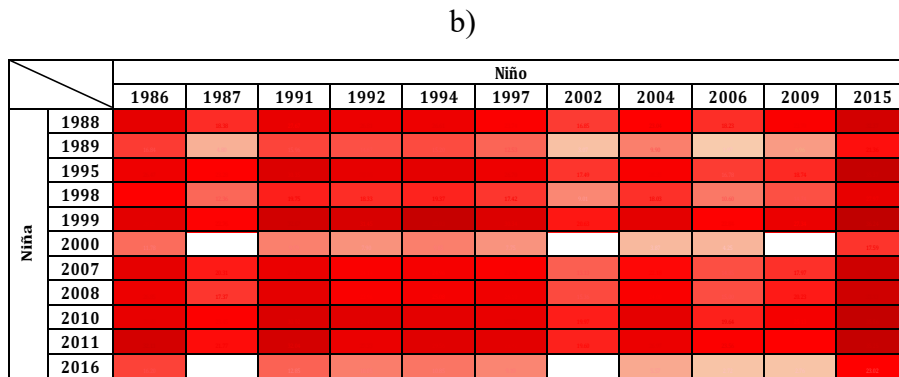
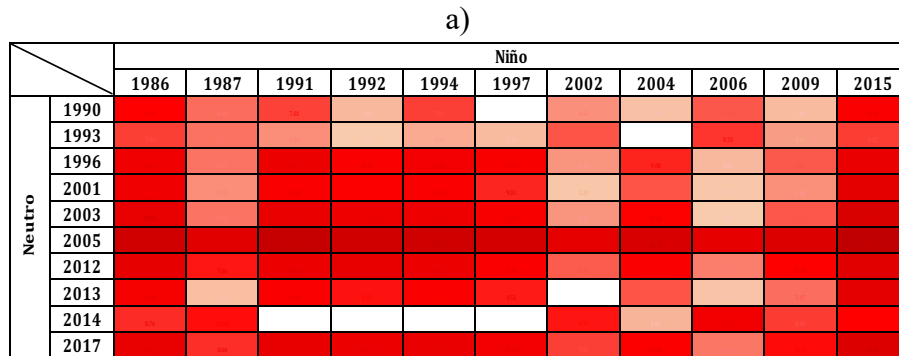
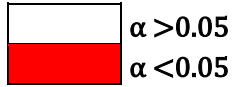


Figura 37. Relación estadística entre los años Niño, Niña y neutros donde el color rojo representa la aceptación de la hipótesis alternativa (para un nivel de significancia del 95%); es decir que la intensidad de la CCC si depende del fenómeno ENSO y los colores blancos muestran lo contrario. La intensidad del color rojo es indicativo del nivel de significancia estadística.

Del análisis estadístico, se concluye que en pocos casos se podría aceptar la hipótesis alternativa representada con los cuadros en blanco, lo que se traduce en la no relación de la CCC con el fenómeno ENSO presente; sin embargo, la hipótesis nula representada por los cuadros rojos son los dominantes en la mayoría de los casos y al ser más intenso el color es mayor la significancia estadística; por lo tanto, se puede deducir que la intensidad del viento zonal de la CCC si depende del fenómeno ENSO presente. La mayor significancia estadística se puede observar en el año Niño 2015 vs años Niña y vs años neutro. El año 2005 también mostró una mayor dependencia con los años Niño y menos con los años neutro ya que se recuerda que este año se caracteriza por tener alta actividad ciclogénica y la magnitud de la CCC estuvo por arriba de la media del resto de las magnitudes del viento zonal en un año neutro (Figura 37c). La TSM en la región del Caribe oscila alrededor de 28.5°C durante el verano y otoño y ésta se relaciona con la intensidad de la CCC y su variabilidad afecta a los CT que pueden formarse en el Caribe (Wang, 2007).

Para analizar los cambios presentes en los años ENSO, se muestra la distribución de las series de datos en un diagrama de caja (o bigotes) de datos cuantitativos de una manera que facilita las comparaciones entre variables o entre niveles de una variable categórica. El cuadro muestra los cuartiles del conjunto de datos, mientras que los bigotes se extienden para mostrar el resto de la distribución (Figura 38). Las barras representan el promedio del viento zonal en el área del Caribe (Figura 38a) para años Niño vs un año significativo de Niña (1999) del cual se muestra que la media del viento zonal oscila entre -4 a -7 m/s y los años con mayor variabilidad corresponden a 1987 y 2002 (Figura 38a), la media del año Niña 1999 es de menor magnitud a comparación del resto de los años Niño ya que este oscila entre -2 a -4 m/s. De igual forma en la Figura 38b se tiene la comparación de los años neutro con el año Niña de 1999 y la media en este caso oscila entre -3 a -6 m/s y los años con mayor variabilidad corresponden al año 2005 y 2017 y el año de Niña oscila entre -2 a -4 m/s.

En la comparación de un año Niño como el 2015 (Figura 38c) marcado en azul con el resto de años neutro, se observa que las medias de los años individuales están por arriba de la medida total (línea roja) y oscilan entre -6 a -3 m/s, mientras que la mayor variabilidad se observa muy por arriba del resto de los años como el año 2005 seguido por el año 2017; así mismo, la media del año Niño 2015 es parte de la media de los años neutro (línea roja) de -6 m/s, también los años Niña se compara con este mismo año Niño 2015 y se deduce que las medias son más variables que en los años neutro y durante la presencia de años El Niño ya que van desde -6 a -3 m/s donde 1999 y 2010 son años que presentan mayor dispersión y el año Niño es más intenso que el resto de años Niña (Figura 38d).

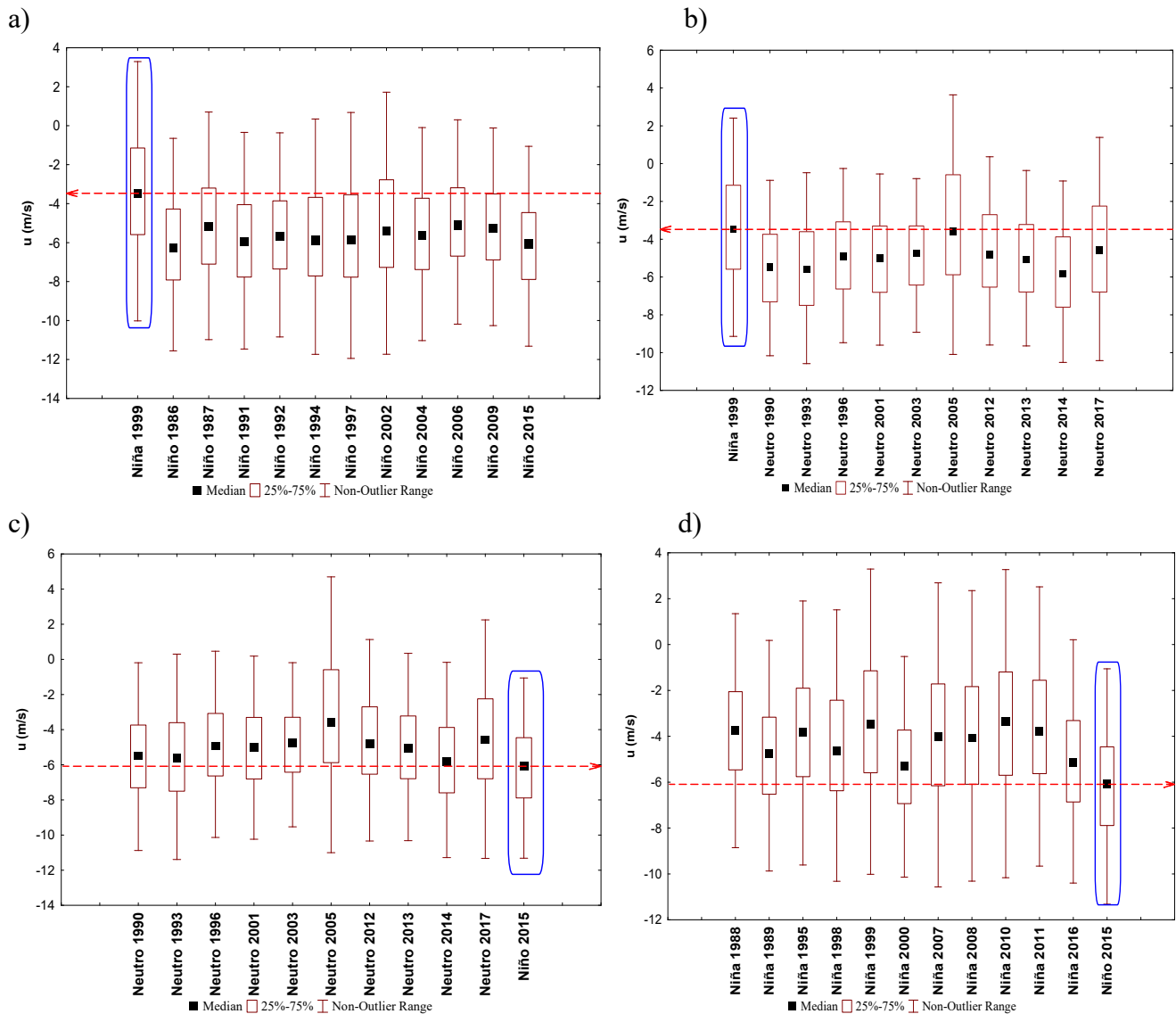


Figura 38. Promedio de viento zonal en el área del Caribe de JJA de: a) Año Niña 1999 vs años Niño, b) Año Niña 1999 vs años neutro, c) año Niño vs años neutro y d) año Niño 2015 vs años Niño. Donde en el 2015, se observan las medias del resto de años Neutro y resto de años Niña están por debajo del año Niña 1999 y caso contrario en el año Niño 2015.

Al observar el comportamiento de los años La Niña con un año Niño significativo como el 2015, se observó mayor variabilidad ya que durante años Niña la media oscila entre -6 a -3 m/s, mientras que 1999 y 2010 son los años que presentan mayor dispersión. En años neutro vs el año Niño 2015, se muestra que las medias oscilaron de igual manera entre -6 a -3 m/s con un comportamiento más estable a comparación de años La Niña contra el año Niño 2015 y la mayor dispersión de datos se obtuvo en el año 2005 y 2017. Por otro lado, los años neutro con el año Niña 1999, mostró que este año Niña es más débil que el resto de los años neutro y años Niño, la media en años Niño oscila entre -7 a -4 m/s mucho mayor que el resto de los años neutro y Niñas y en este caso el año con mayor variabilidad es el 2002.

3.4 Términos de la ecuación de momento

Autores como: Cook & Vizy, 2010; Muñoz et al., 2008 mencionan que la circulación atmosférica de verano, asociada a la precipitación, son moduladas por la migración de la NASH y que a su vez ocasiona la aceleración y desaceleración de la CCC en la zona costera de Centroamérica. De igual forma, estudios previos han realizado análisis dinámicos para entender el balance de momento del viento zonal (u) y viento meridional (v) (Cook & Vizy, 2010; Salinas P., 2006), ello con la finalidad de entender como el balance de momento regional se relaciona con las circulaciones a gran escala. Además, Muñoz et al., 2008 mencionó que la CCC es geostrófica, así que Cook & Vizy, (2010) analizaron que pasa con las fuerzas regionales que causan que la corriente se acelera o desacelere en escalas diurnas y de acuerdo con la estación del año entre 12° a 15°N y 70° a 75°W consideraron la importancia de la componente ageostrófica del flujo ya que puede ser divergente o convergente y tener una relación directa con la precipitación, además analizaron las ramificaciones tanto al norte como al sur que transportan humedad hacia el Golfo de México con presencia de la corriente de niveles bajos de las grandes planicies (GPLLJ) de Estados Unidos y la corriente del Choco en Centroamérica.

En este caso, el análisis dinámico se realizó en la zona del Caribe contemplando dos periodos de estudio: el primero, que contiene al mes de máxima intensidad y el segundo al mes de mínima intensidad de la CCC los cuales son JJA y SON respectivamente, tanto en años Niño, Niña y años neutro. El balance de momento en la zona del Caribe se da principalmente entre velocidades medias zonales y meridionales y el flujo de momento de perturbaciones tipo OE aplicado a 925 hPa. La variación semestral de la CCC, dado el gradiente TSM meridional induce un gradiente meridional de SLP que retroalimenta positivamente la interacción entre el océano y la atmósfera que produce la CCC (Muñoz et al., 2008) y que a su vez se vería reflejado en el tipo de circulaciones dominantes, para ello se analiza cada término de la ecuación de momento (Ec. 14).

3.4.1 Aceleración zonal local

El término de aceleración local (Ec. 14) se analizó en JJA ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}$) tomando como referencia los años con presencia del fenómeno ENSO: años Niño y Niña, además de años neutro (Figura 39 a, b y c), y durante años Niño se obtuvo que en la región del Caribe (Figura 39a) es de signo negativo en el interior del Pacífico (color azul) entre 10° a 14.4°N y a partir de 72°W , asociado a la presencia del viento del este. Por otro lado, la NASH se ubica en el centro del Atlántico con signo positivo, de este mismo signo se observa la ITCZ, es así que se observa este cambio donde pasa de ser positiva en la mayoría del Atlántico a ser negativa en el Caribe. En años Niña la CCC también es negativa y ligeramente mayor que en años Niño (Figura 39b), además en años Niña se observa una NASH débil y desplazada hacia el noreste del Atlántico, con una ITCZ positiva, en la región del Caribe nuevamente se observa como cambia de signo la aceleración zonal pasando de positiva a negativa. En años neutro, la aceleración local de la CCC es positiva y se observa claramente el núcleo de esta corriente en la región del Caribe e indica una desaceleración ya que el viento zonal no es tan del este sino más bien del oeste en JJA (Figura 39c), mientras que la NASH se observa negativa al centro-norte del Atlántico en este mismo trimestre.

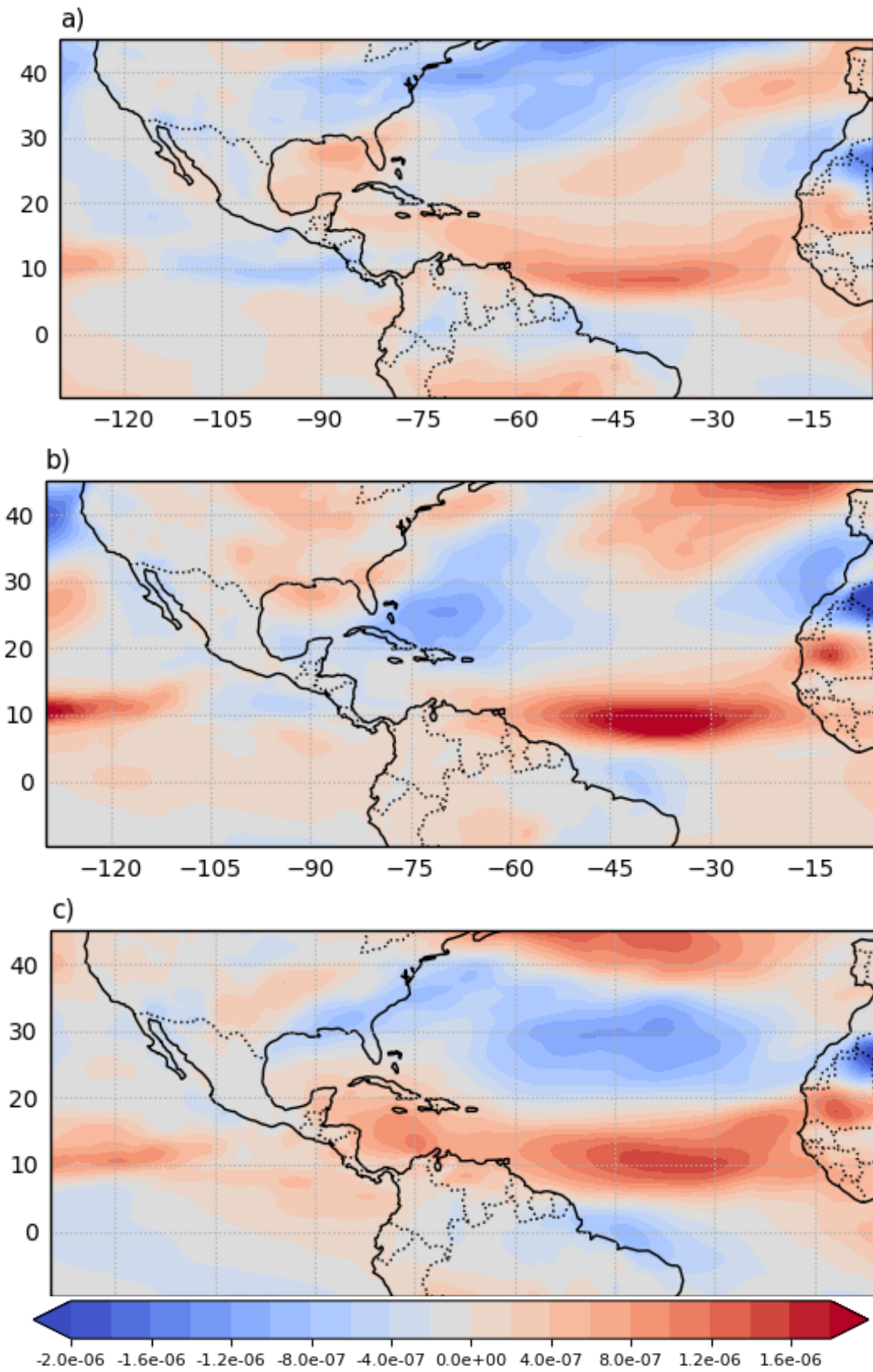


Figura 39. Aceleración zonal promedio a 925 hPa (10^{-7} m/s^2) en JJA de 10 años de: a) Niño b) Niña y c) neutro

Se obtuvo también el término de aceleración local al igual que en JJA pero para SON (Figura 40), la cual durante años Niño es positiva en la región del Caribe, indicativo de la desaceleración de la CCC, mientras que la NASH se localiza durante este periodo en la región centro-norte del Atlántico con signo negativo indicativo de una NASH más intensa (Figura 40a); en cambio, en años Niña durante SON (Figura 40b) se observa que la CCC se mantiene como una zona de transición de ya sea de positiva a negativa o viceversa y la NASH se desplaza hacia el noreste (en color rojo) con valores positivos y una estructura más definida internándose al noreste del Atlántico.

Por otro lado, en años neutro la CCC es más negativa en la región del Caribe, de acuerdo a la observada en años Niño y Niña (Figura 40c) durante SON y en este caso, la NASH se localiza aún más al norte o noreste del Atlántico y se sigue observando muy definida, de igual forma la ITCZ en estos tres casos, se mantiene negativa tanto en el Atlántico como en el Pacífico (Figura 40) contrario a lo observado en JJA (Figura 39) en general y al parece los patrones son opuestos en el resto de las circulaciones ya sea en el Caribe y Atlántico y zona ecuatorial como la CCC, la NASH y la ITCZ, que significa por ejemplo, que en JJA la ITCZ es más débil sobre todo en años neutro en la región del Pacífico (Figura 40c) y más intensa en SON, aunque Muñoz et al., 2008 observaron que durante julio, la ZCIT es más fuerte en las zonas tropicales como Atlántico norte, América Central y Pacífico nororiental tropical.

Sin duda la CCC durante SON disminuye de intensidad y los patrones se revierten siendo positiva la NASH, la ITCZ tanto en el Atlántico como en el Pacífico y la CCC se incrementa y/o disminuye de intensidad dependiendo del fenómeno ENSO analizado.

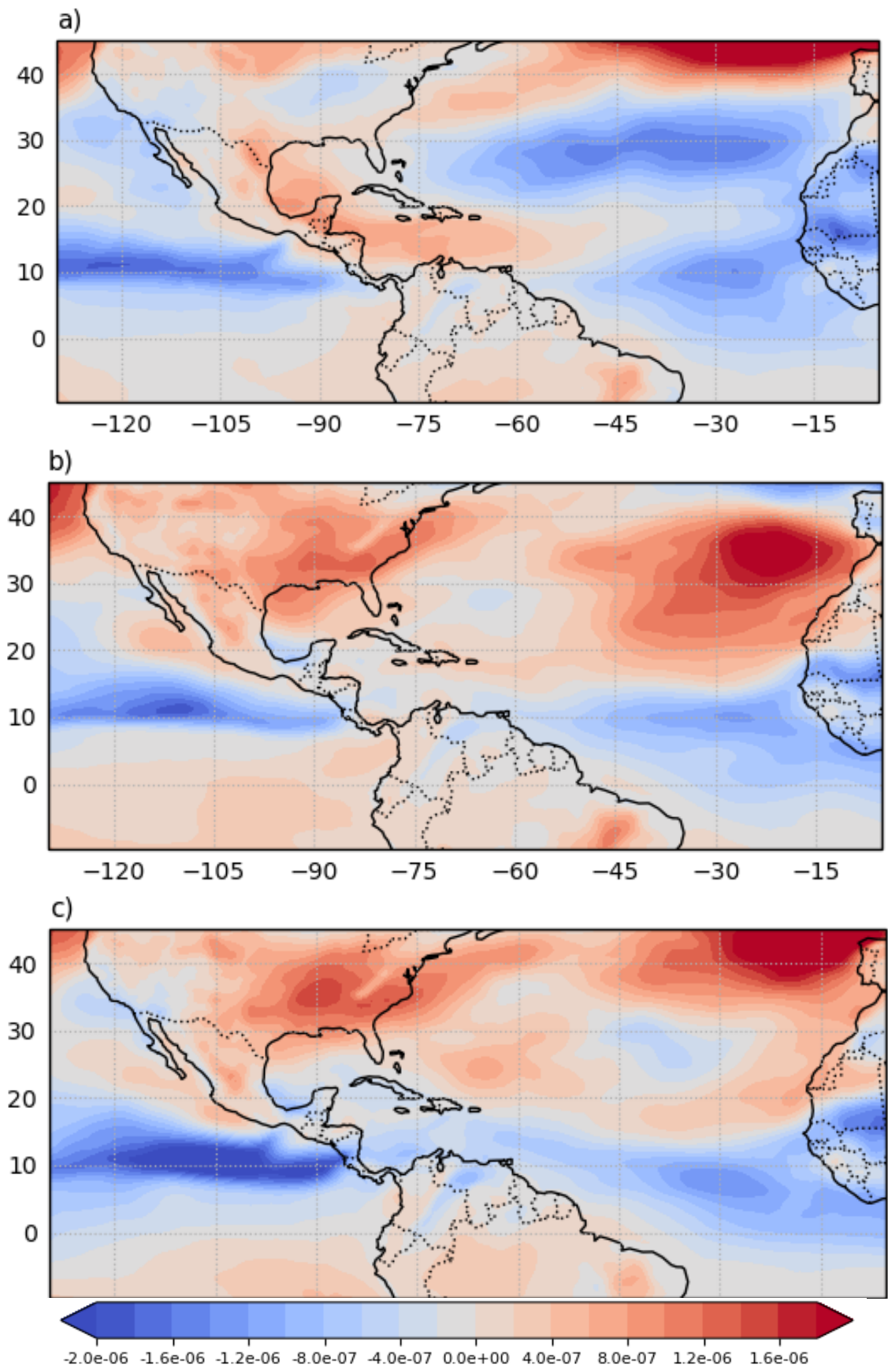


Figura 40. Igual que la Figura 39 pero para SON.

De la aceleración local durante JJA y SON se concluye que en los diferentes episodios de ENSO están muy suavizadas las diferencias en la aceleración; por ello, como un complemento de los resultados anteriores se muestra la aceleración únicamente para el mes de julio ya que autores como: Cook & Vizzy, 2010 mencionaron que la extensión hacia el oeste de la NASH en el Caribe ajusta los gradientes de SLP al norte de la zona de la CCC y por eso ésta se intensifica y en febrero que también es un mes con una CCC intensa, se relaciona directamente con el calentamiento sobre el norte de Sudamérica, y en este caso se muestra en años Niño (Figura 41a) una NASH positiva bien definida ubicada al noreste del Atlántico y se observa que la aceleración zonal local es muy negativa en la región del Caribe durante años Niño y disminuye la presencia de la ITCZ aunque sigue siendo negativa y más intensa en el Pacífico que en el Atlántico (Figura 41a).

De igual forma, en julio y durante años Niña (Figura 41b) disminuye la intensidad de la aceleración zonal en el Caribe a comparación de años Niño y la ITCZ se mantiene positiva en el Pacífico y negativa en el Atlántico, mientras que la NASH negativa (Figura 41b) se ubica en el centro del Atlántico, en el año neutro se presenta en este caso, una desaceleración zonal en el Caribe o en todo caso los vientos zonales son menos del este y más del oeste y una ITCZ positiva y bien definida más en el Pacífico que en el Atlántico con una NASH no tan clara (Figura 41c).

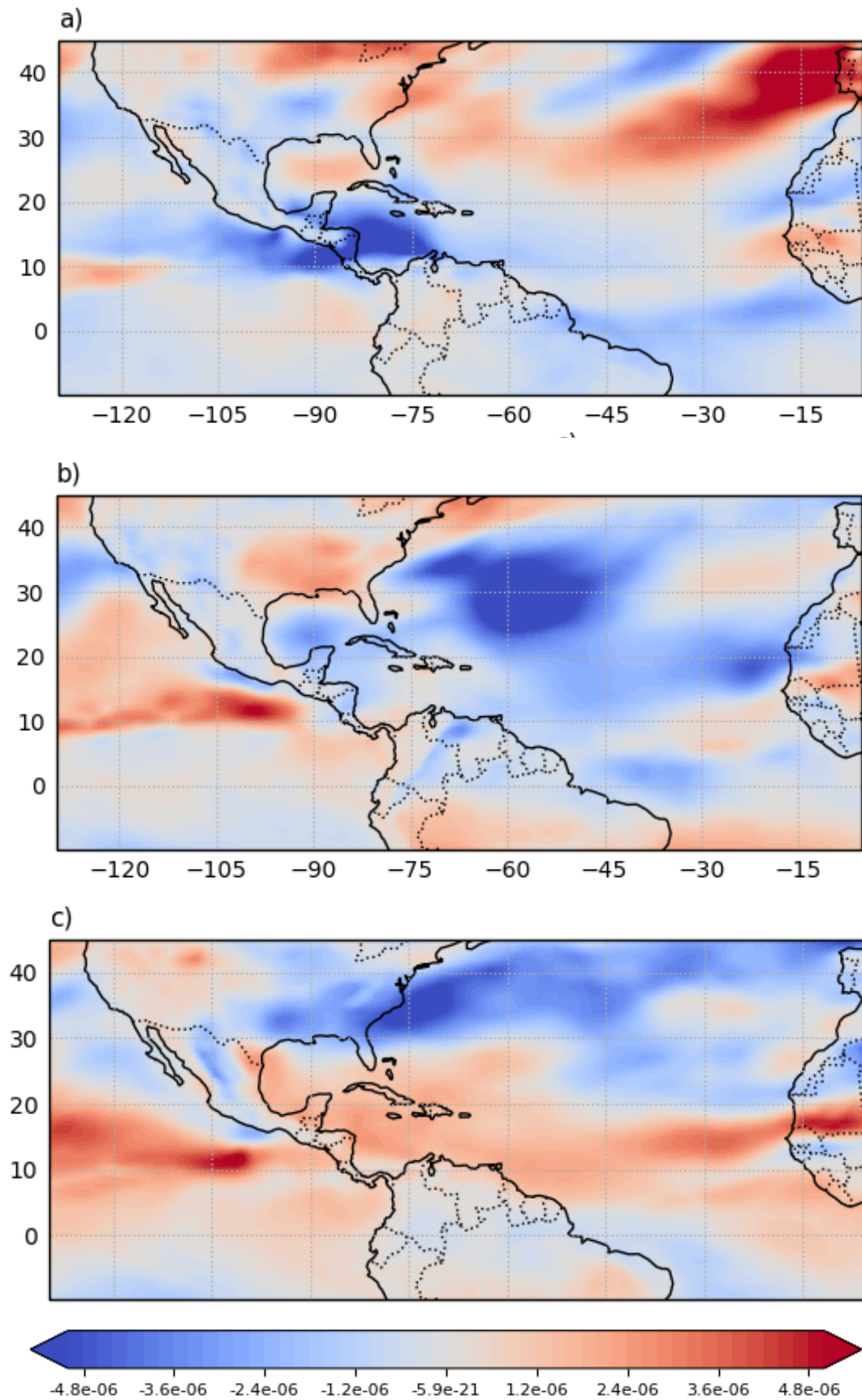


Figura 41. Aceleración zonal promedio a 925 hPa (10^{-7} m/s^2) en julio de 10 años de: a) Niño b) Niña y c) neutro.

3.4.2 Término 1. Advección zonal promedio

Este término $-\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ (término advectivo de la (Ec. 14), muestra ser significativamente importante en la ecuación de momento ya que su estructura es similar a la CCC por estar este término en función del viento zonal y la CCC es la estructura espacial dominada por el viento zonal, los valores oscilan entre $-0.2e^{-6}$ a $-7.4e^{-6} \text{m/s}^2$. Se aclara que, en este caso el término es positivo ya que el viento zonal es negativo pero se realizó un reacomodo de términos en la ecuación 14 y por lo tanto el término acabó siendo negativo.

Se observa en este caso, que el núcleo de este término comienza a ser más intenso a partir de 70° a 80°W y entre 12° a 18°N para el caso de años Niño (Figura 42a), además se observa más definido y de mayor magnitud a comparación de años Niña y neutro (Figura 42b y c) y en el resto de la zona de estudio se observa que el término de advección zonal adquiere menos valor.

Esta misma advección zonal esta más definida y es de mayor magnitud en los años neutro (Figura 42c) a comparación de los años Niña (Figura 42b) donde se observa la menor influencia de este término y de acuerdo a lo observado anteriormente, la CCC también presenta menor intensidad con presencia de un evento La Niña, mostrando así una dinámica muy particular en la región del Caribe y que no es posible observar algo similar en el resto de las zonas cercanas a dicha región.

Este mismo término se analiza durante SON (Figura 43) en la región del Caribe y en general, se observa que el término tiene menor influencia tanto en años Niño, Niña y neutro, siendo así más débil en SON que en JJA con valores que oscilan entre -0.2 a $-4e^{-6} \text{m/s}^2$ aproximadamente y de igual forma de signo positivo al dominar el viento zonal en el Caribe, éste término es más débil en años Niña (Figura 43b) y más intenso con mejor estructura en años Niño (Figura 43a) seguido por años neutro (Figura 43c). La contribución de este término es menor en la ecuación de momento durante años Niña, además se observa que en el resto del área del Caribe el término pierde significancia al igual que en JJA, por lo que los términos siguen mostrando una dinámica muy particular en la región del Caribe.

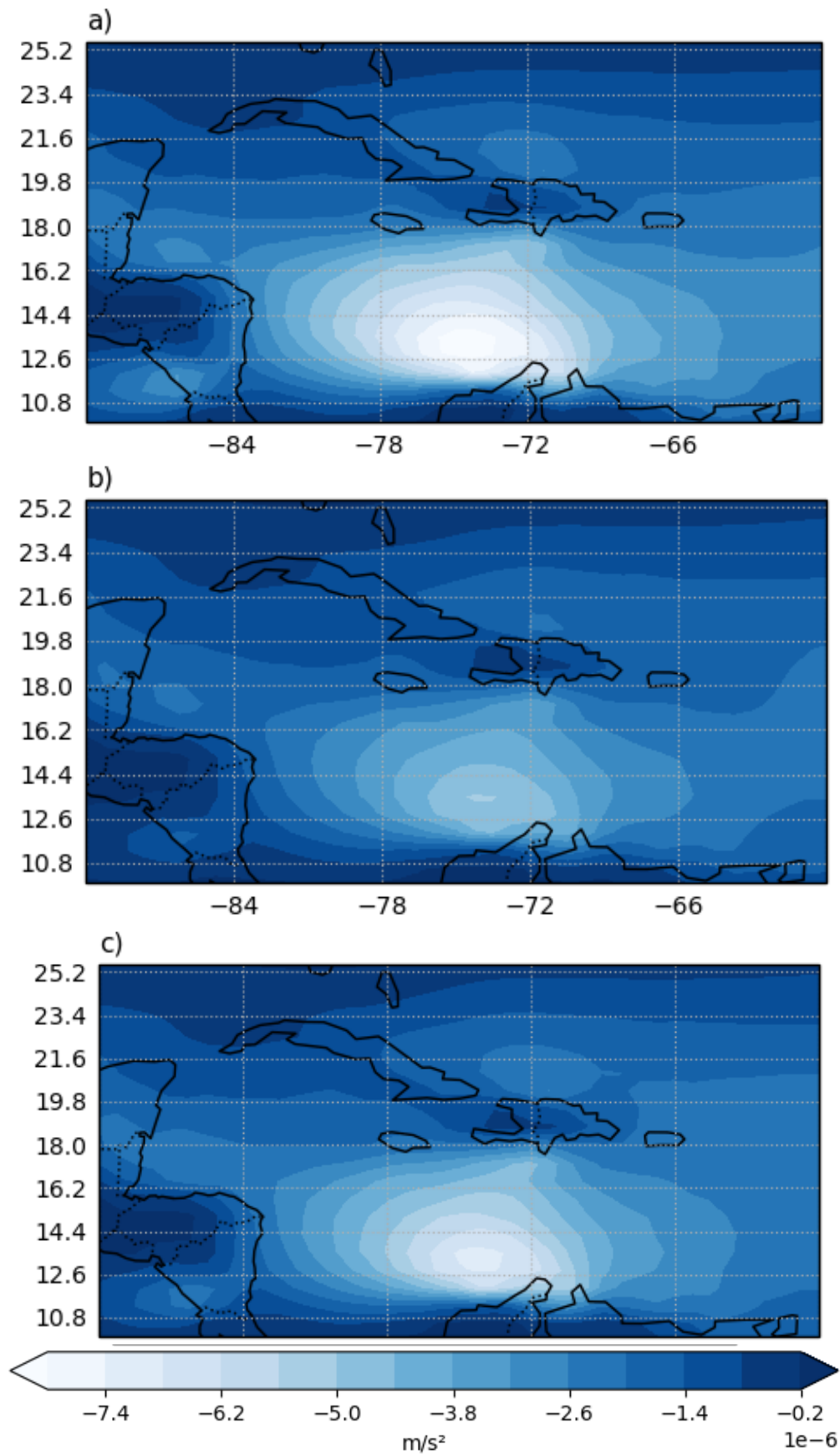


Figura 42. Advección zonal promedio a 925 hPa ($1e^{-6}m/s^2$) en JJA. Años Niño a), años Niña b) y c) años neutro

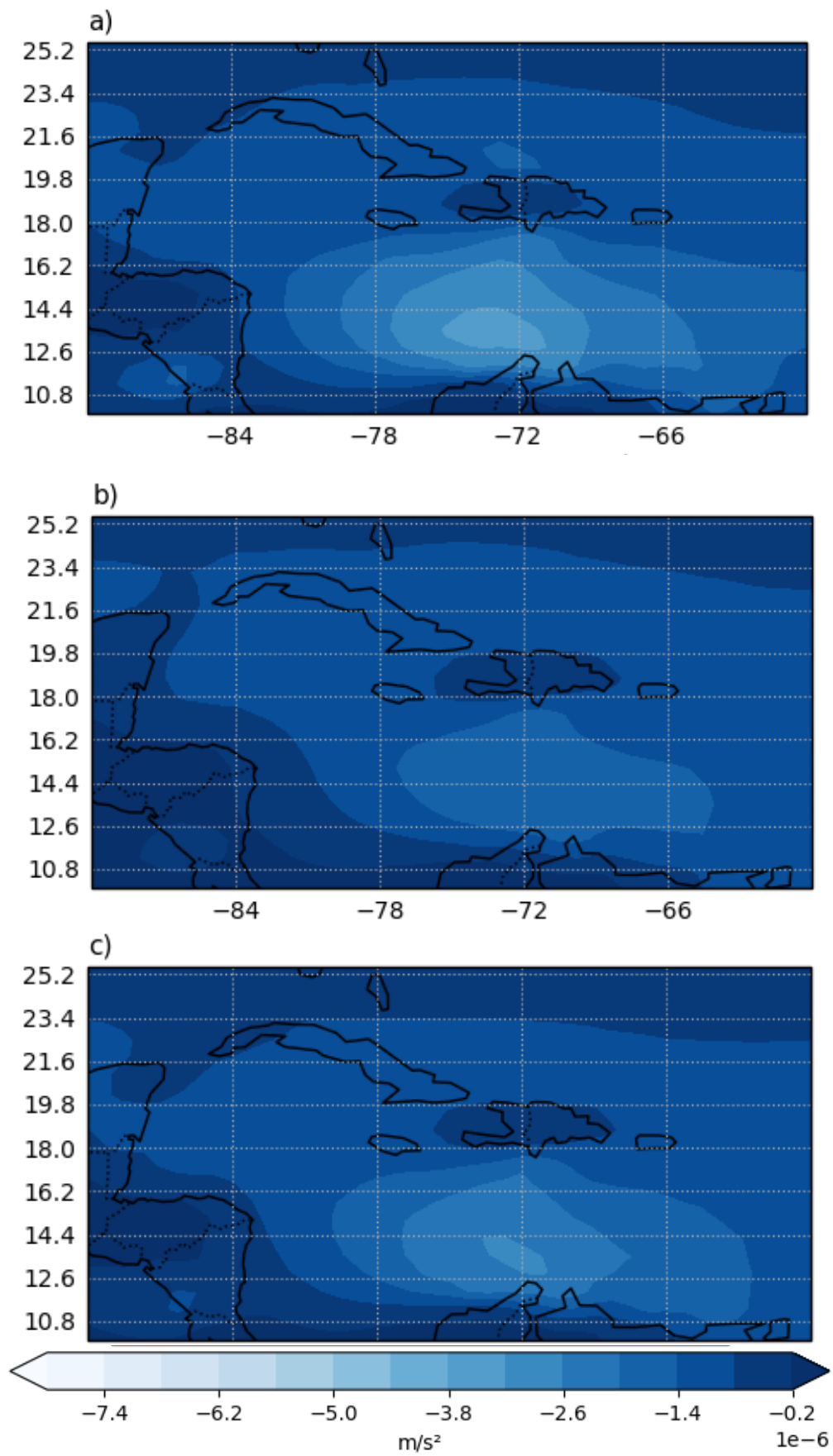


Figura 43. Igual que la Figura 42 pero para SON.

La contribución del término advectivo zonal es más intenso en JJA que en SON, es más intenso y con mayor estructura con presencia del fenómeno de El Niño, seguido por años neutro y más débil en años Niña y es aquí donde se observa que al tener una CCC débil la contribución de este término también es menor, en el resto de la región del Caribe se observa que en término tanto en JJA como en SON pierde significancia.

3.4.3 Término 2. Advección meridional promedio

Este término de advección meridional $-\bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ (término 2, (Ec. 14) se observa más intenso en la zona de entrada de la CCC y es mayor en años Niño (Figura 44a), seguido por años neutro (Figura 44c) y finalmente más débil en años Niña (Figura 44b); además, la contribución de este término es positivo en la entrada y negativa en la salida (tomando en cuenta el signo menos delante del término por reacomodo en la ecuación 14); es decir, el viento zonal es advectado meridionalmente hacia el norte en la entrada, cerca del núcleo y en la salida de la CCC el viento zonal es advectado hacia el sur, este patrón se observa en los tres casos y está marcada diferencia marca un claro contraste existente en estas dos zonas de la CCC donde existe mayor variabilidad y es más intensa en el trimestre de JJA (Figura 44) que en SON (Figura 45). El valor de este término oscila entre $2.8e^{-5}$ a $5e^{-7}m/s^2$.

El término de advección meridional para SON (Figura 45) se muestra más estable ya que a pesar de que el patrón es más intenso en la entrada de la CCC y de signo positivo y negativo en la salida no es tan marcada dicha diferencia; sin embargo, se sigue manteniendo el mismo patrón observado en JJA solo que en SON es más débil y en este caso, también es más intenso en años Niño (Figura 45a), seguido por años neutro (Figura 45c) y finalmente años Niña (Figura 45b) y quiere decir que, el viento zonal es advectado meridionalmente entre la entrada cerca del núcleo de la CCC hacia el norte y en la salida el viento zonal es advectado hacia el sur.

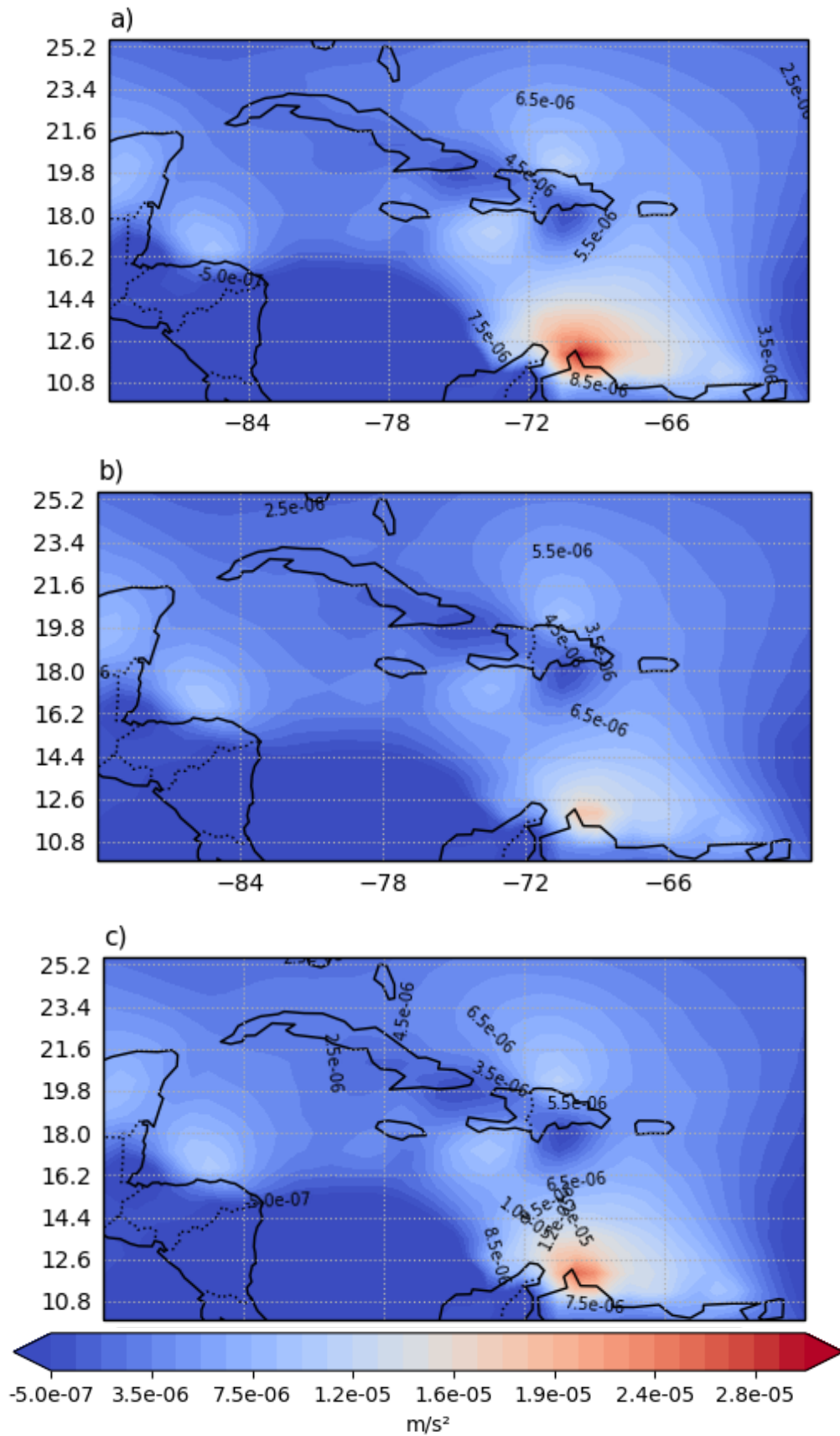


Figura 44. Advección meridional promediado a 925 hPa ($1e^{-5}m/s^2$) en JJA. A) Años Niño, b) años Niña y c) Años neutro.

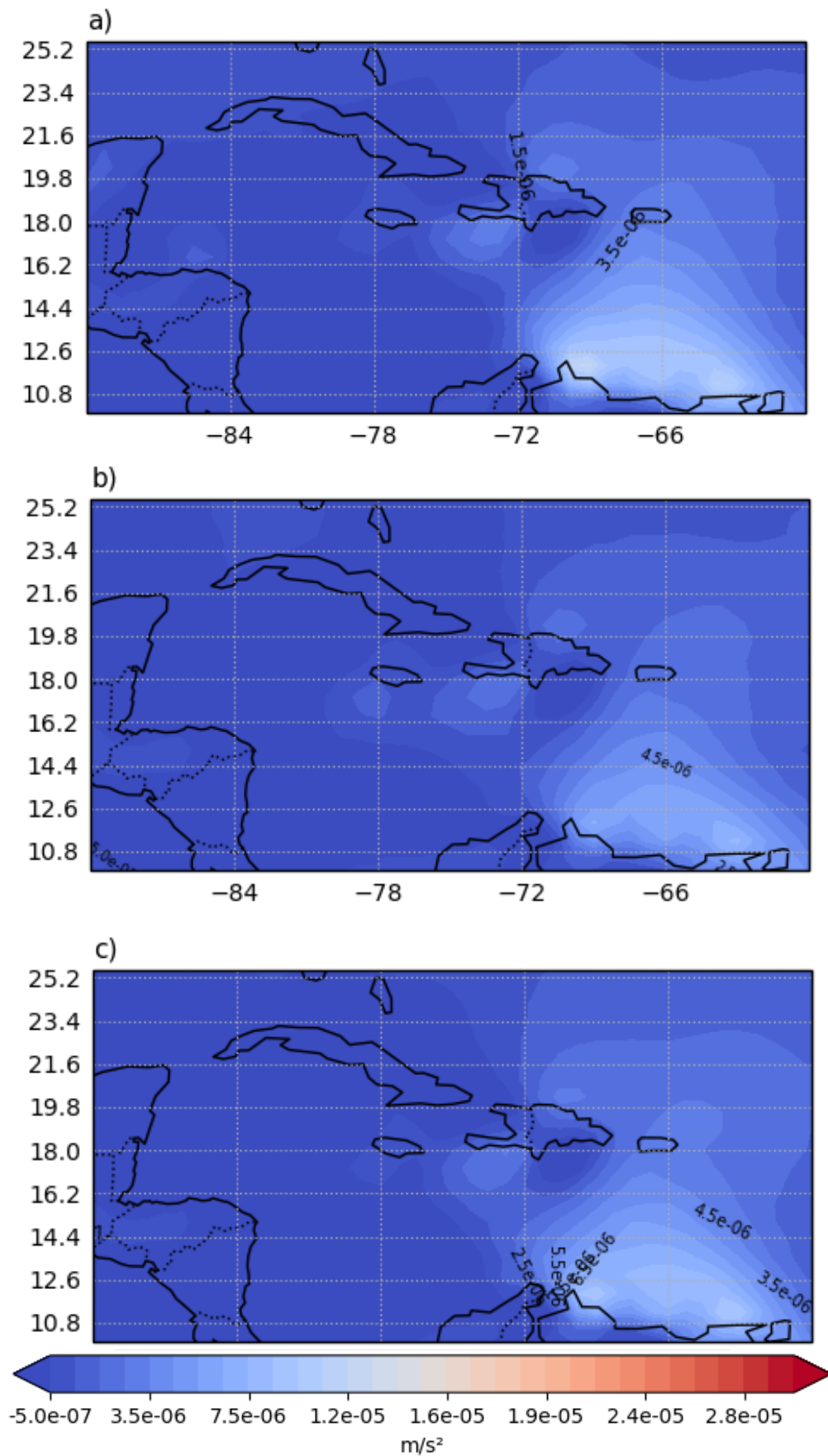


Figura 45. Igual que la figura 44 pero para SON.

3.4.4 Término 3. Zonal perturbado promedio

Continuando con los términos advectivos perturbados $-\frac{\partial \overline{u'^2}}{\partial x}$ (término 3, (Ec. 14) como el flujo zonal de momento zonal, se observa que es negativo en toda la zona de estudio, pero en realidad es de signo positivo ya que cambia de signo para mantener el término a la derecha en la (Ec. 14) y justo entre el núcleo y la entrada de la CCC es mayor este término y más débil en la salida y en general se observa que el término tiene influencia en gran parte de la región del Caribe. Al parecer el flujo zonal de momento zonal es mayor en el núcleo de la CCC y es mayor en años neutro (Figura 46c), seguido por años Niña (Figura 46b) y es más débil en años Niño (Figura 46a), éste término es más variable en años Niña con valores que oscilan entre $-79e^{-8}$ a $-9e^{-8}$ m/s².

En SON (Figura 47), el término advectivo zonal perturbado (término 3, (Ec. 14) es positivo en los tres casos al igual que en JJA, y se observa que este término es de los de menor magnitud ya que oscila entre $-9e^{-8}$ a $-2e^{-9}$ m/s² y en la zona del núcleo de la CCC, el término es de mayor magnitud que los alrededores y es más notable en el caso de años Niño (Figura 47a), seguido por años neutro (Figura 47c) y más variable en años Niña (Figura 47b), aunque al parecer también tiene influencia al norte de las Islas de la Española y Cuba y la Península de Yucatán.

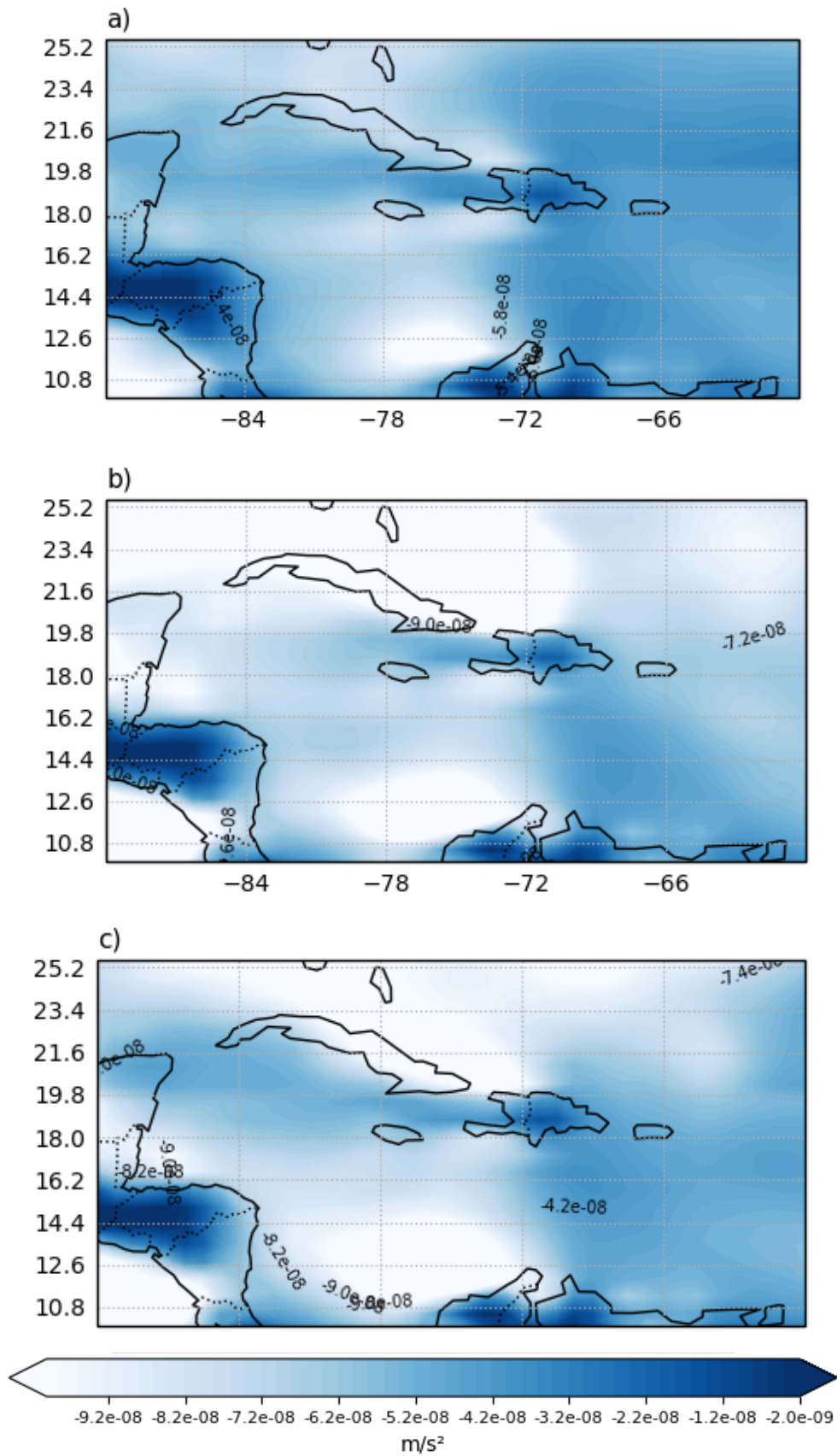


Figura 46. Advección del término zonal perturbado promedio a 925 hPa ($1e^8 m/s^2$) de JJA. Años Niño a) y años Niña b) y c) años neutro.

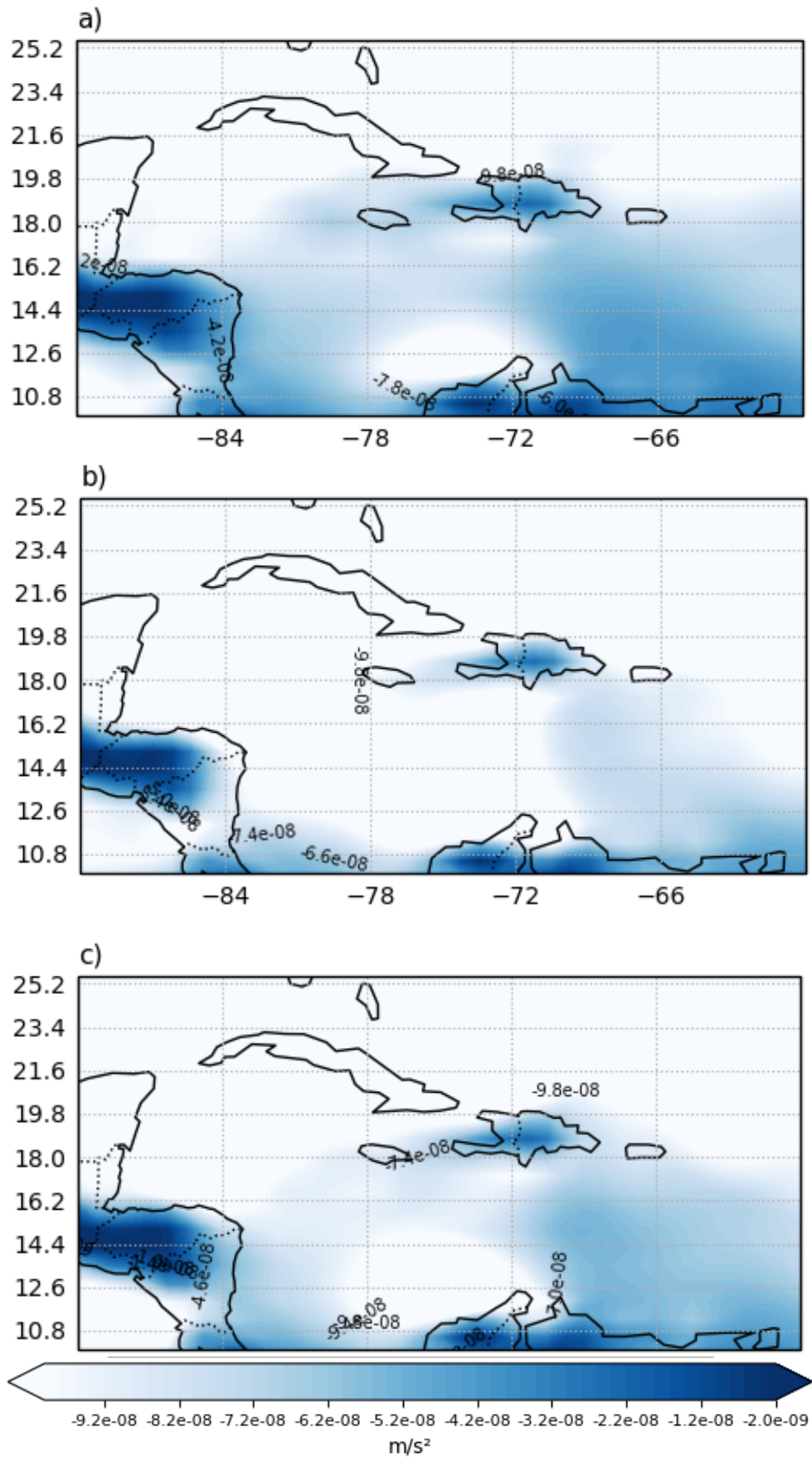


Figura 47. Igual que la Figura 46 pero para SON.

3.4.5 Flujo zonal transportado meridionalmente

Este término $\overline{u'v'}$ se observa que es negativo a la entrada de la CCC y positivo a la salida de la CCC, lo que significa que el flujo zonal en la entrada de la CCC se transporta meridionalmente hacia el norte-noroeste y el flujo en la región de la salida de la CCC se transporta hacia el sur-suroeste (Figura 48a y Figura 48b), de igual manera el transporte hacia el norte-noroeste es mayor en años Niña (Figura 48b), seguido por años neutro (Figura 48c) y finalmente menor en años Niño (Figura 48a), mientras que el flujo en la salida transportado hacia el sur-suroeste es más débil en años Niño, y más intenso en años Niña (Figura 48 a, b y c). Entre 12° a 19°N se tiene un signo negativo del transporte meridional en los tres casos producto de los flujos hacia el norte-noroeste que atraviesan la Península de Yucatán y se internan en el Golfo de México, asociado con la componente más meridional y ésta suele ser más intensa en años Niña, seguido por años neutro y finalmente en años Niño.

El patrón del flujo zonal medio transportado meridionalmente en SON (Figura 49) cambia y se ven modificados los patrones de flujos a comparación de JJA sobre todo en años Niña (Figura 49b) y años neutro (Figura 49c), ya que el flujo en la entrada de la CCC cambia hacia el sur-suroeste volviéndose positivo, y en la salida de la CCC el flujo del sur se sigue manteniendo (Figura 49b), en años Niño y neutro se observa el mismo patrón, pero disminuye la intensidad del flujo (Figura 49a y c).

En este caso, se observa que el flujo zonal es transportado en su mayoría hacia el sur, sobre todo en años Niño y neutro y únicamente se sigue manteniendo el flujo hacia el norte-noreste a partir de 83° y entre 14° a 25°N y es más intenso en años Niña y neutro, dinámica que ocasionaría el debilitamiento de la CCC durante estos años.

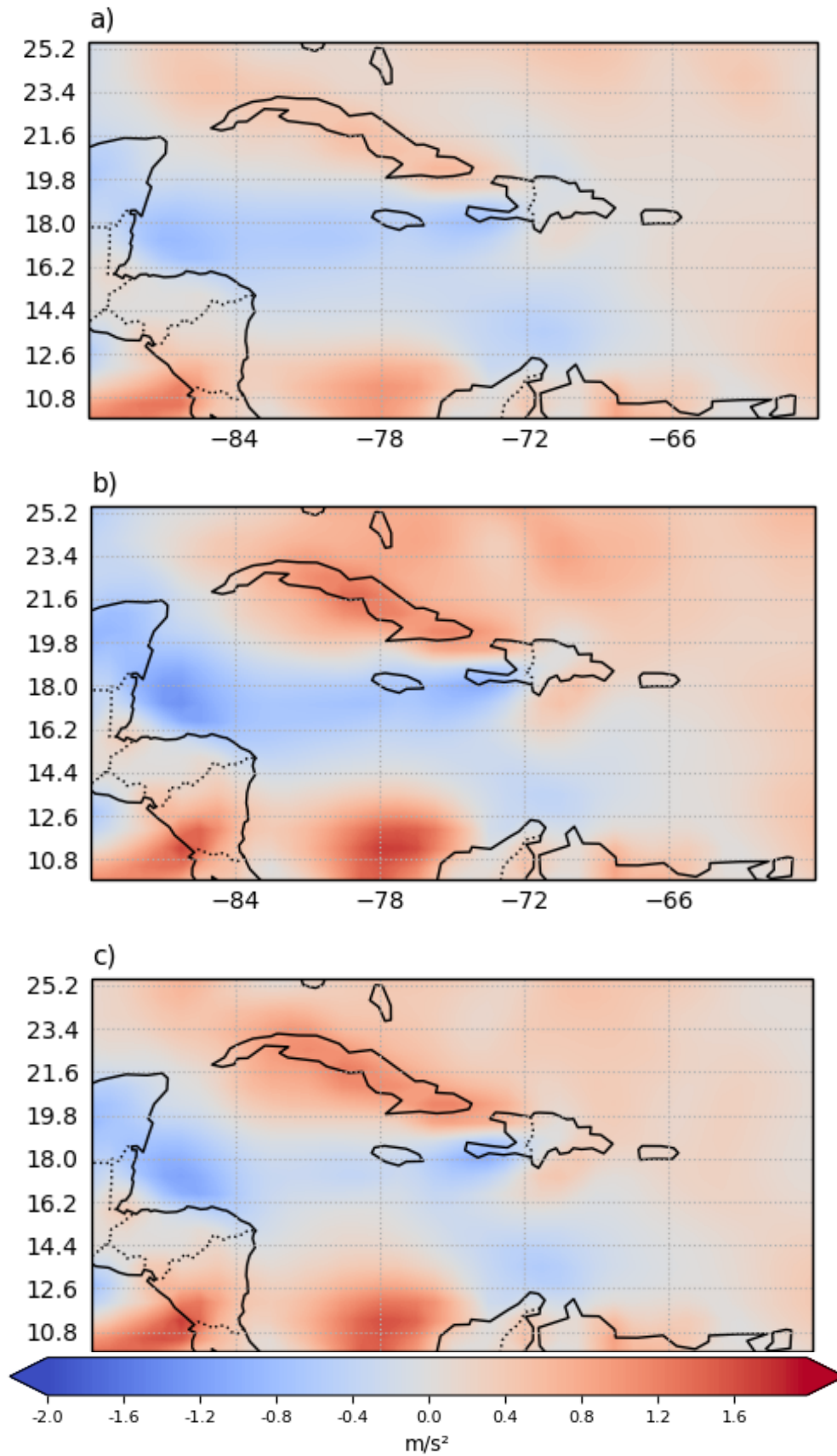


Figura 48. Flujo zonal medio transportado meridionalmente a 925 hPa (m/s^2) en JJA. Años Niño a) y años Niña b) y c) años neutro.

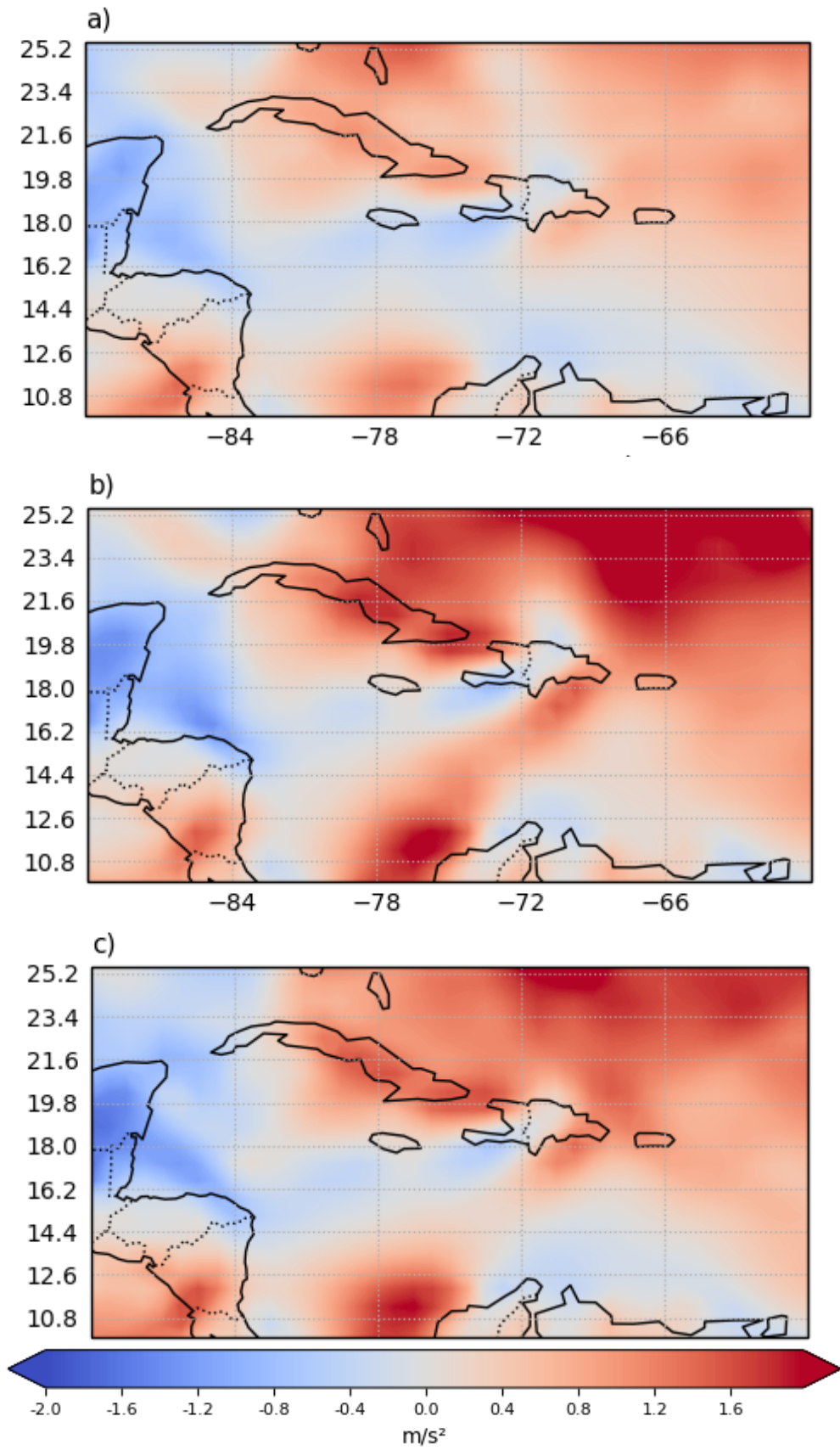


Figura 49. Igual que la Figura 48 pero para SON.

3.4.6 Término 4. convergencia de momento meridional transportado zonalmente

La convergencia de momento meridional transportado zonalmente $-\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y}$ (término 4, (Ec. 14) durante los meses de máxima intensidad (JJA) de la corriente en chorro (Figura 50) se muestra que es positiva en la zona de la entrada y núcleo de la CCC y negativa a la salida ya que en este caso se agregó el signo negativo para mantenerla del lado derecho de la (Ec. 14, estos resultados permiten identificar que en la entrada y núcleo de la CCC, la convergencia meridional de momento zonal transportado meridionalmente asociado a la perturbación se localiza hacia el oeste-noroeste cruzando la zona centro del Caribe y es mayor en años Niño (Figura 50a) y más débil en años Niña (Figura 50b) y en la salida de la CCC esta convergencia (negativa) se concentra hacia el sur-suroeste y es mayor en años Niño (Figura 50a) y más débil en años neutro (Figura 50). En este sentido, durante un año Niño existe mayor convergencia meridionalmente a comparación de años Niña y neutro, similar a los análisis realizados por Salinas P, 2006 donde mostró que este término contribuye a acelerar la CCC.

Durante el periodo de desaceleración (SON) de la CCC (término 4, (Ec. 14) se observa que la convergencia meridional de momento zonal transportado meridionalmente presenta un patrón similar a lo obtenido en JJA al ser positiva en la entrada y núcleo de la CCC, pero con la diferencia que en la zona de entrada de la CCC se tiene que el mayor término corresponde a años Niña y es menor en años Niño (Figura 51b y a), y en años Niño esta convergencia presenta el mismo patrón observado anteriormente donde la convergencia esta ubicada al norte-noreste de la CCC, mientras que en la salida la convergencia cambia de signo, volviéndose negativa y se ubica al sur-suroeste, además se tiene que hay convergencia que cruza el centro y norte de la CCC de signo negativo tanto en años Niña y neutro (Figura 51b y c).

Por otro lado, en años Niña (Figura 51b) y neutro (Figura 51c) hay una convergencia dominante que cruza el centro del Caribe de signo negativo y es más intenso en años Niña que en neutro; entonces, los patrones cambian al ser un periodo más débil de la CCC.

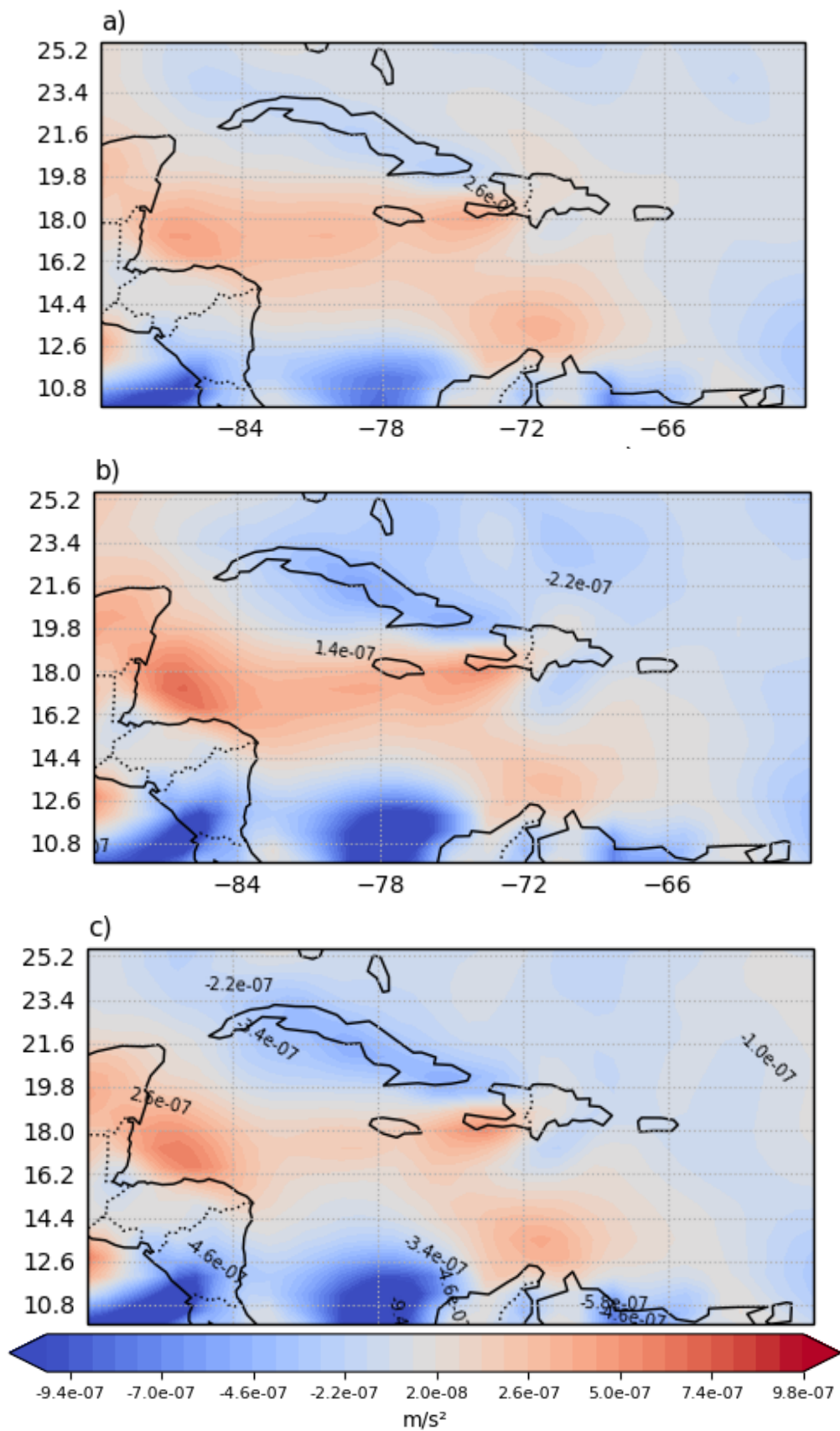


Figura 50. Convergencia meridional promedio a 925 hPa ($1e^7 m/s^2$) en JJA. Años Niño a) y años Niña b) y c) años neutro.

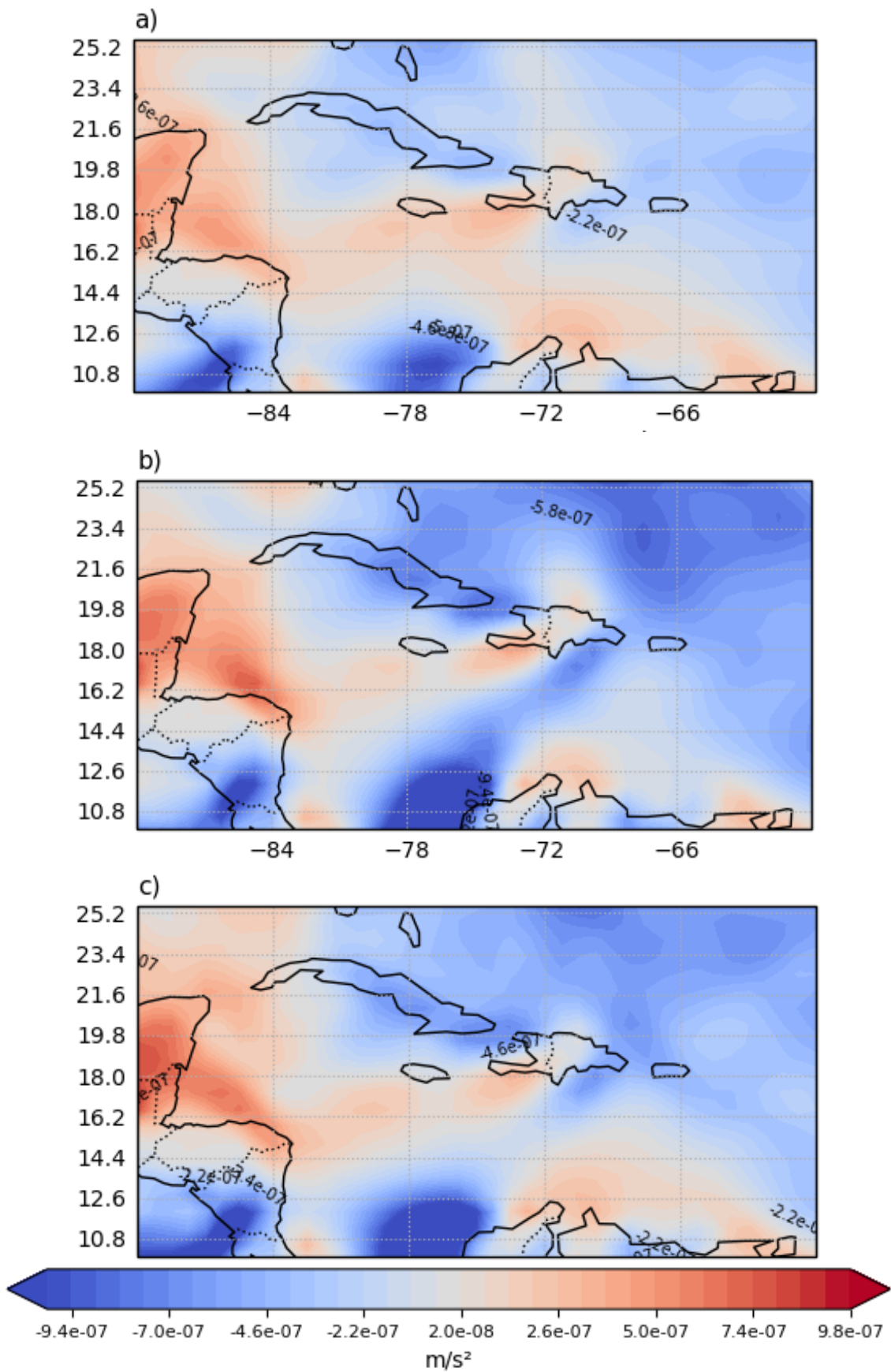


Figura 51. Igual que la Figura 50 pero para SON.

El balance de momento en la zona del Caribe se da principalmente entre velocidades medias zonales y meridionales y con la convergencia de momento de perturbaciones del tipo OE y se aplicó a 025 hPa, donde se resume que el término de convergencia meridional de momento zonal transportado meridionalmente es un término importante para el balance asociado a las perturbaciones $(-\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y})$, este es negativo en la entrada y núcleo de la CCC donde la convergencia se localiza al noroeste y es de mayor magnitud durante un año Niño, neutro y más débil en años Niña y en la salida de la CCC este término se debilita pero aún así sigue siendo mayor en años Niño y cambia de signo en años Niña.

De igual forma en SON, se tiene que durante años Niño el término de convergencia sigue manteniendo el patrón observado en JJA sobre todo en la entrada de la CCC con la diferencia de que es mayor en años Niña y más débil en años Niño y al contrario que en la salida de la CCC durante JJA en este caso (SON) el término pierde variabilidad al observar patrones similares en años Niño, Niña y neutro, volviéndose de signo contrario a lo observado en la entrada de esta corriente; aún así, hay un nuevo flujo negativo que cruza el centro del Caribe durante años Niña y neutro durante este trimestre (SON).

Por lo tanto; se concluye que, este término explica gran parte de la dinámica presente en el Caribe durante años Niño, Niña y neutro, similar a lo encontrado por Salinas P., 2006 donde mostró que este término acelera a la CCC y en este caso se observó que en general, el término en la entrada y núcleo de la CCC es de signo negativo tanto en JJA y SON, los patrones son muy parecidos en JJA en los tres casos y difieren en SON. El término resultó ser mayor en años Niño durante los meses de intensificación de la CCC (JJA) y el término fue menor en SON y con esto último, se corrobora la hipótesis planteada, además de demostrar que la variabilidad de la convergencia meridional y del resto de los términos de la ecuación de momento están modulados por el fenómeno ENSO.

3.4.7 Viento geostrófico

El balance geostrófico (Ec. 14) es una buena aproximación de las corrientes a gran escala, y proporciona una relación entre el campo de presión y la velocidad horizontal y durante JJA (Figura 52) es de signo positivo en gran parte del Atlántico, Caribe y Golfo de México y se observa más débil en años Niña y más intenso en años Niño (Figura 51 b y a) entre 65° a 80°W. Por otro lado, Muñoz et al., 2008 mostró que la CCC es básicamente geostrófica, y Cook y Vicky, (2000) mostraron desequilibrios regionales de fuerza que hacen que el chorro se acelere o desacelere en escalas de tiempo diurnas y cómo y porqué los balances de momento varían con la estación, estos mismos autores mencionan que las componentes ageostróficas del flujo eran de especial interés al ser convergentes o divergentes y por lo tanto se relacionan con el campo de precipitación.

De igual forma, dos máximos de viento geostrófico se observan en el Atlántico, el primero arriba de la isla La Española y Cuba, el segundo máximo en la región del Caribe y al noreste de México, mientras que en el Pacífico se observa un viento geostrófico más débil (Figura 52 a, b y c).

El viento geostrófico se más débil en el Atlántico durante el trimestre de SON (Figura 52) y se siguen diferenciado los núcleos máximos observados en JJA, el primero justo arriba de la isla La Española, un segundo en el Caribe (Figura 52 a, b y c) y al noreste de México, donde los dos primeros se observan como parte de la presencia de la NASH.

Así mismo, el viento geostrófico positivo tiene presencia en el Océano Atlántico, Caribe, Golfo de México, noreste de México y centro-este de Estados Unidos y el viento geostrófico negativo se observa en el Golfo de Tehuantepec y es mayor durante SON (Figura 52 a, b y c) por la cercanía de los fenómenos meteorológicos de latitudes medias.

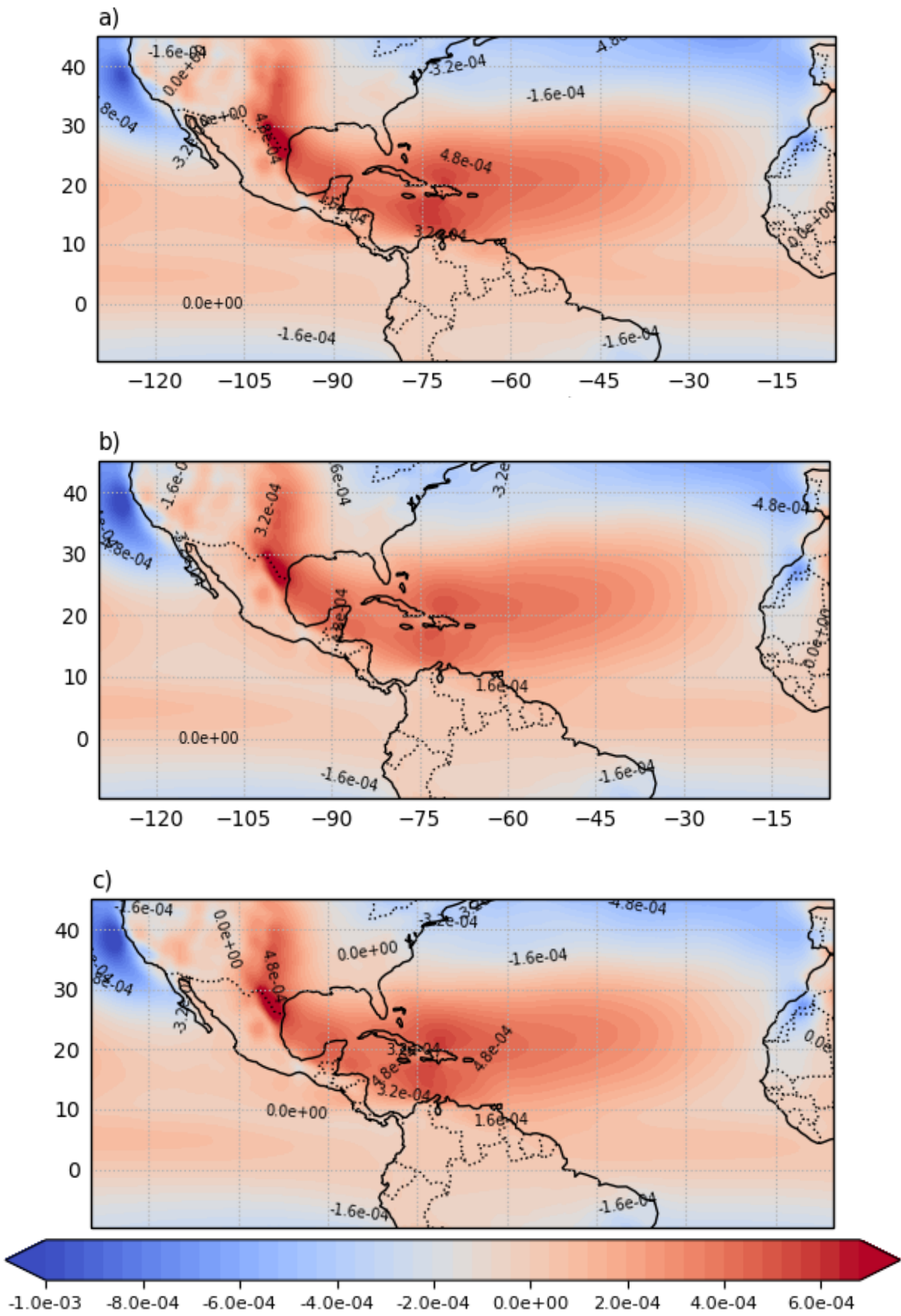


Figura 52. Viento geostrófico (m/s^2) a 925 hPa de JJA, a) años Niño, b) años Niña y c) años neutro.

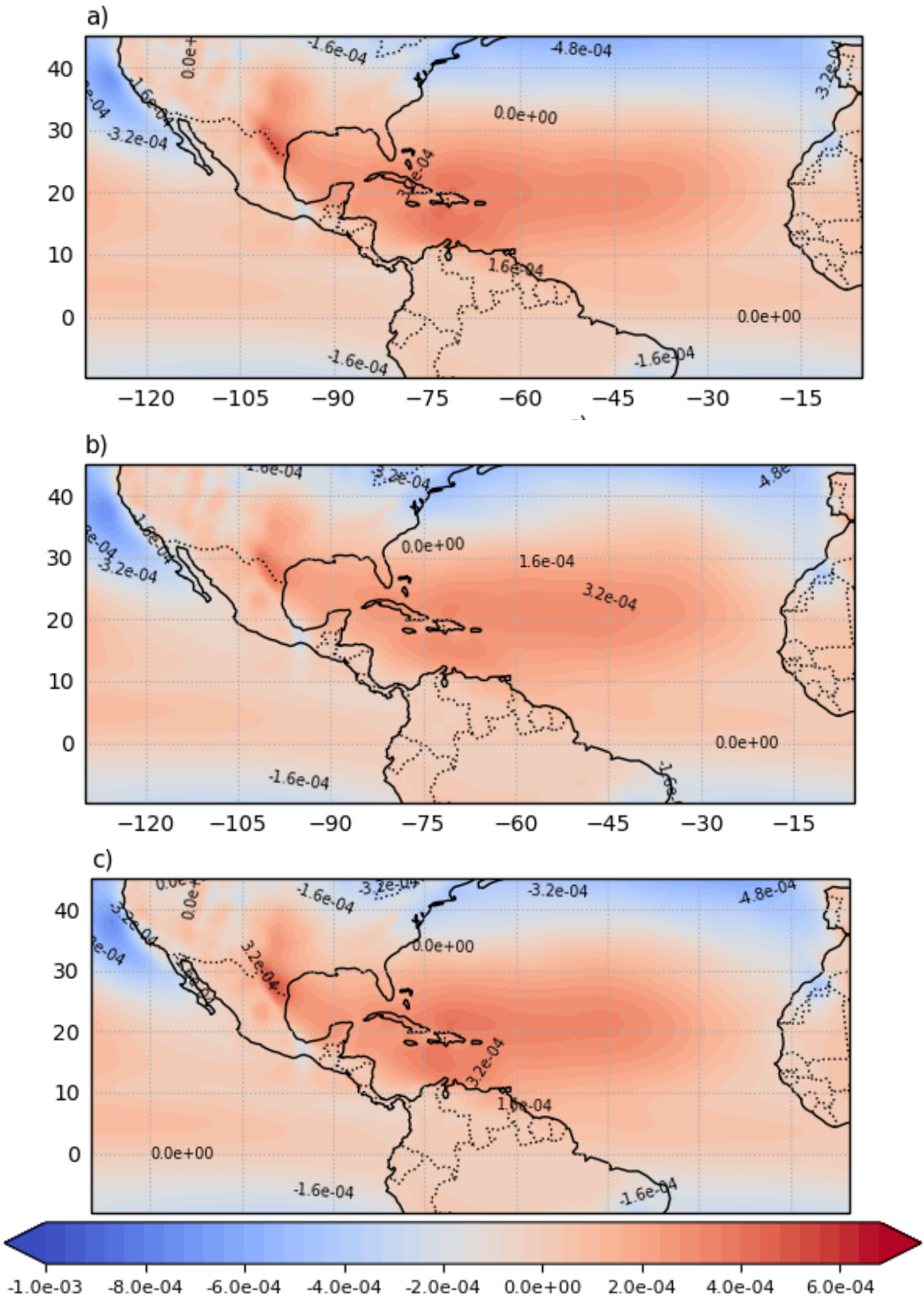


Figura 53. Igual que la figura 52 pero para SON.

La presencia de las islas caribeñas en el Atlántico marca tres máximos de viento geostrófico, el primero en la región del Caribe, el segundo al norte de la isla La Española y el tercero al noreste de México, los cuales son más más intensos en JJA que en SON y son mayores en años Niño y más débiles en años Niña. El viento geostrófico positivo tiene presencia en el Océano Atlántico, Caribe, Golfo de México, noreste de México y centro-este de Estados Unidos y el viento geostrófico negativo se observa en el Golfo de Tehuantepec y es mayor durante SON por la cercanía de los fenómenos meteorológicos de latitudes medias.

3.4.8 Viento ageostrófico

El viento ageostrófico (Ec. 14) definido como: $f(V-Vg)$ es útil para realizar un diagnóstico de movimientos ascendentes y descendentes ya sea en máximos de vientos o en regiones de curvaturas. En la Figura 54, se observa que durante JJA (con julio, mes de aceleración de la CCC) el viento ageostrófico en la zona del Atlántico, Caribe y parte del Golfo de México es negativo tanto en años Niño (Figura 54a) Niña (Figura 54b) y neutro (Figura 54c); es así que la zona del Atlántico está dominada por este mismo patrón de circulación donde el viento ageostrófico se debilita entre 56° y $70^\circ W$ intensificándose nuevamente en la zona del Caribe, este viento es más intenso en años Niño, seguido por años neutro y es más débil en años Niña (Figura 54 a, b y c) con valores de alrededor de $2e^{-4} \text{ m/s}^2$.

En los meses de SON (Figura 55), se obtiene el mismo patrón de circulación, con la diferencia de que el viento ageostrófico es de menor intensidad en los tres casos; sin embargo, sigue observándose un viento más marcado en la costa de África y región del Caribe durante años Niño y neutro (Figura 55a y c) y más débil en años Niña (Figura 55b). La influencia de la NASH durante SON se observa en toda la región del Atlántico y se debilita aproximadamente entre 56° hasta $70^\circ W$; de ahí, se intensifica nuevamente el viento ageostrófico en la zona del Caribe (Figura 55). El viento ageostrófico negativo se observa también en el Golfo de Tehuantepec tanto en años Niño, Niña y neutro, de igual manera se observa viento ageostrófico en la costa del Pacífico entre México y Estados Unidos.

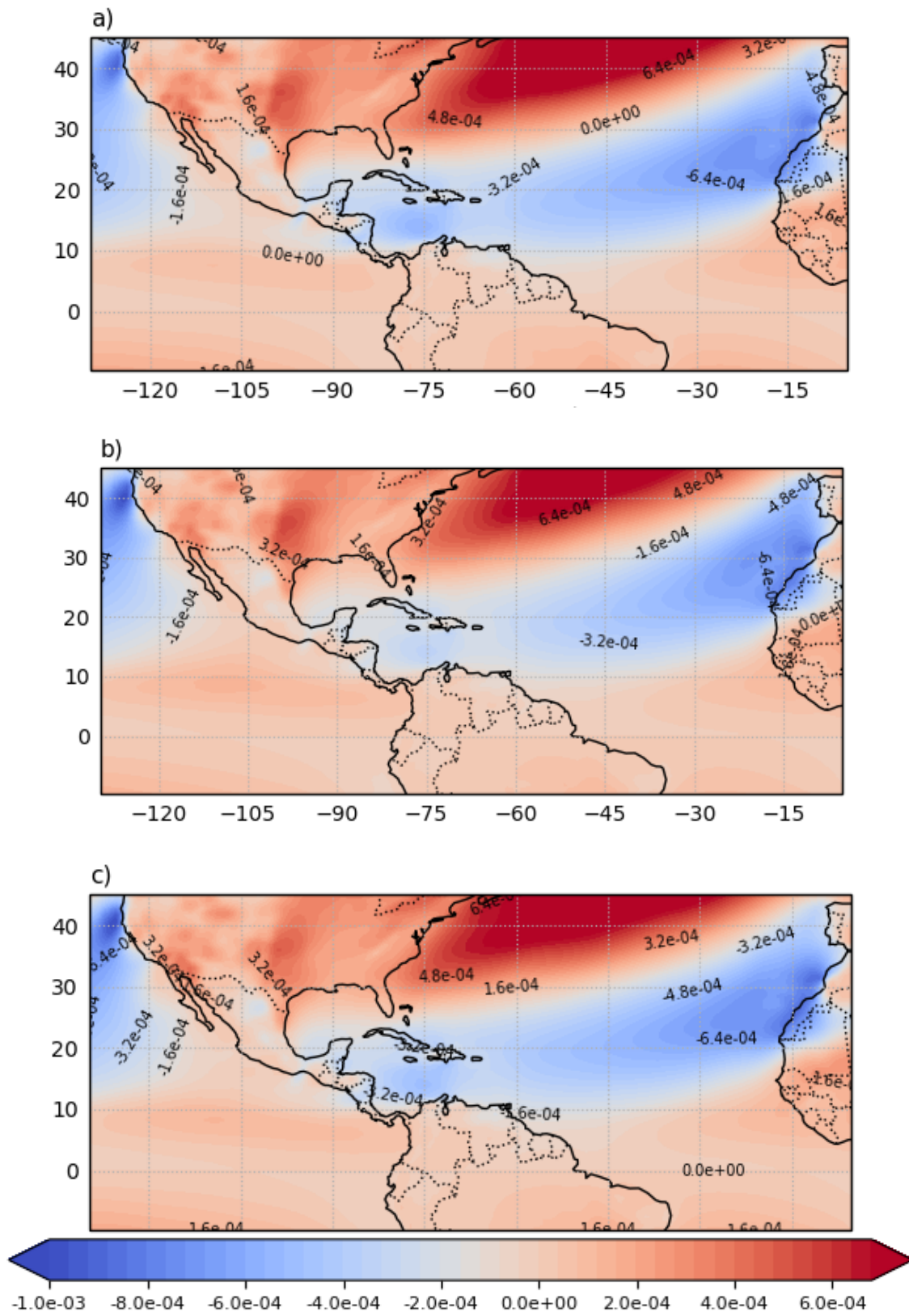


Figura 54. Viento ageostrófico (m/s^2) a 925 hPa de JJA, a) años Niño, b) años Niña y c) años neutro.

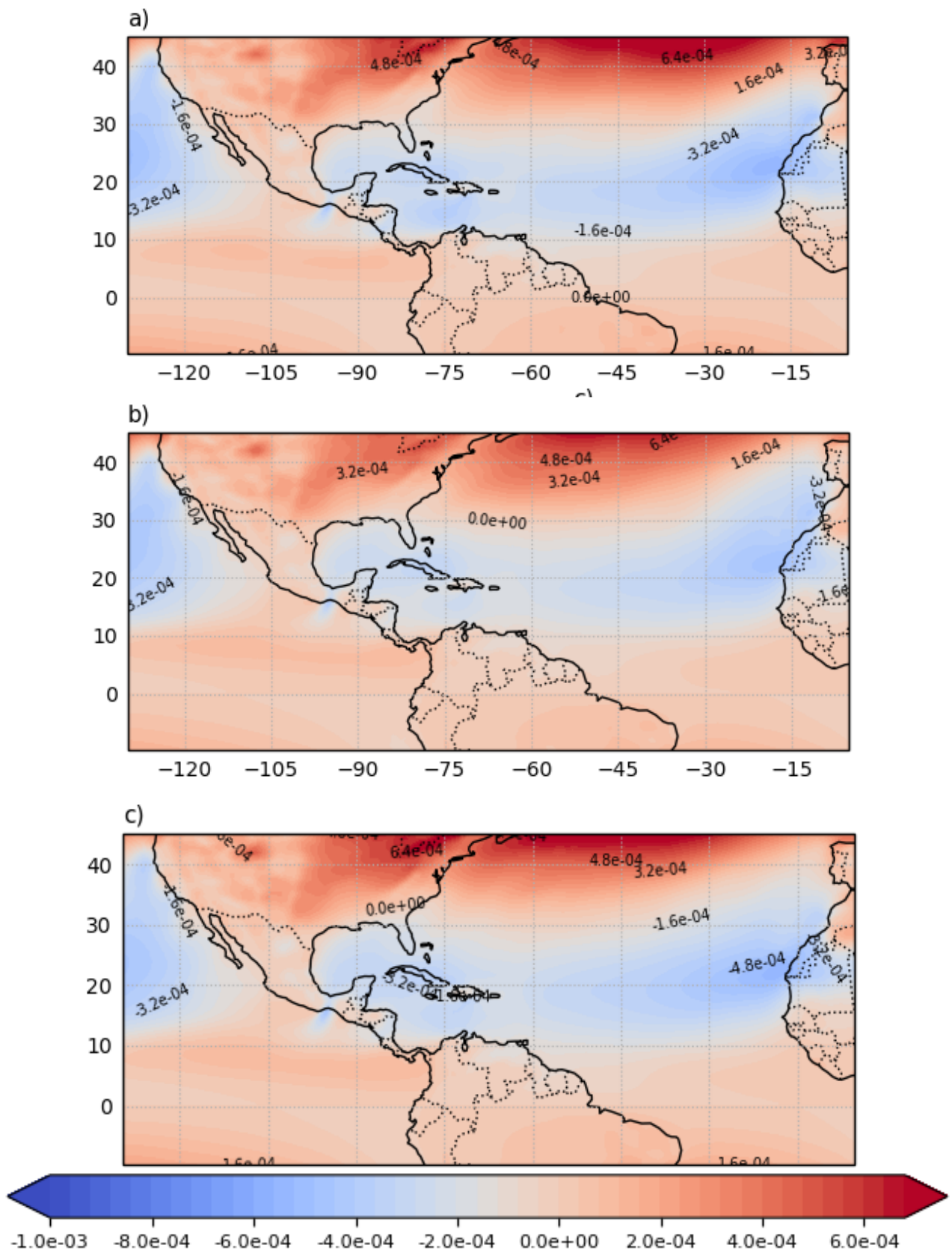


Figura 55. Igual que en la figura 54 pero para SON.

Por lo tanto, se observa que el término agestrófico es importante para la región del Caribe y es más negativo desde la costa noroeste de África hasta 60°W aproximadamente para intensificarse nuevamente en la región del Caribe y esto es más visible durante JJA que durante SON. Los máximos del viento agestrófico están definidos en la costa de África, en el Caribe y en el Golfo de Tehuantepec en ambos trimestres (JJA y SON) y tanto en años Niño, Niña y neutro.

3.5 Síntesis de los términos de la ecuación de momento

Los términos advectivos de la ecuación de momento (Ec. 14) tienen diferentes patrones en la entrada y salida de la CCC, cada término de la ecuación de momento, se representa en la Figura 56 y Figura 57 que muestra el promedio de los términos del balance de momento estimados en la región del Mar Caribe, entre 60° y 95°W y promediados en la latitud de 14.25°N a 925 hPa en dos periodos JJA y SON tanto en años Niño, Niña y años neutro con un máximo de 10 años de datos por cada fenómeno.

Aceleración advectiva. El término de aceleración ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}$) durante JJA (Figura 56) tiene valores que oscilan entre 1 a -0.3m/s² y es más intenso al ser más del este en años Niña seguido por años Niño y finalmente años neutro en JJA, mientras que en SON (Figura 57) esta va de -6e⁻⁷ a 6e⁻⁷m/s², y es más intensa en años neutro, Niña y finalmente más débil en años Niño, al ser más negativo y favorable para la aceleración de la CCC.

Advección zonal. La advección zonal ($-\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$) es negativa tanto en la entrada como en la salida de la CCC ya que como se sabe el flujo dominante en la CCC es zonal por eso este término es significativo para el balance de momento de la CCC; éste es positivo ya que como se ha explicado anteriormente es para mantener el término del lado derecho de dicha ecuación (Ec. 14). Es más intenso en años Niño, seguido por años neutro y más débil en años Niña en JJA. Lo mismo sucede en SON con valores entre 0 a -4e⁻⁶ m/s² solo que este término tiene la mitad de la intensidad que adquirió en JJA (0 a -8e⁻⁶ m/s²).

Advección meridional. Este término ($-\bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$) tiene un comportamiento simétrico, ya que es negativo en la entrada de la CCC y positivo en la salida de la CCC, lo que quiere decir que en la entrada el viento zonal es advectado meridionalmente hacia el norte y en la salida el viento zonal es advectado hacia el sur, es más intenso en JJA que en SON y se deduce que este término es más intenso (débil) en la entrada (salida) de la CCC en años Niño, seguido por años neutro.

Advección zonal perturbada. Este término ($-\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial t}$) es el que presenta mayores cambios ya que en años neutro es muy oscilante a comparación de años Niña y Niño tanto en la entrada como en la salida de la CCC y presenta un cambio drástico antes del núcleo de la CCC donde se vuelve negativo y oscila alrededor de 3e⁻⁷m/s²; mientras que durante años Niña y Niño son muy similares y se mantienen paralelos entre 0 a 1e⁻⁷m/s², todo esto en JJA. Mientras que, en SON se tiene un comportamiento similar con la diferencia del que cambio drástico de este término en años neutro se da justo en el núcleo de la CCC y durante años Niño y Niña son paralelos y oscilan entre -1.5 a 0.5e⁻⁷m/s² y son más variables que lo observado en JJA.

Convergencia de flujo zonal transportado meridionalmente. Este término asociado a las perturbaciones ($-\frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y}$) es positivo en la entrada de la CCC sobre todo en JJA y es más intenso en años Niño y más débil en Niña y una vez que pasa el núcleo de la CCC se debilita; mientras que en la salida, el término cambia de signo (negativo); así mismo, en SON el término es menor que en JJA y en este caso es mayor en años Niña y débil en años Niño y de igual manera, presenta un máximo justo al llegar al núcleo de la CCC.

Promedio de los términos. Como se observa, este término es muy similar a lo mostrado en la advección meridional ($-\bar{v}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$); es así como la convergencia de flujo zonal transportado meridionalmente se observa que es positivo en la entrada de la CCC tanto en JJA y SON y negativo en la salida de la CCC, los valores oscilan entre $1e^{-5}$ a $-1.5e^{-5}m/s^2$ (Figura 56, JJA. Total) y es más intenso en años Niño, neutro y Niña (Figura 56, JJA. Total) respectivamente. En SON (Figura 57) se observa que este término es muy similar a lo discutido en JJA con la diferencia que los valores de este término oscilan entre $1.5e^{-5}$ a $-1.5e^{-5}m/s^2$ y es mayor en años neutro y más débil en años Niña en la entrada y en la salida de la CCC.

Lo importante de esta corriente en chorro es que no migra y por lo tanto facilita el análisis de estos términos, los cuales pierden importancia después de los $90^\circ W$.

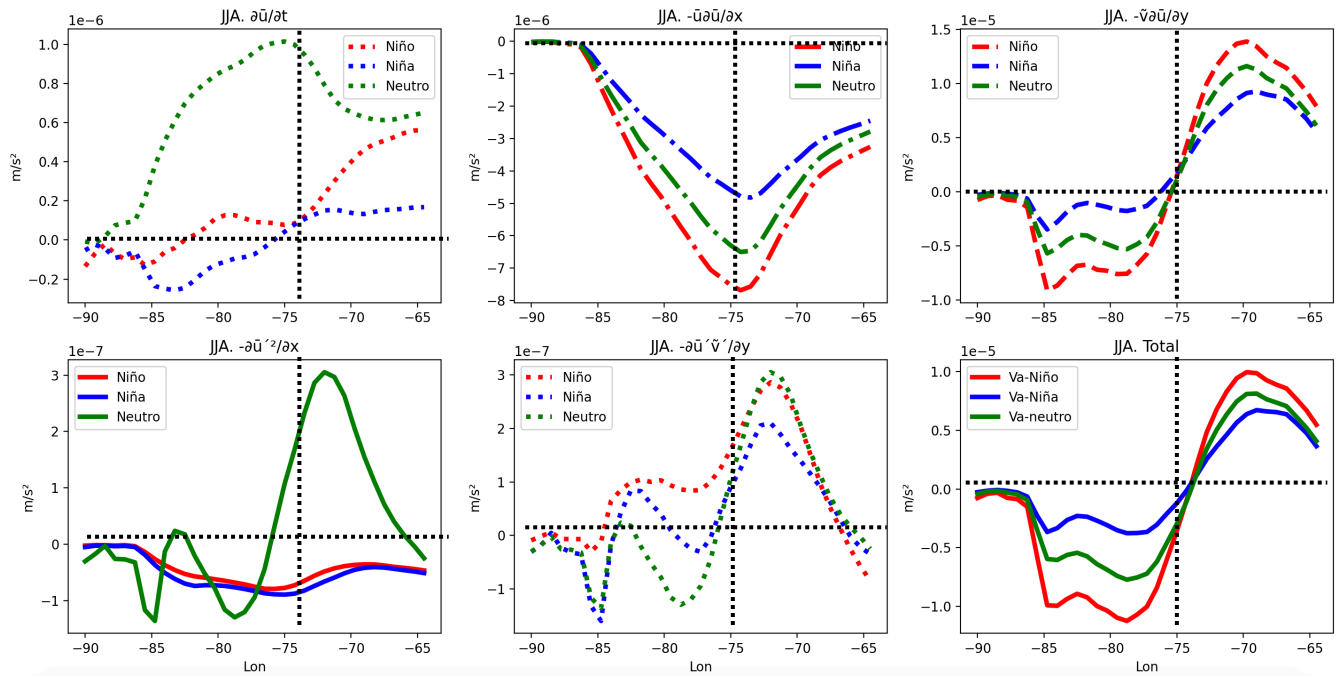


Figura 56. Términos de la ecuación de momento para JJA. Latitud fija de $14.25^{\circ}N$ en: años **Niño**, años **Niña** y años **neutro**.

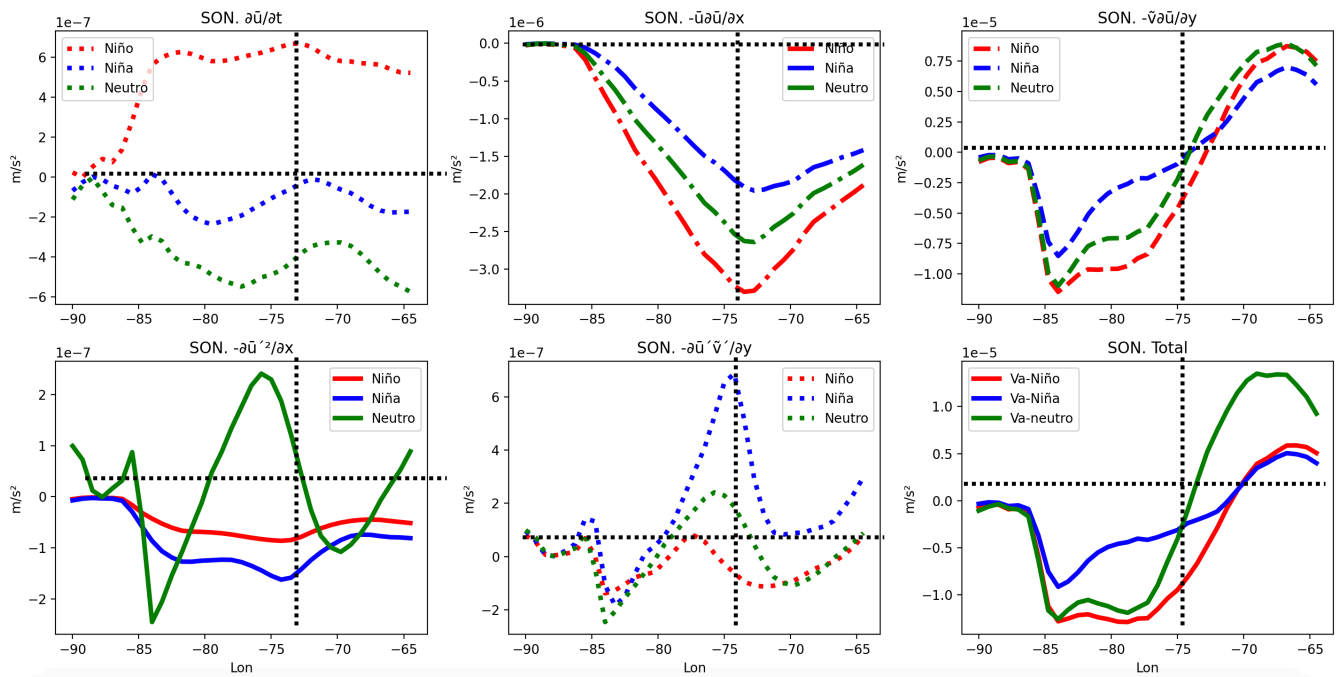


Figura 57. Términos de la ecuación de momento para SON. Latitud fija de $14.25^{\circ}N$ en: años **Niño**, años **Niña** y años **neutro**.

A continuación, se presenta el promedio de los términos geostróficos y ageostróficos del balance de momento en la región del Caribe promediada en 14.25°N en dos periodos JJA y SON (Figura 58 y Figura 59), donde el viento geostrófico es positivo y oscila entre cero a $0.6e^{-4} \text{ m/s}^2$ y el viento ageostrófico es negativo de entre cero a $-0.5e^{-4} \text{ m/s}^2$ a con un comportamiento anticorrelacionado (Figura 59) y como ya se mencionó tienen una relación inversa que se mantienen en años Niño, Niña y neutro.

El viento geostrófico en JJA (Figura 59) es mayor en años Niño, seguido por años neutro y más débil en años Niña, este término va en aumento desde la entrada de la CCC hasta el núcleo, donde una vez que atraviesa el núcleo disminuye para acercarse a cero entre 87° a 90°W . Por otro lado, el viento ageostrófico en JJA es mayor en años Niña y más débil en años Niño con un comportamiento contrario a lo observado con el viento geostrófico y en general el viento geostrófico termina siendo mayor que el viento ageostrófico en este trimestre.

Un patrón muy similar se observa en SON (Figura 59) con un máximo del viento geostrófico en el núcleo de la CCC y un mínimo del viento ageostrófico en el núcleo de la CCC, además el viento geostrófico se incrementa desde la entrada al núcleo de la CCC y a partir de aquí disminuye a la salida de ésta, es de signo positivo y oscila entre cero a $-4e^{-4}\text{m/s}^2$ y es mayor en años Niño y menor en años Niña. Por otro lado, el viento ageostrófico es negativo al igual que en JJA (Figura 59), además disminuye desde la entrada hasta adquirir un valor mínimo en el núcleo e incrementa nuevamente para acercarse a valores de cero en la salida de la CCC, es más intenso en años Niña y más débil en años Niño (Figura 59).

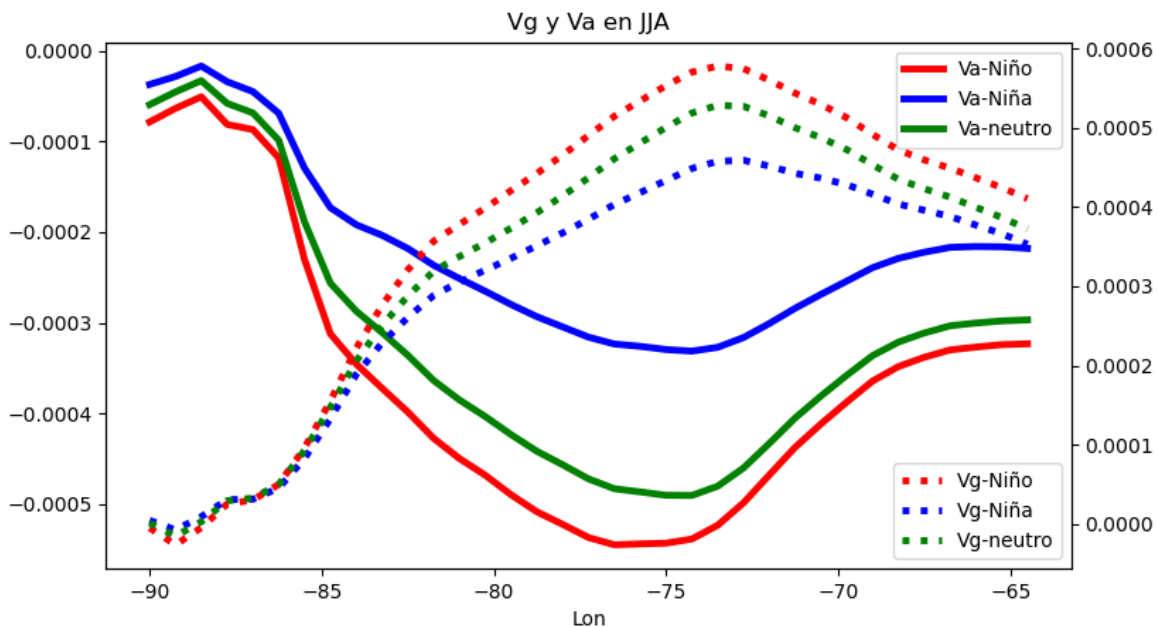


Figura 58. Viento ageostrófico (1er eje) y geostrófico (2do eje) a 925 hPa en m/s en JJA y en m/s^2 . Promedio de 60°W a 95°W y latitud de 14.25 en Años Niño, Niña y Neutro (V_g =viento geostrófico y V_a =viento ageostrófico).

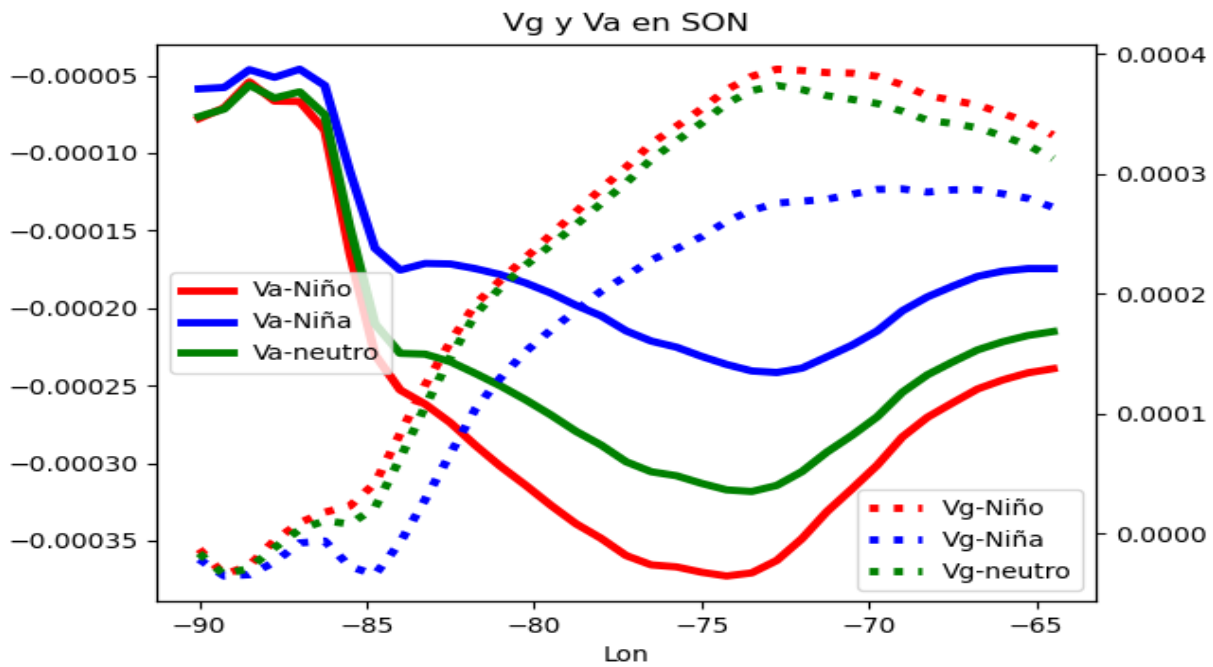


Figura 59. Viento ageostrófico (1er eje) y geostrófico (2do eje) a 925 hPa en SON y en m/s^2 . Promedio de $60^{\circ}W$ a $95^{\circ}W$ y latitud de 14.25 en Años Niño, Niña y Neutro (Vg =viento geostrófico y Va =viento ageostrófico).

El viento ageostrófico es más pequeño que el viento geostrófico y aún más débil en el trimestre de SON, éste disminuye desde la entrada de la CCC al núcleo, donde adquiere su valor mínimo y se incrementa en la salida de la CCC para adquirir valores cercanos a cero a partir de los $87^{\circ}W$ aproximadamente, además es más intenso en años Niña y más débil en años Niño. Por otro lado, el viento geostrófico se incrementa desde la entrada al núcleo de la CCC donde adquiere su valor máximo y a partir de ahí disminuye en la salida de la CCC, es mayor en años Niño y menor en años Niña.

De manera general se observa que ambos términos tienen presencia en la dinámica de la CCC donde se ha mencionado anteriormente que esta corriente tienen un origen geostrófico; sin embargo se observa que también está implícito el término ageostrófico aunque es menor y en este caso estaría asociado a todo aquel forzante como la convergencia meridional de momento zonal. Se ha mencionado también que el conjunto de términos ageostrófico contribuyen a la aceleración de la CCC en la región del Caribe, y son mayores en años Niño cuando la CCC adquiere su máxima intensidad y en este caso se observa que durante JJA el viento geostrófico adquieren su valor máximo justo en el núcleo de la CCC donde el viento ageostrófico adquiere su valor mínimo; observando así, un comportamiento antisimétrico pero que demuestra que ambos términos están implicados en la dinámica de la CCC.

3.6 Precipitación durante años Niño, Niña y neutro

Se obtuvo la precipitación mensual de mayo a noviembre en mm/mes (Figura 60, Figura 61 y Figura 62) durante años Niño, Niña y neutro seleccionados en este trabajo y mencionados en la parte de la metodología, del cual se observa que durante mayo, la precipitación más intensa se localiza al occidental de México en años Niño (Figura 60, mes=5), seguido por años neutro (Figura 62, mes=5) y es más débil en años Niña (Figura 61, mes=5). En la Península de Yucatán y sur de México y Centroamérica, las precipitaciones se concentran en años neutro, seguido por años Niña y por último en años Niño (Figura 60, mes=5).

A partir de junio, la precipitación se incrementa en los tres casos y es mayor en años neutro en el centro y sur de México con máximos puntuales mayores a 800 mm/mes a excepción de la Península de Yucatán y zona costera de Chiapas hasta la costa de Centroamérica donde la precipitación es mayor durante años Niña (Figura 61, mes=6) que durante años neutro y años Niño. En años Niño, la precipitación se concentra en la costa del Caribe de Honduras y Nicaragua del lado del Caribe hacia el interior de estos países (Figura 60, mes=6).

Durante julio, en años Niño se observa mayor precipitación en la costa este de Centroamérica, del lado del Caribe (Figura 60, mes=7) mientras que en México, las precipitaciones son mayores en años Niña (Figura 61, mes=7) consistente con el estudio mencionado por E. Martin & Schumacher, 2011 además de Herrera et al., 2015; Mora & Amador, 2000 donde mencionan que al incrementar la intensidad de la CCC en la región de salida de la CCC se incrementa la convergencia superficial de humedad y por lo tanto las lluvias.

A partir de agosto, el patrón de precipitación cambia en años Niño y en años neutro pero en años Niña se observa mayor precipitación en toda la región de México y Centroamérica (Figura 61, mes=8), seguido por años neutro (Figura 62, mes=8) y por último años Niño (Figura 60, mes=8).

En septiembre; al igual que agosto, se observa mayor precipitación en toda la región de estudio durante años Niña (Figura 61, mes=9), seguido por años neutro (Figura 62, mes=9) y finalmente en años Niño (Figura 60, mes=9), los patrones cambian en el centro-norte de México ya que en estos se observa mayor precipitación durante años neutro (Figura 62, month=9). Para octubre sucede lo mismo a diferencia del occidente de México donde las mayores precipitaciones se concentran en años Niño (Figura 60, mes=10) seguido por años neutro (Figura 62, mes=10); además, la mayor precipitación en años Niña (Figura 61, mes=10), se observa en Centroamérica, sur y sureste de México (Figura 61, mes=10).

En noviembre, el patrón de precipitación en México y Centroamérica disminuye y las mayores precipitaciones se localizan en años Niño (Figura 60, mes=11) sobre todo en la costa del Pacífico sur, además del sur y sureste de México (Figura 61, mes=11).

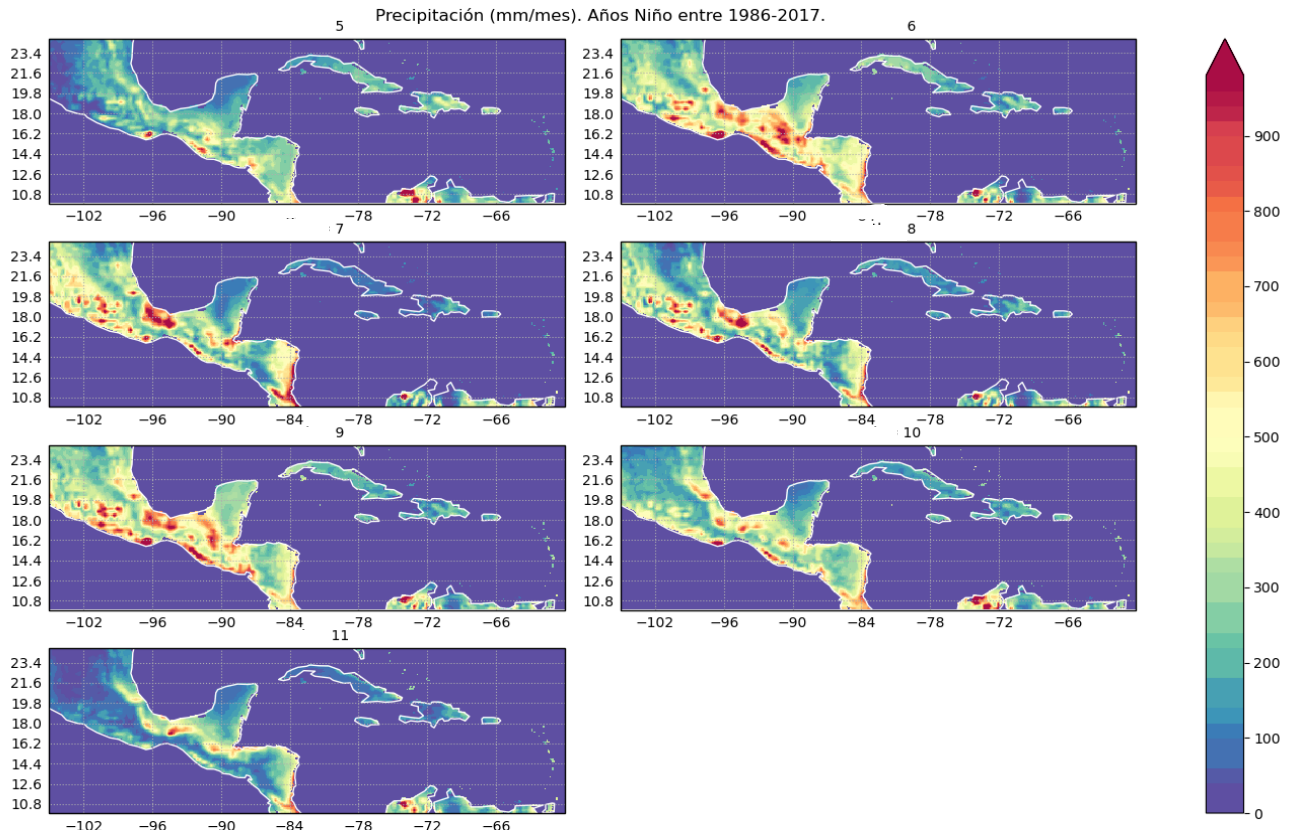


Figura 60. Precipitación en mm/mes en años Niño presentes entre 1986 a 2017 desde mayo (mes=5) hasta noviembre (mes=11).

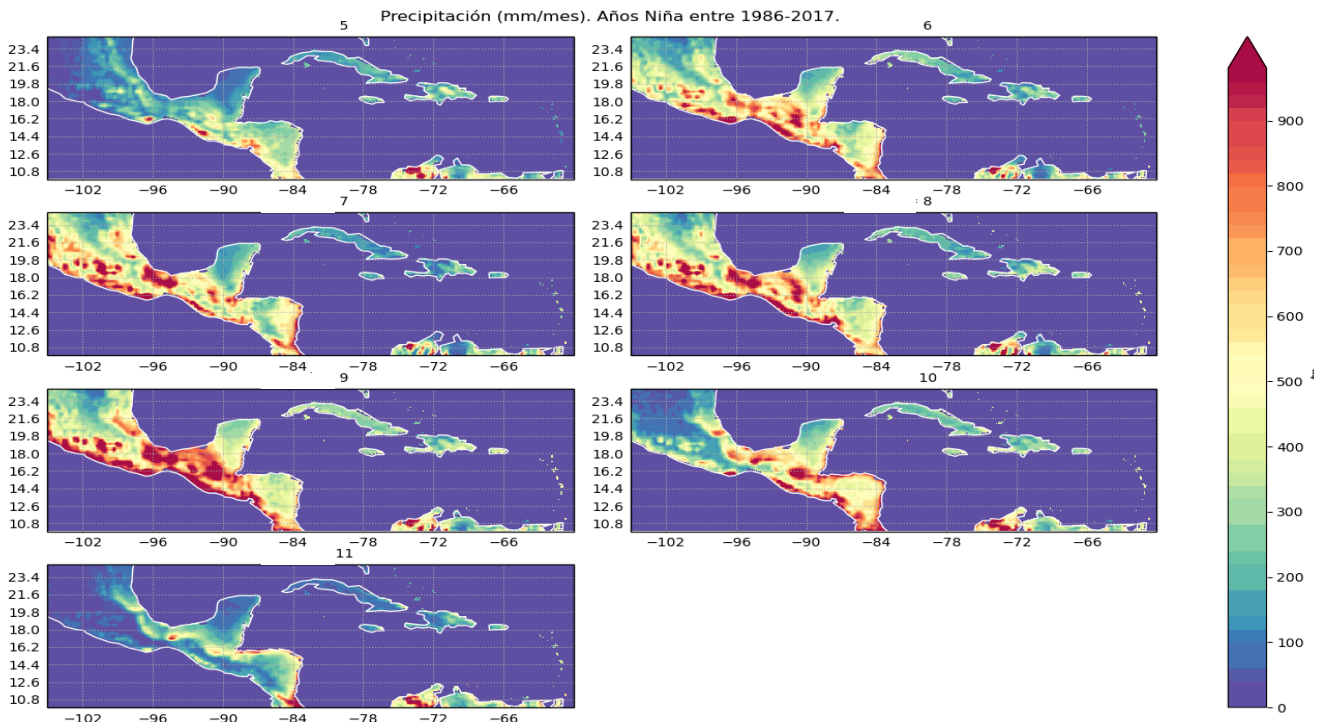


Figura 61. Precipitación en mm/mes en años Niña presentes entre 1986 a 2017 desde mayo (mes=5) hasta noviembre (mes=11).

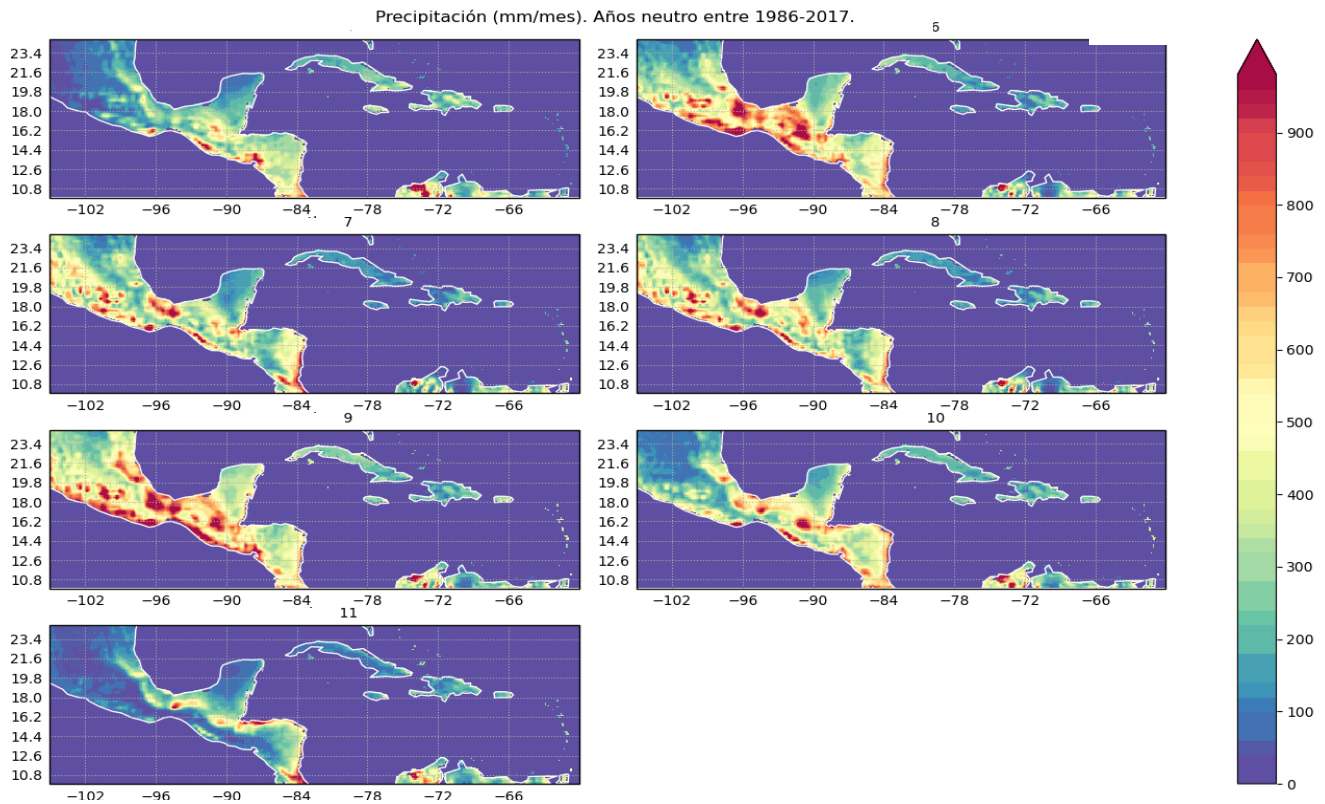


Figura 62. Precipitación en mm/mes en años neutro presentes entre 1986 a 2017 desde mayo (mes=5) hasta noviembre (mes=11).

De manera general, se observa que en años Niña se presenta la mayor precipitación y esto de acuerdo a Muñoz et al., 2008 donde menciona que una CCC intensa (débil) se asocia con anomalías del viento del sur (norte) que transporta más (menos) humedad del océano hacia Estados Unidos; por lo tanto, hay menos (más) humedad disponible para la precipitación en el océano o regiones circundantes del Caribe, relacionando así a la CCC con la GPLLJ (Corriente en chorro de las grandes planicies, por sus siglas en inglés) con un patrón opuesto en cuanto a precipitación. Por otro lado, en junio y julio, se observó mayor precipitación en la costa e interior de Centroamérica en años Niño y esta conclusión es consistente con lo mencionado por Martín y Schumacher, 2011a y Mora y Amador, 2000 al mencionar, que una CCC más intensa tiene una salida intensa también y aumenta la convergencia de humedad superficial en esta zona favoreciendo así mayores lluvias.

Agosto y septiembre son los meses que sin duda se presenta la mayor precipitación durante años Niña seguido por años neutro y menor precipitación en años Niño en toda la región de estudio a excepción de la región centro-norte de México ya que se observa mayor precipitación durante años neutro. En octubre y en años Niña, las precipitaciones son mayores en Centroamérica y sur de México, seguido por años neutro y menores en años Niño; sin embargo, las precipitaciones son mayores para la costa occidental de México en años Niño; finalmente, en noviembre se observa que la mayor precipitación se presenta en años neutro en el sur, sureste de México y Centroamérica y la precipitación se concentra durante años Niño en la costa del Pacífico mexicano, centro y sur y sureste de México.

3.6.1 Anomalías de precipitación

En este apartado, se muestran los resultados generados al evaluar las diferencias de precipitación de acuerdo a los episodios del fenómeno ENSO (Niño, Niña y neutro). El proceso seguido como se mencionó anteriormente en la metodología, fue obtener diferencias de precipitación en mm/día, con promedios entre 10° a 25°N tanto en años Niño menos años Niña (Figura 65), Niño menos neutro (Figura 64) y Niña menos neutro (Figura 65) mediante diagramas espacio-tiempo con la finalidad de observar los contrastes de máximos y mínimos de precipitación. La inspección de los mapas permitió identificar que la diferencia de precipitación de años Niño menos años Niña entre 65°W y 75°W en la región de entrada de la CCC es mayor desde julio a octubre en años Niña con máximos de 40 mm/día en agosto, mientras que alrededor de 75°W zona del núcleo de la CCC no se observan diferencias importantes hasta la región de salida de la CCC entre 80°W a 85°W con dos máximos negativos de 20 mm/día entre agosto y septiembre-octubre, indicativo de mayor precipitación en años Niña (Figura 63).

En los mapas mensuales de precipitación de la sección anterior, se observaba que, a partir de julio a septiembre entre 83° a 85°W correspondiente a la región costera de Honduras y Nicaragua, la precipitación es mayor en años Niño con una anomalía negativa de 5 mm/día, asociado con la desaceleración de la CCC, aunque el rango de precipitación no es tan grande como en otras regiones, si es muy significativo el incremento en esta región. Diferencias negativas importantes también se observan entre 85° a 93°W de 20 a 80 mm/día desde julio a noviembre principalmente (Figura 63). Por otro lado, entre 96° a 102°W y de julio a septiembre las diferencias negativas de precipitación son máximos de hasta 100 mm/día entre junio a agosto, marcando mayor precipitación en años Niña que Niño; por lo tanto, a partir de 86°W la precipitación está dominada en este caso más por años Niña que Niño y de mayo, junio, octubre y noviembre las diferencias son positivas dada la presencia del fenómeno El Niño, alrededor de 98° a 105°W (Figura 63), similar a lo encontrado por Magana et al., 2003, donde argumenta que la precipitación se ve favorecida en la región del Caribe y sur de México ya que la subsidencia disminuye en estas áreas.

De las anomalías de precipitación entre años Niño vs años neutro (Figura 64) se observa que, la precipitación es mayor en años Niño en junio de 5 mm/día entre 75° a 85°W y un segundo máximo en esta misma región se da entre julio a septiembre (5 mm/día) en esta misma longitud. De igual forma, a partir de 97° a 105°W se observan diferencias positivas desde mayo a julio principalmente los cuales van de 5 a 40 mm/día (Figura 64) y un segundo máximo positivo en octubre y noviembre de 5 a 20 mm/día desde 90° a 105°W aproximadamente. Por otro lado, las anomalías negativas dado la mayor precipitación en años neutro son más significativas desde mayo a noviembre entre 84° a 93°W de 20 a 40 mm/día. Entre 96° a 105°W y de mayo a julio las anomalías son negativas de -20 mm/día, y un segundo máximo se concentra de 20 a 40 mm/día desde agosto a septiembre consistentes con la MSD presentada en la región centro y sur de México (Magana et al., 2003).

Finalmente, de la diferencia de precipitación de años Niña menos años neutro (Figura 65), se observa que son positivas entre 70° a 75°W dadas desde mayo noviembre de 5 a 40 mm/día (los 40 mm/día centrados en agosto) correspondiente a la zona de transición entre la entrada de la CCC y la zona del núcleo de la CCC. Otras diferencias importantes de precipitación desde junio a noviembre, se muestran a partir de 85° a 93°W con máximos de entre 20 a 60 mm/día (60 mm/día se centra entre agosto y septiembre). A partir de junio a septiembre se observan las diferencias más significativas donde las precipitaciones son mayores durante

La Niña y abarcan desde 95° a 105°W y entre 20 a 80 mm/día (Figura 65). Las mayores anomalías negativas se presentan entre 77° a 98°W en mayo y junio y significa que en estos meses y en esa ubicación se presenta mayor precipitación en años neutro, de igual manera entre 98°W a 105°W las diferencias oscilan entre 5 a 20 mm/día desde septiembre a noviembre (Figura 65).

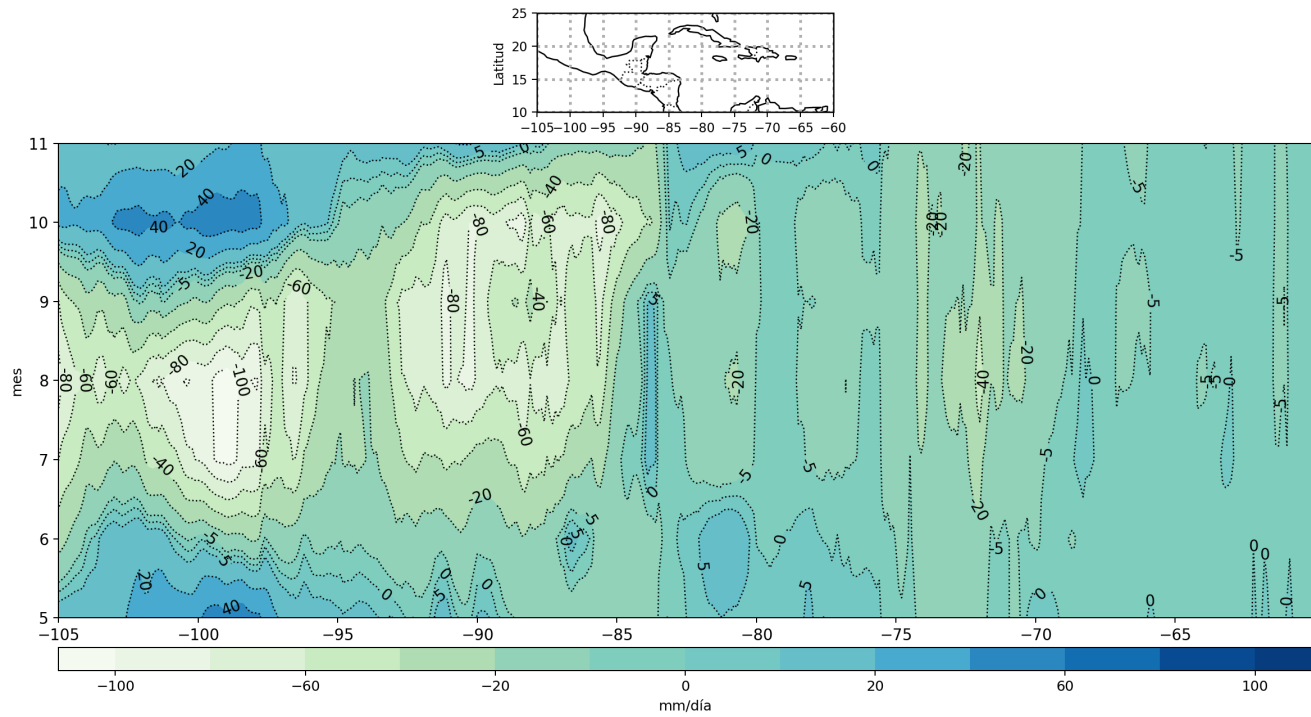


Figura 63. Diferencia de precipitación en mm/día. Lat: 10-25°N, años Niño-Niña, con datos de ERA-5.

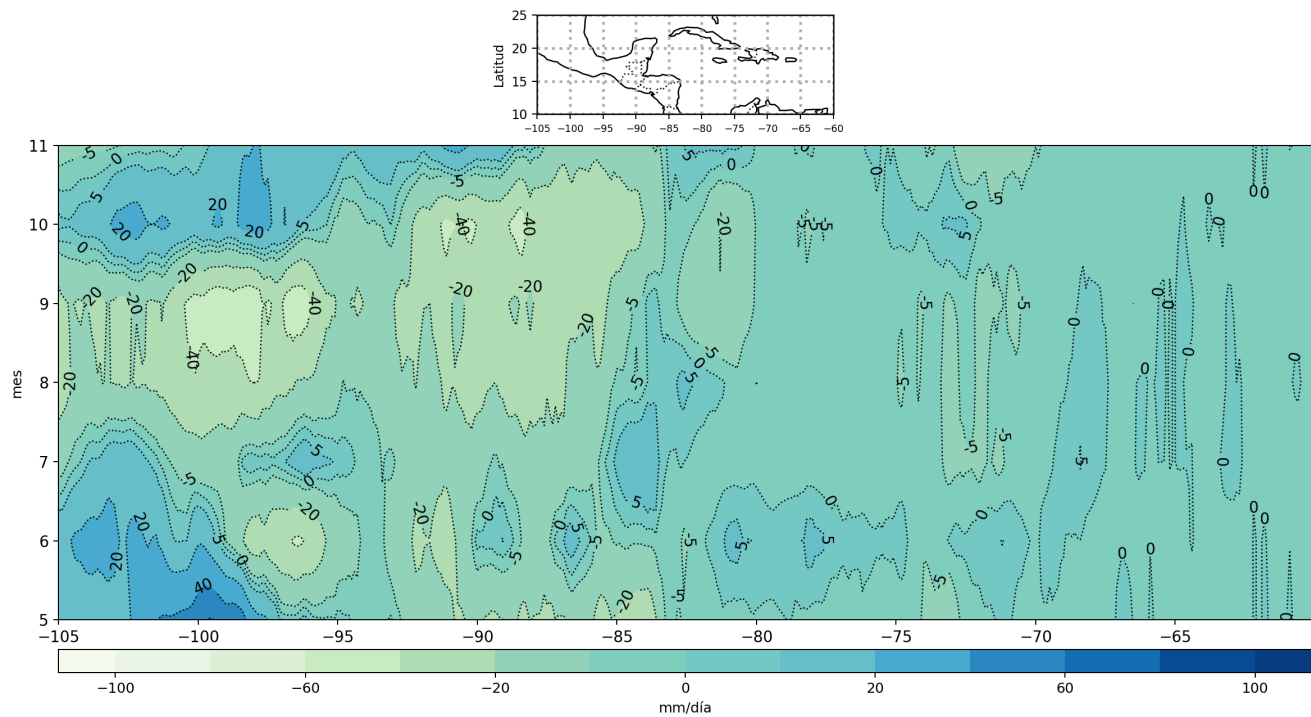


Figura 64. Diferencia de precipitación en mm/día. Lat: 10-25°N, años Niño-neutro, con datos de ERA-5.

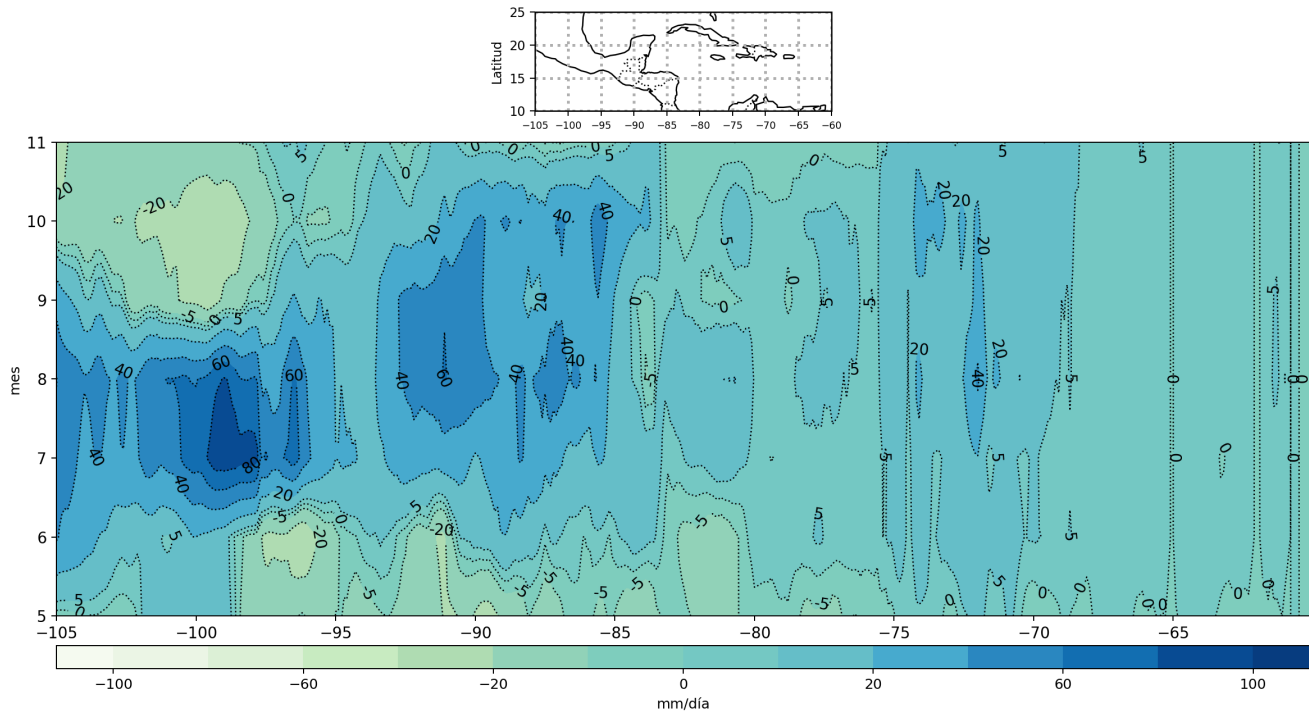


Figura 65. Diferencia de precipitación en mm/día. Lat: 10-25°N, años Niña-neutro, con datos de ERA-5.

Las diferencias de precipitación (mm/día) entre 10°N a 25°N de años Niño vs años Niña, se observa que entre 65°W y 75°W perteneciente a la región de entrada de la CCC son negativas desde julio a octubre principalmente, mostrando que en años Niña las precipitaciones son mayores en esta región (entre 20 a 40 mm/día); mientras que, alrededor de 75°W (zona del núcleo de la CCC) no se observan diferencias importantes, anomalías negativas también dominan desde 85°W a 105°W de 20 a 80 mm/día y se vuelven más intensas a partir de 97°W desde julio a octubre principalmente, donde es más dominante el fenómeno de El Niño. Por otro lado, la zona entre 83°W a 85°W correspondiente a la región costera de Honduras y Nicaragua, donde la precipitación es mayor en años Niño con diferencia de 5 mm/día aproximadamente desde julio a septiembre correspondiente con la desaceleración de la CCC. Las diferencias de precipitación, vuelven a ser positivas nuevamente en junio, octubre y noviembre de entre 20 a 40 mm/día y entre 98°W a 105°W donde el Niño tiene mayor impacto en cuanto a precipitaciones pertenece al centro y parte del Norte de México.

Las diferencias negativas de precipitación más importantes entre años Niño menos años neutro se dan principalmente entre 70°W a 75°W de 5 mm/día a partir de julio a septiembre, y luego de 85°W a 94°W de entre 20 a 40 mm/día desde agosto a noviembre y finalmente diferencias de este mismo rango se presentan entre 94°W a 105°W en julio y de agosto a septiembre, consistentes con la MSD presentada en la región centro y sur de México (Magana et al., 2003). Las anomalías positivas más importantes se observan entre 80°W a 83°W en la región de Centroamérica en junio, julio y agosto, las otras dos diferencias significativas se presentan entre 97°W a 105°W de entre 5 a 40 mm/mes de mayo a julio y la segunda con este mismo rango de diferencias de precipitación a partir de 89°W a 105°W en octubre y noviembre.

Finalmente, la diferencia de precipitación de años Niña menos años neutro, se observa que son más dominantes las diferencias positivas a comparación de las negativas, lo que significa que durante años Niña

se presenta mayor precipitación que durante años neutro sobre todo entre 70°W a 75°W y 85°W a 93°W desde julio a octubre principalmente y entre 96°W a 105°W desde junio a noviembre. Las diferencias negativas de precipitación se localizan en junio de entre 75°W a 98°W y entre 96° a 105°W en septiembre, octubre y noviembre.

4. Discusión de resultados

Como se ha observado en este trabajo, aún quedan muchas incógnitas por resolver respecto al efecto de fenómenos de baja frecuencia como el ENSO con fenómenos de mayor frecuencia, como la CCC y las OE y su interacción energética. En este trabajo se analizaron las características dominantes de la CCC, su variabilidad espacial y temporal, así como su estructura tanto en años Niño, Niña y neutro; además, se identificó la estructura de las OE en diferentes regiones desde el Océano Atlántico tropical hasta su llegada al sur y sureste de México y sus principales características espectrales. Para entender los mecanismos de aceleración de la CCC y su interacción con la alta persistencia de OE, se aplicó un balance de momento a 925 hPa en dos periodos de estudio: JJA y SON y se analizaron cada uno de los términos en la región del Caribe. A continuación, se discuten las principales aspectos encontrados en este trabajo:

- ⇒ El análisis de la intensidad intraestacional e interanual de la CCC proporcionó un panorama general de su variabilidad estacional y se encontró que esta es más intensa en JJA que en SON con una diferencia entre los trimestres mayor a 9 m/s (como en el año 1995 menos el año 1999); por tal motivo, es importante observar cómo se comporta la CCC en su núcleo, ya que tomando en cuenta los valores del percentil 10 y 90, se deduce que una CCC intensa en JJA debe superar los 15.7 m/s y una débil menor a 11.7 m/s, mientras que en SON, una CCC intensa supera los 10.9 m/s y débil si esta presenta valores menores a 8.3 m/s.

Al igual, se observó que en el trimestre de JJA la CCC fue más intensa en los años de 1994, 1986 y 2015 cuando se identificó la presencia del fenómeno El Niño y con esto se confirma que la CCC es más intensa con esta oscilación y que los años Niña no figuran como máximos de viento en JJA; mientras que, la CCC más débil en este mismo trimestre se identificó en los años de 1988, 1995 y 2010 correspondientes a años Niña, corroborando de igual manera que durante un año Niña la CCC es más débil. En un año neutro, es más variable ya que tanto puede ser intensa como puede ser débil. En SON, el máximo de magnitud del viento se observó en los años de 1986, 2003, 2009 y 2015 donde el 2003 es año neutro y los demás años pertenecen a años Niño. Los años con una débil CCC en SON fueron: 1999, 2010 y 2011 todos pertenecen a años Niña. De igual manera, se analizó el mes de máxima intensidad del viento zonal (julio) desde 1986 a 2017 en el punto de máxima intensidad de la CCC (14.25 °N y 73.5 °W) y se observó que oscila entre 10 a 17 m/s en un periodo de 32 años y la diferencia en este mes entre un año intenso y débil es de 6 m/s, similar a lo encontrado por Whyte et., al, (2008) que además mencionó que es un hecho que el Niño es un fuerte impulsor de la CCC en julio ofreciendo así posibilidad de mejorar la alerta temprana de anomalías de lluvias.

- ⇒ Por otro lado, se analizó espacialmente la magnitud de la CCC tomándolo como referencia los años donde hubo presencia de un evento Niño, Niña y un año neutro significativo como: 2015, 2011 y 2013, y se observó, el cambio drástico que se presenta en la intensidad de la CCC en un año Niño de 16 m/s a 11 m/s entre JJA a SON como por ejemplo el año 2015; así mismo, durante SON se pierde la estructura vertical y horizontal de la CCC y en general los flujos dominantes tienen tres direcciones: La primera es una bifurcación hacia el norte-noreste cruzando la Península de Yucatán, la segunda cruza Belice y Guatemala para internarse en el sur de México y la tercera bifurcación se dirige hacia el sureste por la costa del Pacífico mexicano y Centroamérica; de igual manera, la intensidad de la

CCC marca la dirección de los flujos; así mismo, al debilitarse la CCC, la componente del nortenoeste se vuelve más del este y la del sur-sureste se vuelve más del sur y durante un año Niña como 2011 la CCC es significativamente más débil, presentándose magnitudes de 11 m/s a 6 m/s con flujos débiles adquiriendo una componente en su mayoría hacia el sur sobre todo en SON, donde en SON se puede decir que prácticamente desaparece la estructura de la CCC. Respecto al año 2013 perteneciente a un año neutro, se observa que es el punto medio ya que un año neutro puede ser tan intenso como un año Niño o tan débil como un año Niña, ya que la magnitud del viento pasa de 14 m/s a un mínimo de 9 m/s. Al ser la CCC más intensa en JJA que en SON, los flujos también es más intensos y durante SON la circulación es más zonal en este último trimestre y la principal función de estos flujos es distribuir la humedad desde el Atlántico tropical hacia el mar Caribe, Golfo de México, Centroamérica y la cuenca del Pacífico, los resultados anteriores son coherente con los expuestos por E. R. Martin & Schumacher, 2011a, donde menciona que los alisios fuertes a lo largo del Atlántico se fortalecen a medida que ingresan al Mar Caribe, formando un CCC. Estos vientos se debilitan cerca de Centroamérica, se dirigen hacia el norte a través de la Península de Yucatán.

- ⇒ Observando que la CCC es más intensa durante julio y sabiendo además que no migra ya que se debilita, intensifica o modifica de acuerdo a ciertos patrones atmosféricos entre los cuales se encuentra el fenómeno ENSO, se identificó la estructura de la CCC en julio y del análisis se obtuvo que la variabilidad zonal y meridional se sigue observando anualmente y en la mayoría de los casos Niño se tiene una extensión zonal de entre 8° a 14° y una extensión meridional de entre 5° a 6° con una intensidad del viento en julio que varía desde 12 a 17 m/s, mientras que en años Niña, se ve reducida la estructura de la CCC y disminuye la extensión zonal (entre 5° a 10°) y estructura meridional menor a 4° con intensidad del viento en años Niña en su mayoría menor a 12 m/s; por lo tanto, estos resultados muestran que la extensión tanto zonal como longitudinal es una condición característica de la CCC y que su variabilidad está en función del fenómeno ENSO. Un análisis de este tipo también fue realizado por Whyte et., al, (2008) donde los valores varían dado el periodo de estudio y el periodo de estudio.
- ⇒ Del análisis de la divergencia y su asociación con el promedio de la magnitud del viento en julio, se concluye que, la entrada (salida) de la CCC localizada entre 66° a 73°W (80° a 86°W) domina la divergencia (convergencia) asociado con la aceleración (desaceleración) de la CCC de acuerdo con los resultados encontrados por Whyte et al., 2008, la cual pasa de 8 m/s en 66°W a 15 m/s en 74.5°W; es decir, solo 7° de longitud para llegar al núcleo (74° a 75°W y de 12° a 14°N) y para disminuir nuevamente a partir de 76°W donde la intensidad de la CCC es de 14 m/s a 10 m/s en 6° disminuyendo justo antes de la zona continental de Centroamérica (Honduras y Nicaragua) y como se mencionó anteriormente, cuando en superficie hay convergencia (divergencia), se observan flujos ascendentes (descendentes), que se asocian a convección (subsistencia), la velocidad de ascenso (descenso) depende de la magnitud de la divergencia y otros mecanismos dinámicos; es así que, un sistema de alta presión en superficie se encuentra generalmente en la región de entrada del chorro que es una zona confluyente (Uccellini & Kocin, 1987).

La gran variabilidad de la CCC cambia la cizalla del viento vertical entre la tropósfera baja y superior y afecta a su vez la temporada de huracanes en el Atlántico (Muñoz et al., 2008). En este caso, los valores de la cizalla en este estudio ideales para la formación de un ciclón como uno de los ingredientes importantes en casos de años Niño, Niña y años neutro, se determinaron mediante valores de

percentiles 10 y 90 de los cuales se resume que la cizalla en años Niño oscila entre 10 a 16 m/s, mientras que en años Niña estos valores se encuentran entre 7.5 y 12.2 m/s y en años neutro la cizalla máxima y mínima sería de 13.8 y 9.8 m/s respectivamente; donde, al superar el valor máximo o no alcanzar el valor mínimo de cizalla es poco probable un desarrollo ciclónico. En este caso fue importante conocer que pasa con la CCC en los periodos ENSO ya que Muñoz et al., 2008 menciona que la gran variabilidad de la CCC cambia la cizalla vertical del viento entre la tropósfera superior e inferior afectando así la actividad de huracanes.

En este sentido son pocos los estudios estadísticos o dinámicos que relacionan el número de huracanes con presencia de el ENSO (Dominguez et al., 2019) y se puede especular que los ciclones tropicales estarían favorecidos en el Pacífico oriental con presencia de Niño que sin presencia de éste como Magaña et al., 2004 afirma estadísticamente que en el Atlántico, las tormentas tropicales y huracanes son más comunes en años No-Niño que en años El Niño, contrario al Pacífico ya que en años No-Niño los CT en el Atlántico en promedio son más cercanos a México e intensos. Por tal motivo, en años Niña como en el 2020 se demostró que el número de CT fue mayor en el Atlántico que en el Pacífico presentándose 10 CT más, de un total de 52 (21 en el Pacífico oriental y 31 en el Atlántico) y de los cuales 6 impactaron directamente a México hablando únicamente del Atlántico y 5 iniciaron en el Caribe, por lo que se recomienda el monitoreo constante de las condiciones favorables para la génesis y desarrollo de CT en años Niña en el Atlántico y de la génesis y desarrollo de CT durante años Niño en el Pacífico dado que la cizalla de débil a moderada (Oropeza, 2012) es un elemento meteorológico importante tal cual se ha mostrado en esta investigación; además de la TSM, el contenido de humedad en la atmósfera, entre otros, sin dejar por supuesto de estar al pendiente de los años neutro.

- ⇒ Respecto a la variabilidad de las OE, se mostró que la mayor actividad energética se observó en el año 2011 correspondiente a un año Niña con señales más prolongadas e intensas a partir de septiembre, mientras que junio y julio son de los meses con menor actividad en los tres casos tanto en el Atlántico como en la región del Caribe y área continentalmente mexicana. Por otro lado, el año neutro (2013) es muy similar en cuanto a actividad energética seguido por el 2015 que es el de menor intensidad. Las señales más intensas están concentradas en mayo y de septiembre a noviembre. El 2005 (no se muestra) ha sido de los años más activos en cuánto a perturbaciones ya que como se sabe se presentaron 46 ciclones, 16 en el Pacífico y 30 en el Atlántico y hubo presencia del fenómeno La Niña. Los eventos se vuelven más intensos a partir septiembre en algunos años como 1986, 1988, 1998, 2002, 2014 entre otros. En el resto de los meses las perturbaciones son intermitentes y pocas alcanzan el territorio mexicano (no se muestra).
- ⇒ La actividad de las OE se calculó en 4 zonas de estudio entre 10° a 25°N definidas como: Área I: 10°-25°W, área II: 30°-45°W, área III: 50°-65°W y área IV: 70° a 85°W, obtenidas año por año en los meses de mayo a noviembre desde 1986 a 2017 y se concluyó que en un año Niño como el 2015 cerca de la costa africana, la actividad de onda oscila entre 5 a 12 días de periodo, mientras que ésta se ve incrementada en un año Niña y neutro con frecuencia de 3 y 13 días presente en todo el periodo de estudio. En la región perteneciente al área II las perturbaciones en un año neutro y Niño son menos frecuentes, pero en años Niña existe, significativamente mayor incidencia en todos los meses de estudio. En el área III, la varianza sigue siendo máxima en un año Niña centrados entre 3 a 13 días y en un año neutro el periodo es de 3 a 11 días y en el año Niño, la varianza está ubicada entre mayo

a julio y en septiembre y octubre. En el área IV se tiene en un año neutro, un pico espectral máximo centrado en 5 días entre julio y agosto. La misma frecuencia se observa en el año Niña, mientras que en el año Niño la frecuencia de las perturbaciones se centra también en 5 días, pero es más débil y se presenta entre agosto y septiembre.

- ⇒ De igual forma, la actividad media de OE se calculó para todo el periodo de estudio y para años Niño y Niña, promediando las onduletas de mayo a noviembre en cada uno de las áreas seleccionadas, y se obtuvo que los máximos de energía espectral en el área I se localizan en junio de 7 días de periodo, el segundo en julio de 4 días y cada 7 días en agosto-septiembre. En el área II, los máximos se localizan desde mayo con periodo de 4 a 12 días y disminuyen entre agosto y septiembre. En el área III los pulsos energéticos se localizan en mayo hasta principios de septiembre de 6, 8 y 5 días de periodo. En el área IV los pulsos son más variados y se presentan en mayo, agosto y noviembre cada 7 días y las señales de OE durante un año Niña más intensas se concentran desde septiembre a noviembre y van desde 5 días a 13 días de periodo, mientras que en años Niño las señales de las OE se centran en septiembre y agosto de 7 a 13 días. Del análisis de anomalías, se observó que en años Niño las anomalías negativas dado la presencia del fenómeno El Niño son más dominantes en las áreas I a la III mientras que en el área IV estas disminuyen de frecuencia y se presentan cada 5 a 12 días a partir de la segunda quincena de junio. Las anomalías positivas más significativas durante años Niña se presentan cada 3 a 13 días desde el área I al III y en el área IV las anomalías son más frecuentes que en años Niño de entre 4 a 10 días distribuidos desde la segunda quincena de junio a octubre. Estos resultados son consistentes con la mayoría de los obtenidos por Salinas P., (2006).
- ⇒ La energía cinética de perturbación es menor en años Niño y mayor en años Niña; por lo tanto, al haber mayor energía cinética perturbada, significa que hay mayor energía almacenada para interactuar con la CCC en el caso del Caribe y así favorecer la ciclogénesis, lo que también significa que al ser mayor la energía cinética perturbada es más intensa la turbulencia en el flujo de 700 hPa. La turbulencia y la energía cinética perturbada están relacionados con la cizalla del viento (Savli, 2012) y autores como (E. R. Martin & Schumacher, 2011a) asociaron a la energía cinética de perturbación con la disminución de la lluvia.
- ⇒ Se identificó el número de OE en 4 puntos específicos: 25°, 55°, 75° y 100°W a 14.25°N donde el número de OE incrementó conforme la longitud en años donde hay mayor actividad ciclónica como los años 1995, 2005 y 2010, otros autores mencionan que (Ladwig & Stensrud, 2009; Salinas P., 2006), el número de OE disminuye conforme se adentra la OE a la región del Atlántico medio ya que las aguas frías las debilitan o en su caso desaparecen; además, autores como Berry y Thorncroft, 2005 mencionan que la aceleración, desaceleración y retroceso de una OE en su desplazamiento hacia el oeste es una respuesta de la convección profunda. Los años Niña mostraron mayor cambio en el número de OE de un punto a otro, mientras que en años Niño esta variación es menor y el mayor número de OE se identificó en el año 2005 con 66 en 75°W, y el menor número de 29 OE en 1987 y en esta misma longitud.
- ⇒ Del análisis estadístico, se concluye que en pocos casos se podría aceptar la hipótesis alternativa representada con los cuadros en blanco lo que se traduciría en la no relación de la CCC con el fenómeno ENSO presente; sin embargo, la hipótesis nula representada por los cuadros rojos son los dominantes en la mayoría de los casos y al ser más intenso el color es mayor la significancia estadística; por lo tanto, la intensidad del viento zonal en el Caribe asociado a la CCC si depende del

fenómeno ENSO presente y de manera general, la mayor significancia estadística se puede observar en el año Niño 2015 vs años Niña y vs años neutro, el año 2005 también mostró una mayor relación con los años Niño y menos con los años neutro ya que se recuerda que este año se caracteriza por tener alta actividad ciclogénica y la magnitud de la CCC estuvo por arriba de la media del resto de las magnitudes del viento zonal en un año neutro. Los valores de la TSM en la región del Caribe oscilan en 28.5°C durante el verano y otoño y esta se relaciona con la intensidad de la CCC y su variabilidad afecta a los CT que pueden formarse en el Caribe (Wang, 2007).

⇒ Se realizó un análisis dinámico en dos periodos: El primero, que contiene al mes de máxima intensidad y el segundo al mes de mínima intensidad de la CCC en la región del Caribe (12° a 16°N y 60° a 105°W) para capturar su dinámica durante un año Niño, Niña y años neutro en JJA y SON y del cual se resume que el balance de momento en la zona del Caribe se da principalmente entre velocidades medias zonales y meridionales y con el flujo de momento de perturbaciones que pueden ser del tipo OE, donde se resume que la convergencia meridional de momento zonal transportado meridionalmente, hipótesis central de este trabajo de investigación, es un término importante para el balance asociado a las perturbaciones $(-\frac{\partial u'v'}{\partial y})$, ya que explica gran parte de la dinámica presente en el Caribe durante años Niño, Niña y neutro, similar a lo encontrado por Salinas P., 2006 donde demostró que este término acelera a la CCC y en este caso se observó que en años Niño durante JJA el término es mayor de signo positivo en la entrada y negativo en la salida de la CCC, mientras que en años Niña este término es más débil en JJA. En SON se presenta un comportamiento similar a JJA pero de menor intensidad donde es mayor la convergencia durante años Niña pero únicamente en la entrada y núcleo de la CCC; es así que con estos argumentos se comprueba la hipótesis de que la convergencia meridional de momento zonal asociado a OE es mayor en los meses de JJA y menor en SON y que la variabilidad de este término y del resto de los términos de la ecuación de momento están modulados por el fenómeno ENSO.

Al igual, se analizaron los términos geostrofos y estos tienen presencia en la dinámica de la CCC donde se ha mencionado anteriormente que esta corriente tiene un origen geostrofo (E. R. Martin & Schumacher, 2011a); sin embargo se observa que también está implícito el término ageostrofo aunque es menor y en este caso estaría asociado a todo aquel forzante como la convergencia meridional de momento zonal. Se ha mencionado también que el conjunto de términos ageostrofos contribuyen a la aceleración de la CCC en la región del Caribe, y son mayores en años Niño cuando la CCC adquiere su máxima intensidad y en este caso se observa que durante JJA el viento geostrofo adquieren su valor máximo justo en el núcleo de la CCC donde el viento ageostrofo adquiere su valor mínimo; observando así, un comportamiento antisimétrico pero que demuestra que ambos términos están implicados en la dinámica de la CCC.

- ⇒ Respecto al análisis de precipitación, se observa que en años Niña se presenta la mayor precipitación y esto de acuerdo a Muñoz et al., 2008 menciona que una CCC intensa (débil) se asocia con anomalías del viento del sur (norte) que transporta más (menos) humedad del océano hacia Estados Unidos; por lo tanto, hay menos (más) humedad disponible para la precipitación en el océano o regiones circundantes del Caribe, relacionando así a la CCC con la GPLLJ con un patrón opuesto en cuanto a precipitación. Por otro lado, en junio y julio, se observó mayor precipitación en la costa e interior de Centroamérica en años Niño y esta conclusión es consistente con lo mencionado por Martín y Schumacher, 2011a y Mora y Amador, 2000 al mencionar, que una CCC más intensa tiene una salida intensa también y aumenta la convergencia de humedad superficial en esta zona favoreciendo así mayores lluvias. Agosto y septiembre son los meses que sin duda se presenta mayor precipitación durante años Niña seguido por años neutro y menor precipitación en años Niño en toda la región de estudio a excepción de la región centro-norte de México ya que se observa mayor precipitación durante años neutro. En octubre y en años Niña, las precipitaciones son mayores en Centroamérica y sur de México, seguido por años neutro y menores en años Niño; sin embargo, las precipitaciones son mayores para la costa occidental de México en años Niño; finalmente, en noviembre se observa que la mayor precipitación se presenta en años neutro en el sur, sureste de México y Centroamérica y en la costa del Pacífico mexicano, centro, sur y sureste de México es mayor durante años Niño.
- ⇒ De acuerdo a lo mencionado por Magaña et., al, 2002, anomalías negativas dominan sobre la mayor parte de México y la costa del Pacífico de Centroamérica, y de acuerdo a las diferencias de precipitación obtenidas en este trabajo de años Niño menos Niña y Niño menos neutro, se observa claramente como éstas diferencias son negativas; por lo tanto, si es menor la precipitación durante años Niño a comparación de los años neutro y Niña en la zona del Caribe y centro, sur y sureste de México. Se observó de igual manera, diferencias más significativas al hacer la diferencia con años Niña en Centroamérica, sur y sureste de México desde julio a octubre y en la región central de México de julio a agosto. Magaña, et al, 2002, menciona también que durante los eventos de La Niña, la precipitación es cercana a lo normal en la mayor parte de México y, en algunos casos, excede la media climatológica, pero en este caso se observa que la precipitación sigue siendo mayor durante años neutro a comparación de años Niña concentrada entre junio a octubre. En la región del Caribe se observó una diferencia de precipitación de 5mm/día en años Niño a comparación de años neutro o Niña.

Referente a la disminución de la precipitación en años Niño, autores como menciona que la señal de El Niño durante el verano en México provoca que las lluvias disminuyan en verano y otoño en gran parte del país, generando consecuencias como pérdidas de miles de hectáreas de bosque por incendios forestales y sequías. Uno de los procesos dinámicos asociados, de fundamental importancia, es la ITCZ, ya que durante años Niño, permanece muy cercana al ecuador, disminuyendo la actividad convectiva en México en verano y otoño, y ocasiona que las mayores lluvias se dan en la costa este del Pacífico más que en la costa oeste de México ya que en años normales la convergencia está dominada por el contraste térmico entre la alberca de agua caliente del Pacífico mexicano y la lengua de agua fría en las costas de Perú, generando una circulación directa tipo Hadley la cual desaparece durante El Niño y esto se explica el mínimo de precipitación entre julio y agosto conocido como sequía intraestival (MSD), sequía del medio verano, canícula o veranillo (Magaña et al., 1999).

Tomando en cuenta los factores que modulan la precipitación en los trópicos como la ITCZ, la CCC, la presencia de OE, ciclones tropicales; entre otros, se observó en este estudio que la varianza energética se ve disminuida durante años Niño en los espectros de onduleta asociado a perturbaciones, y es mayor durante años Niña en la región del Caribe; así mismo, la energía cinética en años Niño es menor a lo largo del Caribe, centro y sureste de México con mayor intensidad en la CCC, contrario a lo mostrado en años Niña, mostrándo así los factores asociados con la disminución de la precipitación en esta región.

4. Conclusiones

La variabilidad interanual de la CCC depende de fenómenos de baja frecuencia, como el Niño, durante el cual, esta corriente es más intensa y débil en años Niña, mientras que en años neutro no se muestra un patrón característico; por tal motivo, se analizaron los patrones atmosféricos tanto de OE, como CCC tomando como referencia los años correspondientes al fenómeno ENSO ya que este patrón atmosférico es determinante tanto para el análisis de inestabilidad como de la variabilidad interanual y se concluye que:

- ⇒ Clasificando la magnitud de la CCC en dos periodos (JJA y SON) y de los resultados de percentiles 10 y 90, se muestra que una CCC es intensa al superar durante JJA los valores de 15.7 m/s y débil si la CCC es menor a 11.7 m/s, y durante SON la CCC intensa debe ser mayor a 10.9 m/s y débil si esta presenta valores menores a 8.3 m/s. Por otra parte, se seleccionó un punto dentro de la región de máxima intensidad de la CCC correspondiente a 4.25°N y 73.5°W y se observó que la CCC presenta gran variabilidad al oscilar entre 10 a 17 m/s en un periodo de 32 años con una diferencia de 6 m/s entre un año débil e intenso. Las bifurcaciones dado la presencia de la CCC hacia el interior del Golfo de México, centro, sur y sureste del país fueron identificadas por Martín y Schumacher, 2011a, se identificó en este caso que la intensidad de la CCC marca la dirección del flujo de humedad transportado y al debilitarse la CCC pierden intensidad; es decir, a mayor intensa de la CCC la componente del viento es más definida, conforme ésta pierde intensidad se debilitan las tres bifurcaciones; en otras palabras, una componente del norte-noreste se vuelve más del este y la del sur-sureste se vuelve más del sur, como el caso de los años Niña que muestran más marcado este patrón.
- ⇒ La estructura de la CCC mostró durante años Niño una extensión zonal de 8° a 14° y una extensión meridional de entre 5° a 6° con una intensidad en julio que varía de 12 m/s a 18 m/s, mientras en años Niña, la estructura de la CCC se ve reducida con extensión zonal menor de entre 5° a 10° y extensión meridional menor a 4° e intensidad del viento en su mayoría menor a 12 m/s.
- ⇒ Los valores de cizalla ideales para la formación de un ciclón como uno de los ingredientes importantes en casos de años Niño, Niña y años neutro, se determinaron mediante percentiles 10 y 90 y se mostró que durante años Niño los valores serían entre 10 y 16 m/s, mientras que en años neutro estos valores van desde 9.8 m/s a 13.8 m/s y finalmente en años Niña de entre 7.5 y 12.2 m/s al tener cizalla mayor o menor de cada valor máximo y mínimo respectivamente es poco probable el aporte de esta variable en el desarrollo ciclónico.

Respecto al análisis de las OE, la mayor actividad energética en años Niña inicia en septiembre, mientras que para años Niño esta comienza en octubre, en años neutro no se define un patrón específico ya que tanto puede ser intensa como puede ser débil y el año 2005 ha tenido la mayor actividad energética asociada a las OE.

- ⇒ Con las 4 zonas de estudio definidas en el Océano Atlántico para el análisis de perturbaciones entre 3 y 9 días asociadas a las OE se concluye que las señales durante un año Niña son más intensas concentradas desde septiembre a noviembre y van de 5 a 13 días, mientras que en años Niño, las

señales de OE se centran en septiembre y agosto cada 7 a 13 días y se corroboró tanto con las anomalías positivas y negativas, que estas son más intensas en las 4 zonas de estudio y por lo tanto, la presencia del fenómeno ENSO incrementa la actividad energética en la zona del Atlántico influyendo así directamente en las OE.

- ⇒ La variabilidad intraestacional de las perturbaciones que se ven favorecidas en el Atlántico y Caribe se observó a través de la energía cinética de perturbación la cual es mayor en la región del Caribe y Océano Atlántico durante años Niña, así como en el Océano Pacífico relacionado a su vez con un mayor número de ciclones tropicales que durante años Niño al haber mayor energía disponible para interactuar en el Atlántico y Caribe.
- ⇒ La identificación del número de ondas del este mostró que durante un año muy activo ciclónicamente como: 1995, 2005 y 2010 se incrementa la actividad ciclónica en el punto 55° y 100°W y durante un año Niña suele haber mayor variabilidad entre los 4 puntos seleccionados, mientras que en años Niño el número de OE no presentan tantos cambios de un área a otro. El mayor número de OE se identificó en el año 2005 con 66 en 75°W, y el menor número de 29 OE en 1987 y en esta misma longitud.
- ⇒ Con el análisis estadístico se demostró que la CCC se ve afectada directamente por el fenómeno ENSO y con el análisis dinámico aplicado a 925 hPa, se identificó que el balance de momento en la región del Caribe es muy particular dado la presencia de la corriente en chorro y se demostró que los términos advectivos presentan diferentes patrones en la entrada, núcleo y salida de la CCC y la convergencia de flujo zonal transportado meridionalmente asociado a perturbaciones, es un término que explica gran parte de la dinámica presente en el Caribe, durante años Niño, Niña y neutro y la convergencia en la entrada y núcleo de la CCC es de signo positivo tanto en JJA y SON. La convergencia meridional resultó ser mayor en años Niño durante los meses de intensificación de la CCC (JJA) y menor en SON y con esto último, se corrobora la hipótesis planteada, además de demostrar que la variabilidad de la convergencia meridional y el resto de los términos de la ecuación de momento están modulados por el fenómeno ENSO.
- ⇒ ya que durante años Niña es negativo en la entrada y núcleo de la CCC estableciendo un flujo de convergencia meridional de momento zonal hacia el noroeste (hacia la Península de Yucatán) lo que ocasiona que la CCC se desacelere al dejar menos convergencia en el Caribe disponible para sostener la intensidad de la CCC, mientras que en años Niño este término es más débil con menor convergencia desplazándose hacia el noroeste quedando mayor convergencia meridional disponible para mantener la intensidad de la CCC, el patrón es similar en los tres casos. En SON se presenta un comportamiento similar ya que durante años Niño se debilita el término volviéndose más positivo; por lo tanto, el flujo se vuelve menos del este ya que la convergencia meridional es direccionada hacia el suroeste desacelerando a la CCC y en años Niña y neutro la CCC se ve interrumpida por un flujo que cruza el centro del Caribe hacia el sur-suroeste manteniéndose una CCC aún más débil. Con esto último, se rechaza la hipótesis planteada ya que este término es mayor en años Niña, asociado de tal manera a un mayor número de perturbaciones durante años Niña que durante años Niño ya que como se sabe hay un mayor número de ciclones tropicales durante años Niña. De igual forma, se observó que durante años neutro no se observa un patrón característico en la CCC ya que está puede ser tan intensa como un año Niño o tan débil como un año Niña.

⇒ Respecto a la contribución de los términos geostróficos, se observó que ambos términos tienen presencia en la dinámica de la CCC y como se ha mencionado anteriormente, esta corriente tiene un origen geostrófico; sin embargo, se observa que también está implícito el término ageostrófico aunque es menor y en este caso estaría asociado a todo aquel forzante implicado en la dinámica de la CCC como es la como la convergencia meridional de momento zonal. Así mismo, el conjunto de términos ageostróficos contribuyen a la aceleración de la CCC en la región del Caribe, y son mayores en años Niño cuando la CCC adquiere su máxima intensidad y en este caso se observa que durante JJA el viento geostrófico adquiere su valor máximo justo en el núcleo de la CCC donde el viento ageostrófico adquiere su valor mínimo; observando así, un comportamiento antisimétrico pero que demuestra que ambos términos están implicados en la dinámica de la CCC.

Tomando en cuenta los factores que modulan la precipitación en los trópicos como la ITCZ, la CCC, la presencia de OE, ciclones tropicales; entre otros, se observó en este estudio que la varianza energética se ve disminuida durante años Niño en los espectros de ondulada asociado a perturbaciones, y es mayor durante años Niña en la región del Caribe; así mismo, la energía cinética en años Niño es menor a lo largo del Caribe, centro y sureste de México con mayor intensidad en la CCC, contrario a lo mostrado en años Niña, mostrando así algunos factores asociados con la disminución de la precipitación en esta región.

A modo de síntesis se presenta el siguiente diagrama, en el cual se generaliza la dinámica presente en los trópicos, desde la formación de las OE en el Golfo de Guinea, su desplazamiento por el Atlántico y su interacción de las OE en el Caribe con la CCC (Figura 66).

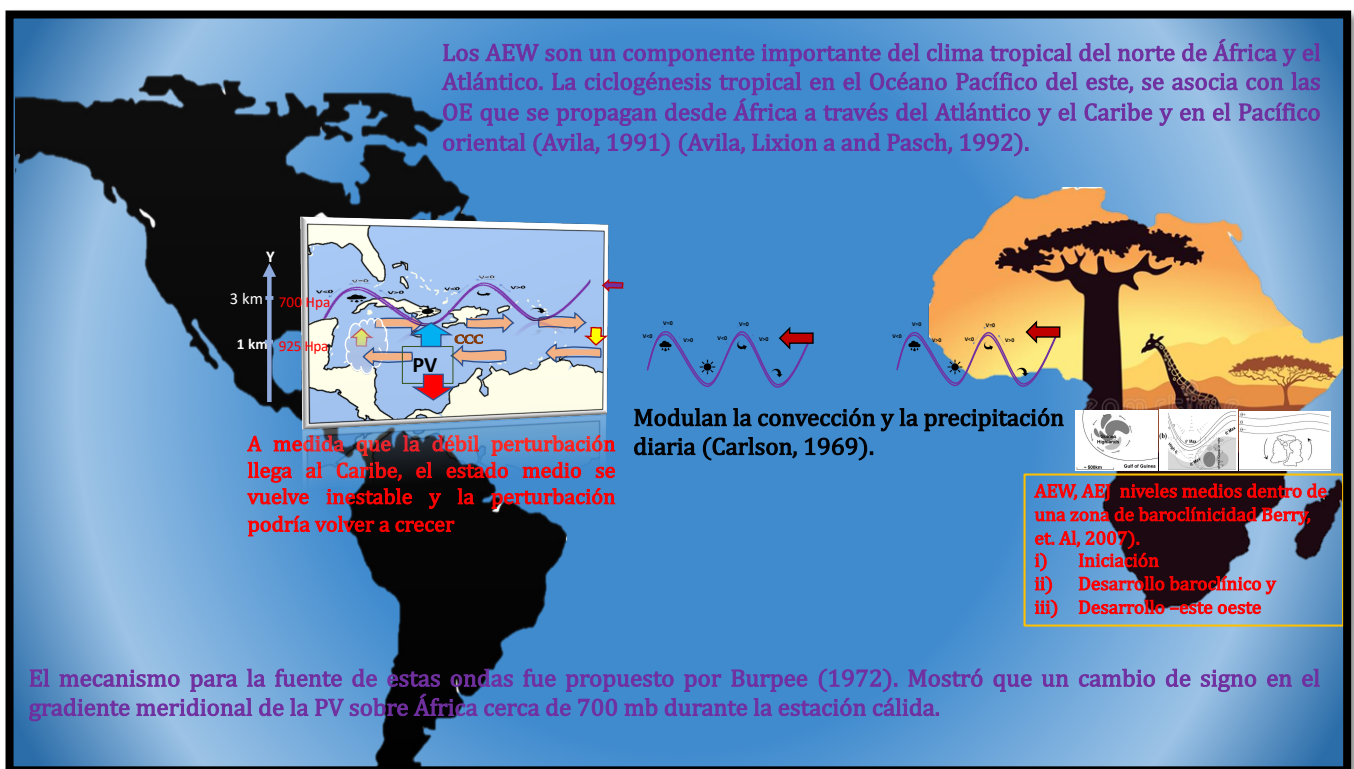


Figura 66. Esquema de la dinámica presente en los trópicos desde la formación de una OE e interacción de estas con la CCC, donde AEW se refiera a las ondas del este africanas, AEJ al chorro del este africano y PV a la vorticidad potencial. Elaboración propia.

Trabajo a futuro

Conociendo la gran influencia que tiene el fenómeno ENSO en la corriente en chorro del Caribe y OE afectando su frecuencia, intensidad y los patrones de precipitación, sería complementario para la dinámica atmosférica de los trópicos y sobre todo en México estudiar los patrones atmosféricos que influyen en el inicio y fin del ENSO y analizar estos mecanismos.

Se recomienda analizar la interacción del Mar Caribe con el Océano Pacífico y Golfo de México, además de la dinámica tridimensional de la CCC y de las OE, especialmente la componente vertical, así como la variación de la estructura de las OE, es decir la variabilidad estacional de la anisotropía y sus efectos en el transporte neto de momento del este o del este al norte al sur, lo cual intensifica los flujos medios en el Atlántico Tropical, incluyendo el Mar Caribe.

Referencias

- Alaka, G. J., & Maloney, E. D. (2014). The intraseasonal variability of African easterly wave energetics. *Journal of Climate*, 27(17), 6559–6580. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00146.1>
- Amador, J. A. (2008). The Intra-Americas Sea low-level jet: Overview and future research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(January 1998), 153–188. <https://doi.org/10.1196/annals.1446.012>
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., & Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 101–142. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>
- Avila, L. A., & Pasch, R. J. (1992). Atlantic Tropical Systems of 1991. In *Monthly Weather Review* (Vol. 120, pp. 2688–2696). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120<2688:ATSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<2688:ATSO>2.0.CO;2)
- Belanger, J. I., Jelinek, M. T., & Curry, J. A. (2016). A climatology of easterly waves in the tropical Western Hemisphere. *Geoscience Data Journal*, 3(2), 40–49. <https://doi.org/10.1002/gdj3.40>
- Berry, G. J. and, & Thorncroft, C. (2005). Case Study of an Intense African Easterly Wave. *Monthly Weather Review*, 133(4), 752–766. <https://doi.org/10.1175/MWR2884.1>
- Bister, M., & Emanuel, K. A. (1997). The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Monthly Weather Review*, 125(10), 2662–2682. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<2662:TGOHGT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<2662:TGOHGT>2.0.CO;2)
- Burpee, R. W. (1972). The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 29, Issue 1, pp. 77–90). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<0077:TOASOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<0077:TOASOE>2.0.CO;2)
- Carlson, T. N. (1969). Synoptic Histories of Three African Disturbances That Developed Into Atlantic Hurricanes. *Monthly Weather Review*, 97(3), 256–276. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0256:shotad>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0256:shotad>2.3.co;2)
- Charney, J. G., & Stern, M. E. (1962). On the Stability of Internal Baroclinic Jets in a Rotating Atmosphere. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 19, Issue 2, pp. 159–172). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0159:OTSOIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0159:OTSOIB>2.0.CO;2)
- Cook, K. H., & Vizy, E. K. (2010). Hydrodynamics of the Caribbean low-level jet and its relationship to precipitation. *Journal of Climate*, 23(6), 1477–1494. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3210.1>
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Diaz, M., & Ayyer, A. (2013). Energy Dispersion in African Easterly Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(1), 130–145. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-019.1>
- Dominguez, C., Done, J. M., & Bruyère, C. L. (2019). Easterly wave contributions to seasonal rainfall over the tropical Americas in observations and a regional climate model. *Climate Dynamics*, 0123456789. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04996-7>
- Elless, T. J., & Torn, R. D. (2018). African easterly wave forecast verification and its relation to convective errors within the ECMWF ensemble prediction system. *Weather and Forecasting*, 33(2), 461–477. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0130.1>

- Frank, W. M., & Roundy, P. E. (2006). The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2397–2417. <https://doi.org/10.1175/MWR3204.1>
- Gill, A. E. (1980). Some Simple Solutions for Heat-Induced Tropical Circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106, 447–462.
- Gottschalck, J., & Higgins, W. (2008). Madden Julian Oscillation Impacts. *Prediction Center*. [Available Online at *Http ...*, 2004, 4. <https://doi.org/10.1029/2004RG000158.1>.INTRODUCTION
- Graps, A. (2013). An introduction to wavelets. *Choice Reviews Online*, 30(02), 30-0976-30-0976. <https://doi.org/10.5860/choice.30-0976>
- Gray, W. M. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*.
- Grist, J. P., Nicholson, S. E., & Barcilon, A. I. (2002). Easterly Waves over Africa. Part II: Observed and Modeled Contrasts between Wet and Dry Years. *Monthly Weather Review*, 130(2), 212–225. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0212:EWOAPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0212:EWOAPI>2.0.CO;2)
- Guo, J.-H. (2012). Optimal sample size planning for the Wilcoxon–Mann–Whitney and van Elteren tests under cost constraints. *Journal of Applied Statistics*, 39(10), 2153–2164. <https://doi.org/10.1080/02664763.2012.702265>
- Hall, N. M. J., Kiladis, G. N., & Thorncroft, C. D. (2006). Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part II: Dynamical Modes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9), 2231–2245. <https://doi.org/10.1175/JAS3742.1>
- Herrera, E. (2019). *INTERACCIÓN DE TRANSIENTES – FLUJO MEDIO ATMOSFÉRICO SOBRE LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE DE LAS AMÉRICAS*.
- Herrera, E., Magaña, V., & Caetano, E. (2015). Air-sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *International Journal of Climatology*, 35(7), 1569–1578. <https://doi.org/10.1002/joc.4077>
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2012). An introduction to dynamic meteorology: Fifth edition. In *An Introduction to Dynamic Meteorology: Fifth Edition* (Vol. 9780123848). <https://doi.org/10.1016/C2009-0-63394-8>
- Hsieh, J.-S. and, & Cook, K. 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(7), 2130–2151. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2552.1>
- Hsieh, J.-S., & Cook, K. H. (2005). Generation of African Easterly Wave Disturbances: Relationship to the African Easterly Jet. *Monthly Weather Review*, 133(5), 1311–1327. <https://doi.org/10.1175/MWR2916.1>
- Inoue, M., Handoh, I. C., & Bigg, G. R. (2002). Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and environmental factors. *Journal of Climate*, 15(20), 2897–2905. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2897:BDOTCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2897:BDOTCI>2.0.CO;2)
- Kiladis, G. N., Wheeler, M. C., Haertel, P. T., Straub, K. H., & Roundy, P. E. (2009). Convectively coupled equatorial waves. *Reviews of Geophysics*, 49(3), 1–42. <https://doi.org/10.1029/2011rg000370>
- Ladwig, W. C., & Stensrud, D. J. (2009). Relationship between tropical easterly waves and precipitation during the North American monsoon. *Journal of Climate*, 22(2), 258–271. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2241.1>
- Landsea, C. W. (1993). A Climatology of Intense (or Major) Atlantic Hurricanes. In *Monthly Weather Review* (Vol. 121, Issue 6, pp. 1703–1713). [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<1703:ACOIMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<1703:ACOIMA>2.0.CO;2)
- Magaña, Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America.

Journal of Climate, 12(6), 1577–1588. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:tmdoma>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:tmdoma>2.0.co;2)

- Magaña, V., & Caetano, E. (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32(2), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021033>
- Magana, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3), 313–330.
- Magaña, V., Pérez, J. L., Vázquez, J. L., Carrisoza, E., & J., y P. (2004). Los impactos de EL Niño en México. *Centro de Ciencias de La Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación*, 229.
- Maloney, E. D. and, & Hartmann, D. L. (2000). Modulation of Eastern North Pacific Hurricanes by the Madden – Julian Oscillation. *American Meteorological Society*, 1994, 1451–1460.
- Martin, E. R., & Schumacher, C. (2011a). Modulation of Caribbean precipitation by the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, 24(3), 813–824. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3773.1>
- Martin, E. R., & Schumacher, C. (2011b). Modulation of Caribbean Precipitation by the Madden – Julian Oscillation. *American Meteorological Society*, 813–824. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3773.1>
- Martin, E., & Schumacher, C. (2011). The caribbean low-level jet and its relationship with precipitation in IPCC AR4 models. *Journal of Climate*, 24(22), 5935–5950. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00134.1>
- Matsuno. (1966). *Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area*.
- Mendez, M., & Magaña, V. (2009). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico. *USCLIVAR Drought Working Group, January*, 1–44.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D. and, & Skubis, S. (1997). Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 125(10), 2699–2708. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<2699:PVEWAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<2699:PVEWAE>2.0.CO;2)
- Mora, I., & Amador, J. A. (2000). EL ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Top. Meteor. Oceanog*, 7(1).
- Muñoz, E., Busalacchi, A., Nigam, S., & Ruiz-Barradas, A. (2008). Winter and summer structure of the Caribbean low-level jet. *Journal of Climate*, 21(6), 1260–1276. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1855.1>
- Nappo, C. J. (2002). *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*.
- Norquist, D. , Recker, E. , & Reed, R. . (1976). The Energetics of African Wave Disturbances as Observed During Phase III and GATE. *Monthly Weather Review*.
- Oropeza, R. F. (2012). PROFUNDIZACIÓN RÁPIDA DE CICLONES TROPICALES EN EL PACÍFICO NORORIENTAL TROPICAL: SU RELACIÓN CON VÓRTICES OCEÁNICOS. *Tesis Doctoral. UNAM*.
- Pasch, R. J., & Avila, L. A. (1992). *Annual summaries. Atlantic Hurricane Season of 1991*.
- Pasch, R. J., Avila, L. A., & Jiing, J. G. (1998). Atlantic tropical systems of 1994 and 1995: A comparison of a quiet season to a near-record-breaking one. *Monthly Weather Review*, 126(5), 1106–1123. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1106:ATSOAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1106:ATSOAA>2.0.CO;2)
- Reed, R. J., & Recker, E. E. (1971). Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Equatorial Western Pacific. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 28, Issue 7, pp. 1117–1133). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<1117:SAPOSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<1117:SAPOSS>2.0.CO;2)
- Roundy, P. E., & Frank, W. M. (2004). Effects of low-frequency wave interactions on intraseasonal oscillations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(24), 3025–3041. <https://doi.org/10.1175/JAS-3348.1>

- Russell, J. O., Aiyyer, A., White, J. D., & Hannah, W. (2017). Revisiting the connection between African Easterly Waves and Atlantic tropical cyclogenesis. *Geophysical Research Letters*, 44(1), 587–595. <https://doi.org/10.1002/2016GL071236>
- Salinas P. (2006). Dinámica de Ondas del Este y su Interacción con el flujo medio en el Caribe . *Tesis Doctoral UNAM*.
- Serra, Y. L., K. G. N. and H. K. I. (2010). Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea. *Journal of Climate*, 23(18), 4823–4840. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3223.1>
- Serra, Y. L., Kiladis, G. N., & Cronin, M. F. (2008). Horizontal and Vertical Structure of Easterly Waves in the Pacific ITCZ. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), 1266–1284. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2341.1>
- Serrano, P. E., Fabio, M., & Figliola, A. (2012). Metodos tiempo-frecuencia basados en la transformada wavelet time-frequency methods based on the wavelet transform. *Revista de Matematica: Teoria y Aplicaciones*, 19(2), 157–168.
- Stensrud, D. J. (1996). Importance of low-level jets to climate: A review. In *Journal of Climate* (Vol. 9, Issue 8, pp. 1698–1711). [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2)
- Thorncroft, C. D., & Hoskins, B. J. (1994). An idealized study of African easterly waves. II: A nonlinear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(518), 983–1015. <https://doi.org/10.1002/qj.49712051810>
- Thorncroft, C., & Hodges, K. (2001). African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 14(6), 1166–1179. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1166:AEWVAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1166:AEWVAI>2.0.CO;2)
- Thorncroft, Chris D., Hall, N. M. J., & Kiladis, G. N. (2008). Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part III: Genesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9), 2231–2245. <https://doi.org/10.1175/JAS3742.1>
- Timmermann, A., An, S. Il, Kug, J. S., Jin, F. F., Cai, W., Capotondi, A., Cobb, K., Lengaigne, M., McPhaden, M. J., Stuecker, M. F., Stein, K., Wittenberg, A. T., Yun, K. S., Bayr, T., Chen, H. C., Chikamoto, Y., Dewitte, B., Dommenges, D., Grothe, P., ... Zhang, X. (2018). El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, 559(7715), 535–545. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0252-6>
- Torrence C., and C. G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 79(1), 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Torrence, C., & Webster, P. J. (1999). Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8 PART 2), 2679–2690. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:icitem>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:icitem>2.0.co;2)
- Uccellini, L. W., & Kocin, P. J. (1987). The Interaction of Jet Streak Circulations during Heavy Snow Events along the East Coast of the United States. In *Weather and Forecasting* (Vol. 2, Issue 4, pp. 289–308). [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1987\)002<0289:tiojsc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1987)002<0289:tiojsc>2.0.co;2)
- University of Illinois, & Illinois, U. of. (1999). *Vertical Wind Shear*. [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/svr/comp/wind/home.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/svr/comp/wind/home.rxml)
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29(4), 411–422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>
- Wheeler, M., Kiladis, G. N., & Webster, P. J. (2000). Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(5), 613–640. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0613:LSDFAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0613:LSDFAW>2.0.CO;2)
- Whyte, F. S., Taylor, M. A., Stephenson, T. S., & D, C. J. (2008). Features of the Caribbean low level jet.

Encyclopedia of Atmospheric Sciences, 4(December 2007), 1549-1555. <https://doi.org/10.1002/joc>

Zehnder, J. A., Powell, D. M. and, & Ropp, D. L. (1999). The Interaction of Easterly Waves, Orography, and the Intertropical Convergence Zone in the Genesis of Eastern Pacific Tropical Cyclones. *Monthly Weather Review*, 127(7), 1566–1585. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<1566:TIOEWO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<1566:TIOEWO>2.0.CO;2)

Zhang, C., & Dong, M. (2004). Seasonality in the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, 17(16), 3169–3180. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3169:SITMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3169:SITMO>2.0.CO;2)