

Revisión de los campos medios característicos del jet de bajo nivel del Caribe y algunas evaluaciones energéticas

A.M DURÁN-QUESADA* y L. GIMENO

* am.duran@uvigo.es

Environmental Physics Laboratory, Facultade de Ciencias,

Universidade de Vigo

Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain

RESUMEN

Este trabajo utiliza datos del análisis ERA-40 del ECMWF con una resolución horizontal de 1° en los niveles de 1000 hPa a 50 hPa y hace una revisión de la estructura horizontal media del viento zonal en 925 hPa. Se analiza el perfil vertical del mismo campo para las longitudes entre las costas de África y América Central así como los gradientes meridionales de temperatura superficial del mar (SST). Considerando el criterio de inestabilidad barotrópica de Rayleigh-Kuo se estudian las variaciones de vorticidad relativa en el sector anteriormente indicado. Al mismo tiempo que se hace una evaluación de los campos de energía total y conversión de energía en este sector. Los resultados son consistentes en cuanto a las características medias del CLLJ que han sido determinadas utilizando otros conjuntos de datos. Las variaciones de vorticidad relativa en las longitudes cercanas al máximo del CLLJ y las variaciones significativas del término de conversión de energía en la misma zona (asociadas a la convergencia de flujo de energía cinética) señalan la importancia de realizar un análisis detallado de la energética en esta zona. Se plantea el nuevo problema de determinar no solo el potencial de intercambio energético entre el jet y otras estructuras regionales sino comprender mejor el ciclo energético que permite el desarrollo del CLLJ.

Keywords: Caribe, inestabilidad barotrópica, jet de bajo nivel, energía, viento

1 Introducción

La banda tropical se conoce por ser una de las regiones más importantes en términos energéticos debido a que el máximo de la radiación solar incidente se presenta sobre esta región. Circulaciones de tipo monzónico, la Zona de Convergencia Inter Tropical, actividad ciclogénica así como eventos de sequías e inundaciones forman parte de las características climáticas de esta región. El mar Caribe constituye dentro de los trópicos una región de interés particular, resultado del contraste de masas de tierra y agua que le caracteriza, la presencia de las piscinas de aguas cálidas y el impacto que tienen los desastres de origen meteorológico sobre los índices socioeconómicos de los países en vías de desarrollo que conforman la región. El clima regional está lleno de contrastes, mientras que la temporada de huracanes causa severas inundaciones que afectan las naciones del Caribe y América Central, la presencia del veranillo durante el mes de julio puede ser causante de sequías severas que afectan principalmente la región de Nicaragua.

La cantidad de energía disponible para el desarrollo de fenómenos meteorológicos es significativa en la capa límite, en la que además ocurren importantes procesos de conversión e intercambio de energía. Tales procesos no se encuentran limitados a la región del mar Caribe, sino que el sector del Atlántico tropical tiene una participación significativa como lo es la contribución a la energía del sistema Atlántico-Caribe de la presencia de las ondas del este (Burpee., 1972). Estas ondas se desplazan con dirección oeste y ya ha sido estudiada su relación con otras estructuras locales como los huracanes (Thorncraft y Hodges., 2001). Ha sido propuesta la hipótesis de que las ondas del este también podrían tener algún tipo de interacción energética con el jet de bajo

nivel del Caribe (CLLJ, Amador., 1998). El CLLJ corresponde a una corriente en chorro de importante magnitud que presenta un comportamiento máximo durante los meses de julio y febrero (una descripción detallada de la estructura se presentará en secciones posteriores) (Amador et al., 2006) no obstante aún no ha sido demostrada formalmente ese posible vínculo energético entre ambas estructuras.

A pesar de que algunas de las características más importantes del clima regional se conocen razonablemente bien, algunas de ellas aún no se comprenden del todo. El comportamiento medio del ciclo energético de la región se conoce de una manera general pero aún hay algunos componentes y procesos que no se comprenden en su totalidad. Aún así, se reconoce la presencia de un comportamiento estacional y que una parte importante de la variabilidad interanual es el resultado del forzamiento de las diferentes señales atmosféricas que influyen los principales campos físicos y dinámicos de la región. ¿Cómo funciona el intercambio de energía entre los sistemas regionales en escalas mayores y entre las estructuras en escalas más delimitadas? ¿Cuál es el impacto de las variaciones en estas interacciones en el sistema climático regional? ¿Cómo se propaga esta influencia hacia latitudes medias y cuál es su potencial efecto en el clima de otras zonas? Son algunas de las preguntas que pueden plantearse dentro de un marco general de conocimientos, dando paso a una amplia variedad de problemas científicos abiertos.

Este trabajo pretende presentar una visión condensada de las principales características del clima en la región, mostrando la importancia del contenido energético del sistema, el transporte de momentum que se da en la zona denominada como transecto Atlántico-Caribe, el carácter barotrópicamente inestable de

algunas zonas contenidas en ese dominio. Para lo cual se toma en consideración las variaciones de la vorticidad relativa y su estacionalidad, la que se compara con respecto a las variaciones de otros parámetros de importancia.

2 Background

El rol del mar Caribe dentro de la región de los Mares Intra Americanos (IAS) y las principales características del clima regional se describen en esta sección: patrones de precipitación, el CLLJ, ondas del este, ciclo-génesis y la influencia del ENSO. Las descripciones no son exhaustivas y contienen una variedad de referencias que amplían los tópicos. En el caso de las estructuras de importancia particular para el desarrollo del trabajo se presenta una discusión ligeramente más detallada.

El Caribe y América Central forman parte del sistema denominado como IAS, en este contexto el mar Caribe ejerce una influencia significativa debido a un conjunto de características determinadas como la temperatura superficial de las aguas (SST). Justamente el ciclo anual de SST en esta zona se caracteriza por la presencia de aguas cálidas cerca del Golfo de México, las elevadas temperaturas en esta región favorecen el desarrollo de la actividad ciclo-genética así como procesos convectivos locales. A lo anterior se suma la importancia del mar Caribe como principal fuente de humedad para el territorio de las islas de la región, América Central y el Golfo de México (Durán-Quesada et al., 2010).

2.1 El mar Caribe como parte del IAS

Como se ha mencionado anteriormente, el mar Caribe forma parte del sistema IAS, interactuando hacia el este con el océano Atlántico y con América Central hacia el oeste. Cabe mencionar su importancia para el Golfo de México. El Caribe es considerado como un nexo que

une la región ecuatorial de América con el océano Atlántico a través de un conjunto determinado de procesos energéticos de gran importancia climática. Se le conoce además por ser parte de los elementos que modulan el ciclo estacional de la precipitación a nivel regional y sus vientos de bajos niveles.

La importancia de la variedad de procesos meteorológicos en esta región va más allá del nivel regional debido a que su influencia se extiende a algunas de las características del clima de las zonas extra-tropicales. Un ejemplo representativo es el caso del transporte de humedad desde el mar Caribe hacia el Golfo de México que contribuye con la humedad que alcanza las Grandes Planicies de América del Norte y está ligado con el Sistema Monzónico de América del Norte (NAMS) (Higgins et al., 2006). Las características más importantes del mar Caribe dentro del sistema climático regional podrían listarse como:

1. Influencia sobre el ciclo estacional de la precipitación en la región (Giannini et al., 2000).
2. Desarrollo dinámico de la ciclogénesis tropical (Inoue et al., 2002; Wang y Lee, 2007).
3. Modulación de la humedad disponible para las islas del Caribe, América Central, norte de América del Sur y Golfo de México entre otras regiones (Durán-Quesada et al., 2010, Leduc et al., 2007; Mestas-Núñez et al., 2007).
4. Fuente de calor de importancia para el desarrollo de procesos en la océano Atlántico desde escalas estacionales hasta la variabilidad inter-anual asociada al efecto de la señal del ENSO (Saravanan y Chang., 1999).

La importancia del Caribe incluye además aspectos relacionados con la variedad de procesos de interacción entre distintos componentes del sistema: océano-atmósfera, tierra-atmósfera. Ade-

más contribuye en el intercambio de propiedades y energía entre los trópicos y extra-trópicos así como el vínculo entre los océanos Atlántico y Pacífico a través de América Central.

2.2 Principales características del clima de la región comprendida por el océano Atlántico Tropical, el mar Caribe y América Central

Esta sección incluye una breve descripción con los aspectos más generales del clima de la región de interés. Las características más notorias son la distribución de la precipitación en la zona, la presencia de importantes estructuras dinámicas a las que se asocia un determinado ciclo estacional. Es de importancia además la variabilidad inter-anual de las estructuras y su relación con distintas señales atmosféricas en diferentes escalas espaciales y temporales, así como el respectivo impacto tanto en el clima a nivel regional como en regiones extra-tropicales.

2.2.1 Patrones de precipitación

Es conocido que la distribución media global de la precipitación presenta un máximo en los trópicos (Strangeways, 2007) y que en la región tropical de América la distribución estacional está modulada en parte por la migración de la ITCZ. Sin embargo existen otros elementos que también modulan los patrones observados de la precipitación; los vientos de magnitud significativa que se ven forzados por fuertes gradientes térmicos y la topografía también forman parte del sistema que determina algunas de las características de la precipitación local. En América Central por ejemplo, la distribución de la precipitación tiene un comportamiento con características distintas en la región Caribe si se le compara con la zona del Pacífico (Alfaro y Cid., 1999) con lo que hay dos regímenes de precipitación bien diferenciados. El transporte de humedad

desde el Caribe y en menor medida desde el Pacífico Tropical es determinante al momento de explicar algunas de estas diferencias (Durán-Quesada et al., 2010) entre ambas vertientes. La zona Caribe presenta una mayor tendencia a la humedad a lo largo de todo el año mientras que la región del Pacífico tiene una tendencia más seca, no obstante ambas regiones comparten (aunque con magnitudes distintas) un comportamiento bimodal como su ciclo anual (figura 1) que se denota en la presencia del veranillo del mes de julio o MSD (Magaña et al., 1999). La actividad de convección intensa en el Caribe panameño sobre la zona conocida como Panama Bight (Mapes et al., 2003, Warner et al., 2003) es otro de los elementos de importancia en la descripción regional de los patrones de precipitación. Sobre el Panama Bight, la mayor parte de las referencias hacen alusión a la importancia desde un punto de vista más oceanográfico, no obstante esta zona ha sido parte de los elementos a estudiar en algunas campañas de observación como TC4 (Tropical Composition, Cloud and Climate Coupling).

La presencia de eventos extremos (intensas sequías e inundaciones) es también una característica del sistema que presenta una cierta variabilidad y está asociada con variaciones de temperatura (Karnauskas y Busalacchi, 2009; Vázquez et al., 2005). Inundaciones causadas por lluvias intensas y la temporada de huracanes tienen un efecto importante en el sector Atlántico, mientras que sequías considerables son comunes en la región del Pacífico (son conocidas las sequías severas en el Pacífico nicaragüense).

La dinámica de la precipitación asociada con eventos extremos ha sido estudiada con atención particular en regiones como el "Nordeste" de Brasil (Greischar y Hastenrath., 2000; Hastenrath., 1984; Hastenrath et al., 2009; Moura y Shukla., 1981). Los estudios de este tipo en

América Central y el Caribe son menores en número, por lo que se espera que el creciente interés científico en la región que hay actualmente contribuya

de forma significativa en la mejora de la comprensión de la dinámica de la precipitación regional.

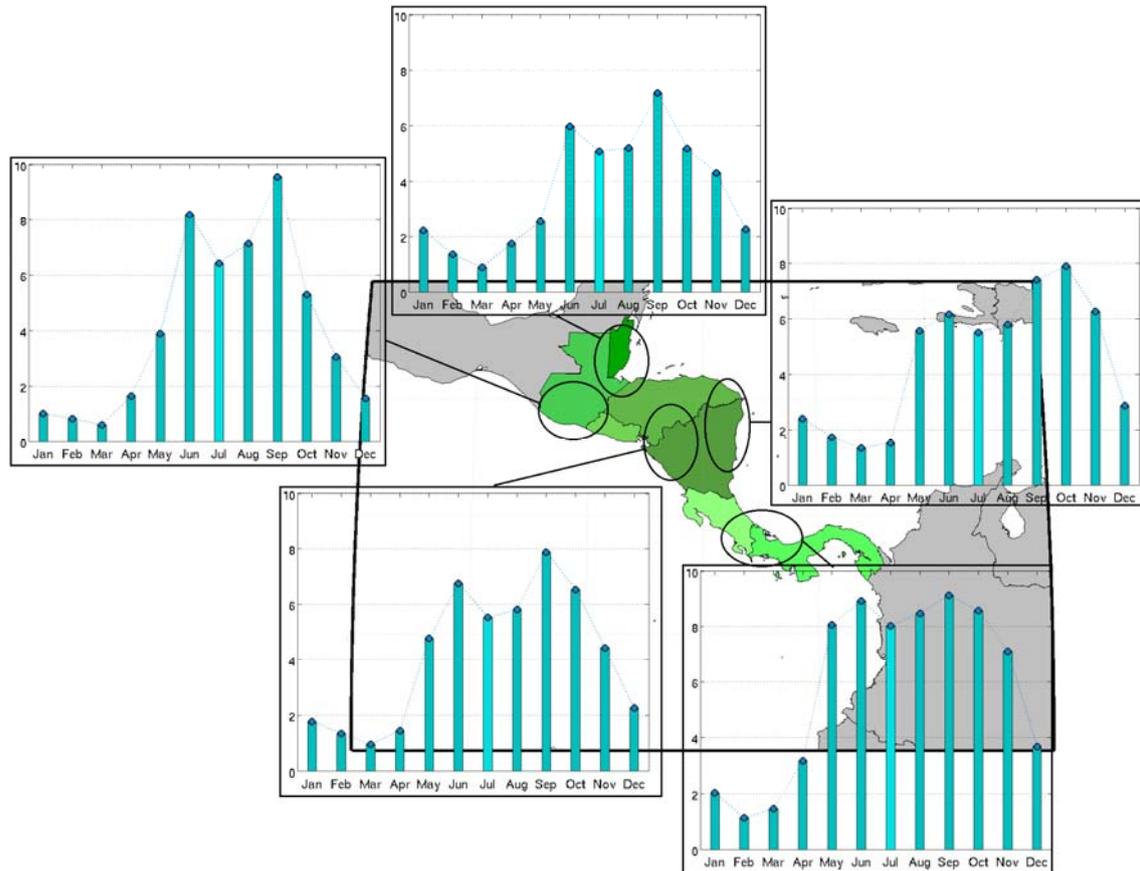


FIG 1: Distribución media de la precipitación para América Central basada en datos de CMAP para el periodo 1990-1999.

La mayor disponibilidad de recursos computacionales y la generalización del uso de modelos climáticos de tipo regional ha incentivado la implementación de estos últimos como una herramienta al servicio de la investigación. De esta forma el modelado regional del clima se utiliza con el objetivo de comprender algunos de los mecanismos relacionados con los procesos de precipitación y variabilidad asociada en esta región para hacer mejoras en los sistemas de pronóstico. Uno de los principales retos en este sentido es la mejora de las parametri-

zaciones que representan la componente física en los modelos que aún necesitan una mejor representación de las variaciones estacionales de la cobertura vegetal, el uso de suelo y la topografía.

2.2.2 El Jet de Bajo Nivel del Caribe

Corresponde a una estructura en la baja troposfera sobre el mar Caribe descrita como una corriente de intensos vientos provenientes del este (a modo de alisios intensificados). El núcleo de esta estructura se localiza aproximadamente sobre los 925 hPa, 75° Oeste y entre 12°

y 15°Norte, (figura 2) y ha sido descrita como barotrópicamente inestable que podría estar relacionada con gradientes locales de SST (Amador, 1998).

Varios trabajos son los que describen y analizan la presencia de este jet sobre el Caribe (Muñoz et al, 2008; Wang, 2007; Wang and Lee, 2007; Wang et al, 2007; Whyte et al, 2008, Amador, 2008). Algunos hacen hincapié en la relación entre el CLLJ y las piscinas de aguas cálidas de la región así como la influencia potencial que éste podría tener como un elemento inhibidor de huracanes. Al respecto algunos trabajos sugieren que la señal del CLLJ está asociada con los gradientes de SLP (presión a nivel del mar) a través de la interacción entre la piscina de agua cálida del Atlántico (AWP) y la alta presión del Atlántico Norte (NASH) vía mecanismos del tipo Gill (Wang, 2007). Los estudios concuerdan en la definición del ciclo estacional del CLLJ que se caracteriza por la presencia de un máximo principal durante julio y uno secundario en febrero aproximadamente. La diferencia entre la intensidad de los vientos en el jet y el resto de la zona se pueden observar de los contornos de viento zonal de la figura 2. Durante el verano boreal el jet desarrolla una componente importante con orientación hacia el norte, lo que ocasiona que el jet

no penetre directamente sobre América Central y alcance el Pacífico como sí lo hace durante el máximo secundario. Por otro lado el jet se desvanece casi en su totalidad durante el mes de Octubre, periodo en el cual no se observan significativas diferencias entre el viento en la zona del jet y el de las regiones circundantes. La estructura del jet no solo tiene una distribución horizontal interesante, el perfil vertical de los vientos en la cercanía del núcleo como se muestra en la figura 4.

La interacción entre los vientos del CLLJ y la topografía regional tiene como resultado el paso de los vientos hacia el sector del Pacífico a través de las depresiones (pasos) a través de los cuales el flujo de viento es canalizado, como el caso del paso de Papagayo (notar la estructura horizontal del flujo en la figura 2.A) que permite el desarrollo del jet de Papagayo (Ballester y Coen., 2004) el cual ejerce una influencia en el desarrollo de remolinos en la superficie del Pacífico tropical del Este y es además relacionado con una zona de afloramientos de importancia biológica: el Domo Térmico de Costa Rica (Fiedler., 2002; Hofmann et al., 1981; Wyrski., 1964).

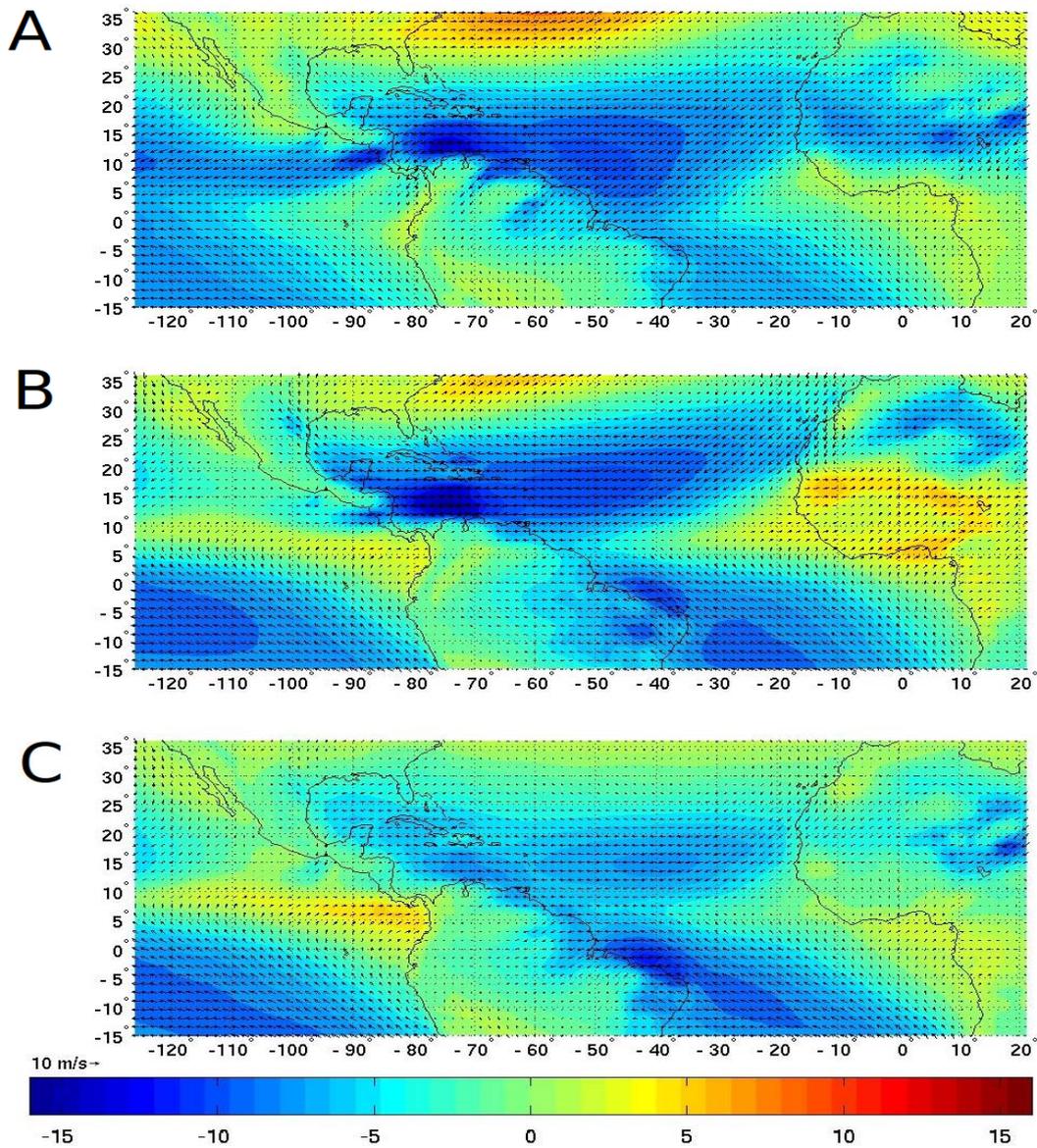


FIG 2: Media climatológica para el viento zonal (contornos de colores) y vector de viento en 925 hPa en m/s para A) Febrero, B) Julio y C) Octubre usando datos de ERA-40 con 1° de resolución horizontal (descargados del servidor MARS).

El CLLJ es importante para la región ya que además de las características que han sido descritas, se constituye en un importante elemento modulador del transporte de humedad desde el mar Caribe y la precipitación asociada, ya que durante el verano boreal permite que la humedad llegue a diferentes regiones como el Golfo de México y además está vinculado con la ausencia de precipitación sobre el Caribe durante ese mismo periodo. Por otro lado, ese

transporte de humedad que converge a través de la zona del Golfo de México es una contribución significativa al desarrollo del jet de bajo nivel de las Grandes Planicies Americanas (GPLLJ) tal como lo discuten distintos autores (Berbery y Collini., 2000; Helfand y Schubert., 1995; Vera et al., 2006).

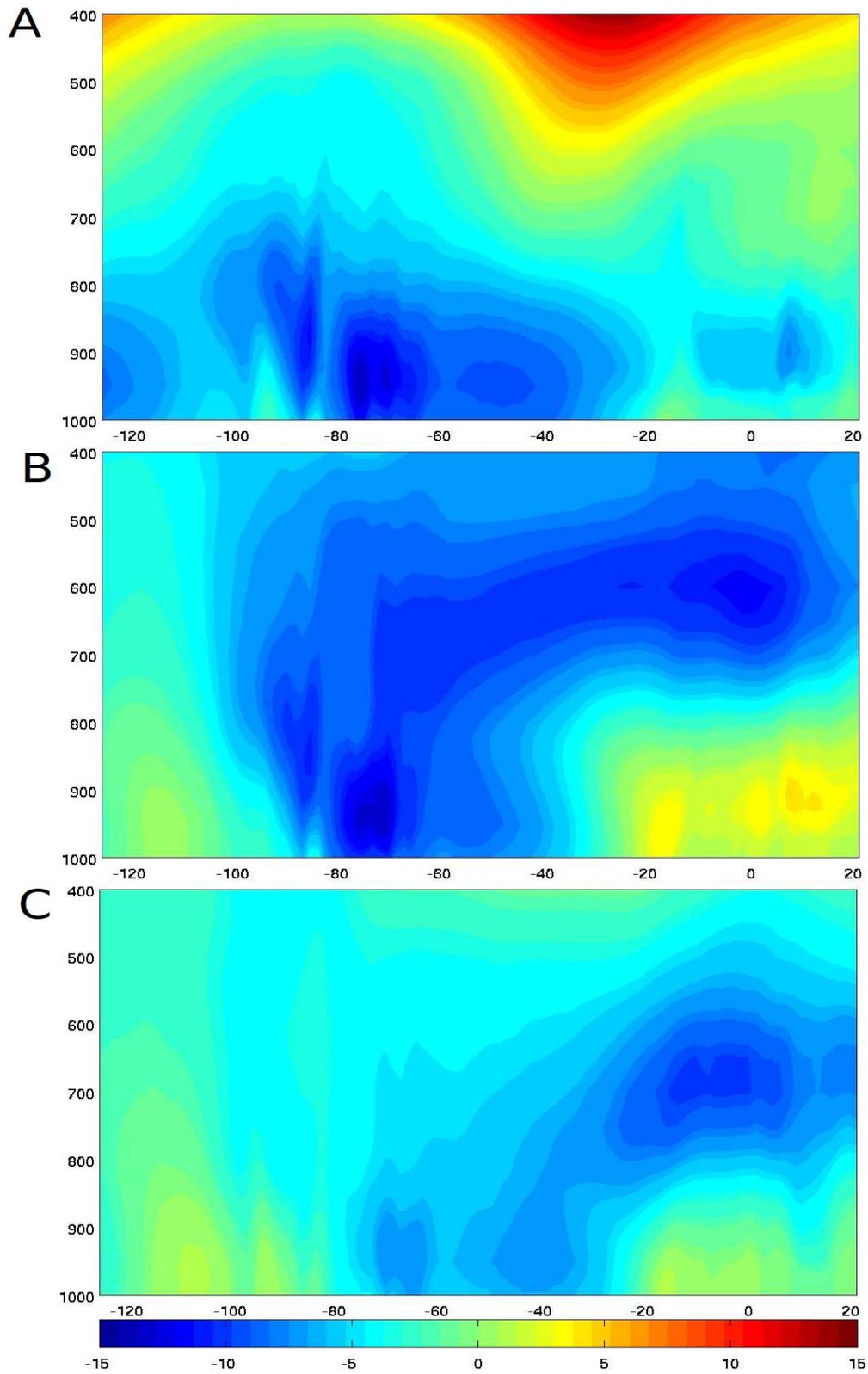


FIG 3: Media climatológica para el perfil vertical del viento zonal en m/s para A) Febrero, B) Julio y C) Octubre usando datos de ERA-40 con 1° de resolución horizontal (descargados del servidor MARS).

2.2.3 Ondas del Este Africano

El calentamiento que tiene lugar durante el verano boreal es responsable del

desarrollo de un jet del este en la región del Sahara con un núcleo en 650 hPa cerca de 16° Norte. Como resultado de conversiones de energía baroclínica y barotrópica se desarrollan desde la costa de África perturbaciones de escala sinóptica con una longitud de onda aproximada de 2500 km y que se propagan a razón de 8 m/s en dirección oeste (Holton., 2004; Chen., 2006). Estudios pioneros en estas ondas muestran su importancia al ser la mayor perturbación de escala sinóptica en el norte de África y que se extiende por el Atlántico tropical (Burpee., 1972; 1974; 1975).

La información que fue recopilada durante el experimento GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) contribuyó de forma significativa a la mejoras en el marco teórico-conceptual que explica origen y características de las ondas del este. (Reed et al., 1977). Posteriormente se ha analizado el ciclo energético regional (Thorncroft y Blackburn., 1999) así como las condiciones que permiten su propagación hacia el oeste de las ondas (Hsieh y Cook., 2008). La figura 4 muestra una representación es-quemática de las ondas en la que las perturbaciones se propagan desde la costa africana hacia el oeste a través del Atlántico tropical.

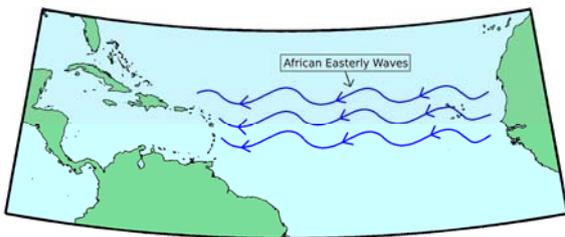


FIG 4: Figura esquemática que muestra la propagación y ubicación aproximada de las ondas del este en su desplazamiento desde la costa de África a través del océano Atlántico Tropical.

El ciclo de actividad de las ondas del este africano está determinado por la estacionalidad de las estructuras que favorecen su desarrollo. El periodo de máxima actividad corresponde al verano, sin embargo el comportamiento de las ondas tiene una marcada variabilidad interanual que no solo modula la actividad de las ondas sino su propagación e intensidad (Thorncroft y Rowell., 1998). La figura 5 muestra los contornos del gradiente meridional de geopotencial en el nivel de 650 hPa, hacia finales de la primavera e inicios del verano una fuerte señal con una intensidad creciente comienza a desarrollarse alcanzando un máximo durante julio y a partir de este máximo inicia una disminución significativa de su intensidad.

Los mecanismos físicos que describen el desarrollo de las ondas del este no se explica en este trabajo, las referencias indicadas corresponden a un conjunto algunos de los trabajos más significativos que al respecto de este tema han sido publicados, por lo que contienen la descripción física que en este trabajo se omite. Es además conocida la importancia que tienen la evolución y propagación de estas perturbaciones, ya que las ondas del este se encuentran asociadas con los patrones de precipitación sobre el norte del continente africano a través de su influencia en los procesos convectivos (Mathon et al., 2002; Machado et al., 1993) así como con la convección sobre el Atlántico (Diedhiou et al., 1999; Seo et al., 2008). Las ondas han sido además estudiadas en términos de su relación con el desarrollo de tormentas tropicales en el Atlántico (Vizy y Cook., 2009) y la formación de huracanes (Thorncroft y Hodges 2001; Hopsch et al. 2005).

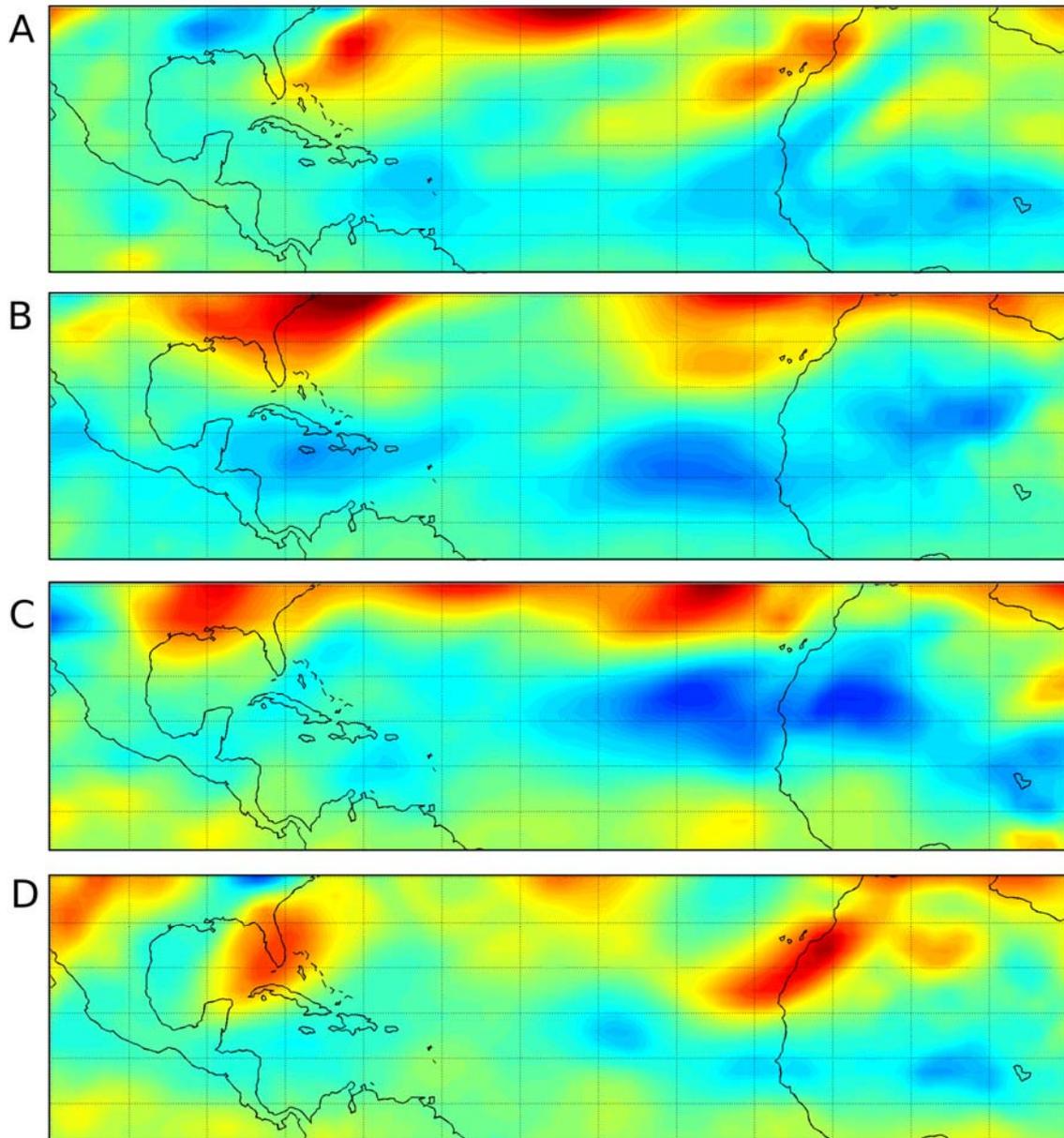


FIG 5: Media climatológica para el gradiente meridional de Geopotencial en 650 hPa para A) Mayo, B) Junio, C) Julio y D) Agosto usando datos de ERA-40 con 1° de resolución horizontal (descargados del servidor MARS).

Estos estudios permiten determinar una relación dinámica entre las ondas y la ciclogénesis en el sector Atlántico, lo que resulta muy conveniente para dar una explicación a algunos de los detalles de la variabilidad de la actividad ciclogénica. Los procesos que están involucrados en el desplazamiento de las ondas del este no han sido completamente comprendidos aún y muchas hipótesis han sido planteadas con

respecto al alcance de las ondas (y la energía asociada) en la zona Caribe, por ejemplo una posible relación de intercambio de energía entre las ondas del este y el CLLJ (Amador., 2008) la cual no ha sido formalmente determinada aún. Lo que es cierto, es que la región comprendida entre el Atlántico tropical y el mar Caribe corresponde a una zona de alta inestabilidad de tipo barotrópico, lo que indica una impor-

tante cantidad de energía que puede ser convertida, intercambiada y alimentar interacciones entre ondas, sistemas convectivos entre otros. Para obtener un marco más apropiado del tipo de posibles interacciones y procesos de conversión de energía, un primer paso es conocer mejor el ciclo energético regional.

2.2.4 Ciclones y huracanes

Ciclones tropicales y principalmente huracanes (Gray., 1979) corresponden en promedio al fenómeno meteorológico que más daño causa en América Central y las islas del Caribe en términos de vidas, daños infraestructurales e impacto socioeconómico (Landsea et al., 2004). La distribución de la SST en el sector Atlántico sumado a la presencia de cuerpos de agua cálida que junto a otros factores generan las condiciones propicias para el desarrollo de ciclo-génesis tropical, al mismo tiempo que las ondas que viajan desde el este de la costa africana hacen un aporte al desarrollo de huracanes (Hopsch et al., 2010).

Este tipo de estructuras requiere de temperaturas elevadas ($> 27^{\circ}\text{C}$) generalmente y una cantidad alta de humedad en la troposfera que acelere el proceso de saturación y condensación de las parcelas de aire ascendente, sumado además a condiciones especiales de la cortante de viento, la cual al ser débil crea un ambiente favorable para el desarrollo de ciclones (Shapiro y Goldenberg., 1998) junto con las condiciones que ofrecen las regiones de bajas presiones en presencia de perturbaciones tropicales de gran escala. Como puede notarse en la figura 6, la región ofrece todas las condiciones necesarias tanto para el desarrollo de este tipo de estructuras así como para proveer de energía a los procesos que determinan su evolución.

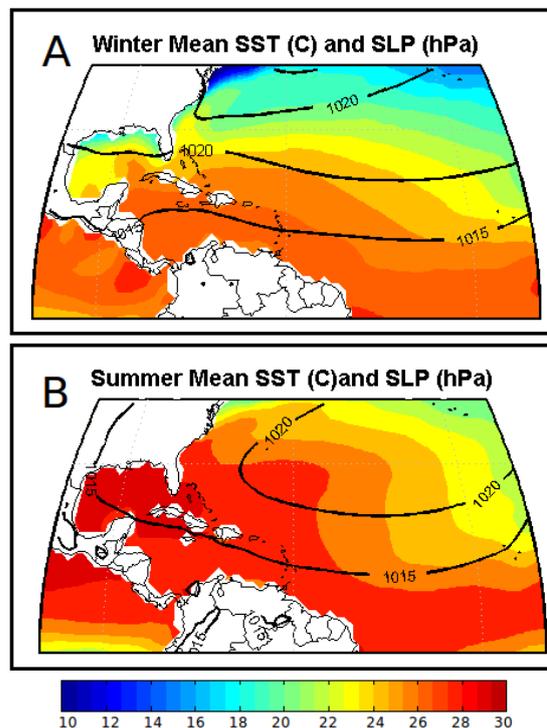


FIG 6: Media climatológica de la distribución de SST y SLP para los periodos de A) Invierno y B) usando datos en superficie de ERA-40 con 1° de resolución horizontal (descargados del servidor MARS).

La presencia de este tipo de estructuras ciclónicas es una característica particular de la región, en la que huracanes de mayor intensidad tienden a evolucionar a partir de tormentas tropicales y llegando a alcanzar la costa tropical del continente americano tal como puede observarse en la figura 7. El norte de América es una de las regiones más afectadas junto con el Golfo de México, las islas del Caribe y la Península de Florida, regiones en las que las intensas precipitaciones son mayor efecto del paso de los huracanes junto a los fuertes vientos. Se estudiado de forma relativamente reciente el vínculo que existe entre la variabilidad inter-anual de estas estructuras y la señal del ENSO, del cual se ha mencionado que es un elemento modulador de la frecuencia de la intensidad de la actividad de los huracanes (Goldenberg et al., 2001).



FIG 7: Climatología de huracanes severos, imagen tomada del archivo del NHC (National Hurricane Center).

Comprender las causas de las variaciones en la intensidad de la actividad ciclo-genética bajo condiciones determinadas es fundamental para el desarrollo de herramientas de pronóstico que permitan la mitigación de los daños causados por el efecto de desastres como los huracanes. Principalmente la comprensión de cómo el ENSO afecta esta actividad (Emanuel., 2005; Shaman et al., 2009) y no de menor importancia el fenómeno de la transición de los ciclones tropicales a latitudes medias (Jones et al., 2003). Actualmente, de nuevo han sido los modelos tanto teóricos como numéricos los que han permitido los avances en este sentido, con lo que el aumento en el nivel de complejidad de los mismos tiene entre sus ventajas incluir más procesos y representar los mismos de una manera más acorde con lo que se observa y que representa la “realidad” del sistema climático.

2.3 El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y su influencia en el clima regional

El ENSO es básicamente un mecanismo compuesto por dos componentes que es utilizado para explicar el acople entre el calentamiento de las aguas en la región del Pacífico Tropical y la diferencia de presión observada en el Pacífico Sur. En la década de los años 20 Walker trataba de encontrar una manera que le permitiese predecir el monzón de Asia a partir de características locales cuando encontró una importante conexión entre la presión en los sectores Este y Oeste del Pacífico Sur. Es a esta diferencia de presión la que se denominó Oscilación del Sur (Walker y Bliss., 1930) y que actualmente se encuentra definida como un índice que mide la diferencia de presión entre la Isla de Tahití y la ciudad de Darwin (Trenberth y Shea., 1987).

El otro componente del ENSO corresponde al calentamiento que notaron los meteorólogos y previamente los pescadores en la costa de Perú anómalo de las aguas del Pacífico ecuatorial y recibió el nombre de El Niño (La Niña) (Trenberth., 1997; Rasmusson y Wallace., 1983). La figura 8 muestra un ejemplo del calentamiento localizado que caracteriza a El Niño. Cuatro décadas más tarde Bjerknes (1966; 1969; 1972) describió el vínculo que tenían las SST cálidas y los vientos del este debilitados con lluvias intensas bajo condiciones específicas, sentando de esta forma la relación entre El Niño y la Oscilación del Sur (Cane y Zebiak., 1985).

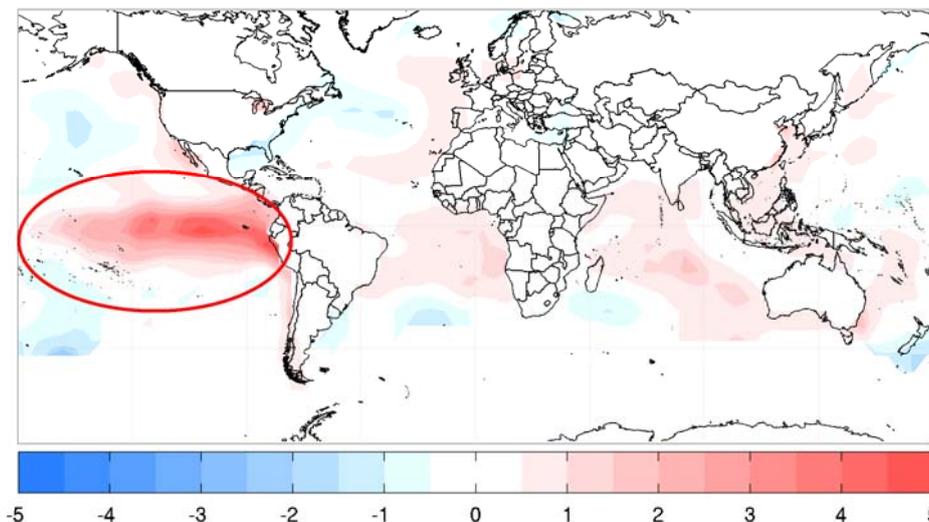


FIG 8: Media climatológica de las anomalías de SST para el periodo 1980-1999 basadas en el set de datos SST Kaplan Extended v.2. Destaca la presencia de anomalías positivas significativas en el Pacífico Tropical, con un máximo cercano a lo que se conoce como región El Niño 3.4

Hay una diferencia marcada entre los mecanismos que actúan como forzantes de las fases cálida y fría del ENOS, así como los efectos que cada una de las fases ejerce en regiones determinadas del planeta y las características de cada fase. En el caso de un evento de El Niño los patrones de precipitación se notan desplazados con respecto a su posición media, lo que ocasiona entre otros efectos condiciones más secas en el Pacífico Oeste (Kumar et al., 2006). Se ha indicado que la fase cálida del ENOS está relacionada con la disminución en la intensidad de la temporada de huracanes en el Atlántico (Goldenberg y Shapiro., 1996) y con la modificación de los patrones de precipitación (Dai y Wigley., 2000). Por otro lado, la fase fría se vincula más con una intensificación de las lluvias en comparación con la fase cálida. De la misma forma, se le relaciona con el incremento en la actividad de la temporada de huracanes. Esta última relación se encuentra sometida a una revisión intensa debido a que un adecuado pronóstico del inicio de las fases del ENSO puede permitir tener una noción de eventuales temporadas de huracanes más o menos intensas.

A pesar de que el ENSO es un fenómeno localizado en el Pacífico, sus efectos alcanzan diversas regiones en el mundo, los trópicos están totalmente influenciados por esta señal y su efecto se transmite hacia regiones como Europa y el Atlántico Norte (Moron y Plaut., 2003), el Pacífico (Emery y Hamilton., 1985) e incluso regiones polares (Stammerjohn et al., 2008). La señal del ENSO no tiene solo un carácter horizontal, sino que también se propaga a través de la estructura vertical de la atmósfera (Garfinkel y Hartmann., 2008), con respecto a esta propagación vertical su efecto es importante para la variabilidad de distintos trazadores atmosféricos como O_3 (Koumoutsaris et al., 2008). Por otro lado, la existencia de los llamados patrones de tele-conexión es otro de los temas que con respecto al ENSO ha sido ampliamente estudiado (Alexander et al., 2002; Diaz et al., 2001; Liu et al., 2002) con el objeto de comprender las interacciones entre el ENSO y otras señales que se propagan en la atmósfera en diferentes escalas espaciales y temporales (Fogt y Bromwich., 2006) y de esta forma

proveer un mejor marco conceptual que facilite la comprensión del efecto del ENSO como un mecanismo que afecta de forma importante todo el sistema climático (McPhaden et al., 2006).

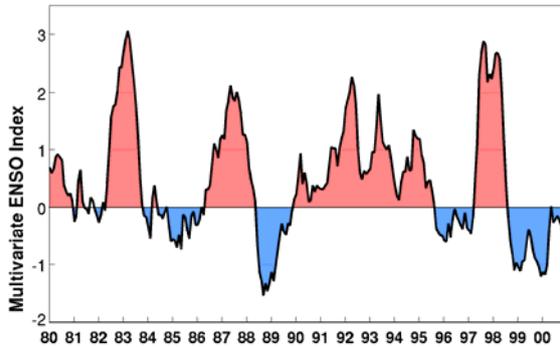


FIG 9: Índice Multivariado de ENSO (MEI).

Se conoce que el ENSO es uno de los principales modos de variabilidad climática (Allan et al., 1996) y como ha sido mencionado previamente América

Central y el Caribe no son una excepción a la influencia del ENSO, especialmente en cuanto a la intensidad de la precipitación se refiere. El efecto del ENSO modulando aspectos de la variabilidad interanual de la intensidad de la actividad ciclo-genética en el Atlántico tropical ha sido estudiada de forma amplia (Bell y Chelliah., 2006; Chen y Taylor., 2002; Goldenberg y Shapiro., 1996). Conocer las variaciones en los patrones de distribución de temperatura y cortante viento que resultan del ENSO como forzante ha facilitado una mejor evaluación de cómo el ENSO influencia la ciclo-génesis tropical (Camargo et al., 2007) permitiendo realizar mejoras en los sistemas de pronóstico (Camargo et al., 2009).

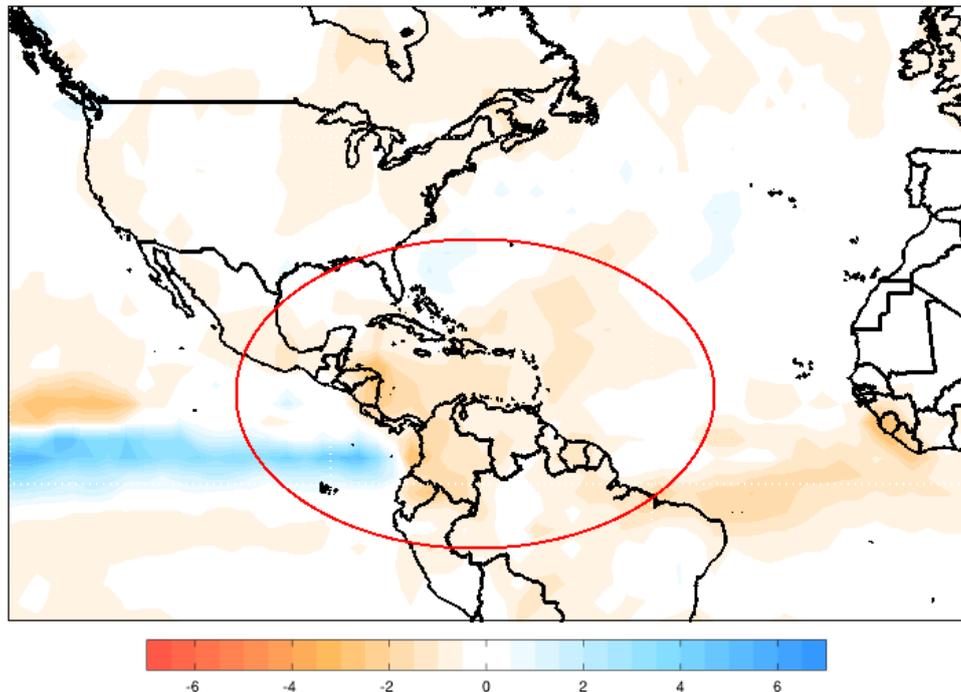


FIG 10: Anomalías de precipitación para el año 1997 estimadas a partir de los datos de CMAP para la región de América Tropical, en cuya distribución destaca la presencia de valores negativos (condiciones más secas con respecto a la media climatológica) para el sector de análisis.

Los patrones de precipitación en la región tienen un ciclo anual muy bien determinado, en la región del Caribe se

ha encontrado una relación importante entre el ENSO y variaciones significativas en la precipitación (Giannini et

al., 2000). Precipitación intensa es asociada con la fase de La Niña mientras que El Niño se asocia a condiciones más secas, con lo que es posible determinar cómo el ENSO modula la intensidad de la lluvia en la zona. La figura 9 muestra el índice multivariado ENSO (MEI, según Wolter y Timlin., 1998) que permite notar el pico que representa el evento El Niño en 1997. En la figura 10 se pueden observar las anomalías de la precipitación media para ese año. Se observa una reducción importante de la precipitación sobre el mar Caribe y América Central, efectivamente el comportamiento opuesto se nota al revisar el caso de la fase de La Niña que siguió en los meses posteriores (no mostrado en este documento) y que se caracterizó por un incremento en la precipitación.

Establecer una relación entre las variaciones en los patrones de precipitación observados y la señal del ENSO corresponde a una forma simple pero efectiva para evaluar el efecto regional que tiene el ENSO en cuanto a la distribución de precipitación. Son muchos los esfuerzos que se realizan actualmente para proveer una manera que permita pronosticar de una forma efectiva el desarrollo de las fases del ENSO y así establecer una asociación con los fenómenos asociados: eventos extremos de precipitación, intensidad de la actividad ciclo-genética, vientos locales y lo más importante y así comprender el alcance del efecto negativo de estos factores en el sistema ecológico (como por ejemplo la muerte masiva de corales en el Pacífico) y plantear la manera de disminuir el fuerte impacto socioeconómico de los desastres asociados con los eventos extremos en la región.

3 Datos y método de análisis

Se propone una revisión de las principales variaciones del viento en la región del Caribe debido a la presencia de una corriente en chorro en la

troposfera inferior (el CLLJ). Se considera de importancia la componente zonal del viento ya que es la dirección oeste de los vientos la característica principal del jet. Asociado a la corriente se revisa el comportamiento medio de los perfiles horizontal y vertical del viento zonal, así como el comportamiento de la vorticidad relativa. De forma análoga se evalúa la vorticidad relativa desde la costa de África hasta las cercanías de la costa Caribe de América Central, con el objeto de determinar regiones en las que se presentan variaciones importantes de vorticidad. Finalmente se considera el comportamiento de la energía total así como la conversión de energía sobre la banda longitudinal en la que el CLLJ presenta sus valores máximos y que corresponde de forma aproximada a la banda en la que, como se verá en la discusión de los resultados, tienen lugar las principales variaciones de vorticidad relativa.

3.1 Datos

Para el estudio del comportamiento medio del viento zonal, la energía total, conversión de energía y vorticidad relativa se utiliza la base de datos ERA-40 para el periodo 1980-1999 (los datos han sido descargados del servidor MARS) con una resolución horizontal de 1°. La componente zonal del viento es considerada en los niveles 400, 500, 600, 700, 775, 850, 925 y 1000 hPa, mientras que la vorticidad relativa se presenta para los niveles correspondientes a 700, 850 y 925 hPa. Las variables energía total y conversión de energía integradas en la vertical también han sido tomadas del conjunto de datos de ERA-40 para el mismo periodo y con la misma resolución horizontal, las componentes del flujo de momentum de GODAS también son utilizadas con una resolución horizontal de 2.5°.

La figura 11 muestra la grid respectiva en la que han sido tratados los datos, La

tabla 1 muestra la relación de los datos utilizados:

400-1000 hPa	Integrados en la vertical	Superficie
Vorticidad Relativa	Conversión de energía	SST
Viento Zonal	Energía total	
	Divergencia del flujo de energía cinética	
	Flujo de momentum	

TABLA 1: Relación de datos utilizados para el análisis de los campos, en celeste se indican los datos del Reanálisis de **ERA-40** (obtenidos a través del servidor MARS) y en amarillo los datos obtenidos de **GODAS** (NCEP Global Ocean Data Assimilation System) a través de su sitio web.

3.2 Tratamiento de los datos y método de análisis

Con los datos mencionados se estimaron medias climatológicas para el periodo de 20 años disponible tanto para el periodo completo y así evaluar el comportamiento medio de las variables como los valores mensuales para seguir el comportamiento medio de las variables mes a mes y determinar los meses en los cuales el comportamiento de las variables presentaba características especiales. Se hace la revisión respectiva de los campos medios horizontales así como los perfiles verticales de las variables en localizaciones específicas. El objetivo es seguir con detalle la evolución de los perfiles en la región oceánica entre 20°W y 80° W.

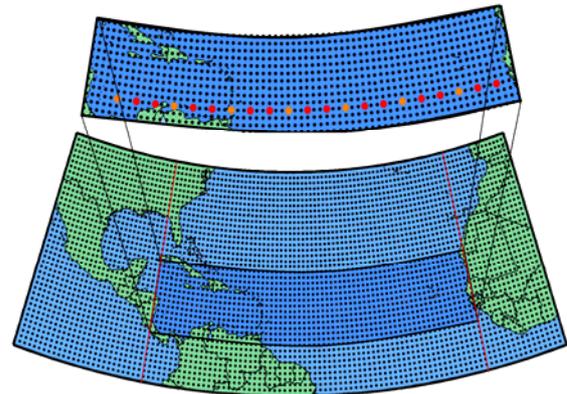


FIG 11: Distribución de los puntos de grid de los datos utilizados así como un acercamiento a la región de interés particular en la que los parámetros son analizados.

3.2.1 Ubicación del núcleo del CLLJ y selección de puntos de interés

Se grafican las medias mensuales del viento zonal en m/s para el periodo, de manera que los patrones horizontales muestran de una forma clara el núcleo del jet. Debido a que tanto su posición como extensión horizontal varían cada mes, se toma en consideración los trabajos previos presentados en la sección 2.2.2 en los que se describe la

estructura del CLLJ y su núcleo por lo que se toman las coordenadas (12 °N y 75°W) como el punto central. Las coordenadas comprendidas desde la costa de África hasta la costa Caribe de América Central se analizan para todo el conjunto de latitudes para determinar en qué latitudes hay variaciones importantes de los campos. Las longitudes 60° W y 50 °W se eligen de forma arbitraria como puntos relativamente cercanos al CLLJ y ubicados a una distancia media entre el núcleo del CLLJ y la región a partir de la cual se propagan las ondas del este, nótese que en todo caso algunos de los parámetros son revisados cada 1° de longitud con lo que todos los puntos son considerados al hacer el análisis.

3.2.2 Criterio de inestabilidad

Una característica importante de la región es, además de la cantidad de energía disponible, la presencia de inestabilidades. Este trabajo tiene como punto de interés las inestabilidades de tipo barotrópico, las cuales se analizan a partir de las variaciones en el perfil de la vorticidad (vorticidad relativa en este caso). Los perfiles verticales de vorticidad potencia son revisados cada 1° de longitud desde los 10° N hasta los 20° N, así como los perfiles meridionales completos para la región seleccionada para el análisis.

El tratamiento de la ecuación de modos normales para un flujo simple tomando como condiciones de contorno la ausencia de topografía como problema de Sturm-Liouville permite determinar la condición necesaria para que el flujo sea barotrópicamente estable:

$$c_i \int |A|^2 \frac{(\beta - U_{\sigma yy})}{|U_{\sigma} - c|^2} dy = 0 \quad (1)$$

En este caso particular se asume la ausencia de topografía como una condición de contorno válida debido a que la región de estudio se encuentra

sobre el océano (la derivación completa se encuentra en libros como Gill (1982) y Pedlosky (1987)). Dada la ecuación 1, para que se rompa la estabilidad barotrópica es necesario un cambio de signo en la vorticidad, lo que es una señal de presencia de inestabilidad barotrópica (lo que se conoce como criterio de Rayleigh-Kuo). Con este criterio se analiza cada uno de los puntos ubicados a lo largo de la banda longitudinal indicada.

$$Energy = MHKE + MAPE \quad (2)$$

$$MHKE = \frac{1}{2} \left\langle \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} \right)^2 \right\rangle + \frac{1}{2} \left\langle \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} \right)^2 \right\rangle \quad (3)$$

$$MAPE = \frac{1}{2} \left\langle \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} \right)^2 \right\rangle \quad (4)$$

Por otro lado se toma en cuenta el análisis de los términos de la energía total y las conversiones de energía, para identificar las regiones en las que el intercambio energético se ve, en promedio, más favorecido. La energía total está compuesta por la energía cinética media horizontal (MHKE) y la energía potencial media disponible (MAPE), con lo que puede considerarse que la energía total está asociada a un término de energía barotrópica y otro de energía baroclínica respectivamente. Medias mensuales de las componentes horizontales del flujo de momentum fueron obtenidas de la base de datos de GODAS <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html> para el mismo periodo que los datos de ERA-40 (1980-1999)

Para evaluar aquellos puntos en los que la estructura horizontal de jet, se hace una revisión de los promedios mensuales del transporte de momentum horizontal, el término de conversión de energía en función de los patrones característicos de las componentes zonal (en 925 hPa) y vertical viento y de esta forma identificar

si hay estructuras de interés en esos términos que puedan estar vinculadas con los puntos de entrada, salida y núcleo del jet. Lo anterior motivado por los resultados de Mishra (1987) en los que siguiendo un modelo lineal se estableció una importante relación entre una región de intenso transporte de momentum y la de significativo cortante meridional de viento zonal a la altura de la ubicación de un jet del este con algunas características similares al CLLJ. Esto permitiría determinar si en el caso del CLLJ hay una relación significativa entre el flujo de momentum y la estructura del flujo de viento asociado con el jet zonal.

4. Resultados

Tal como se indica en los resultados la estructura media del CLLJ está bien determinada en cuanto a su ciclo estacional y su extensión tanto horizontal como vertical, con variaciones de carácter interanual que no se discuten en este trabajo. La evolución mensual del núcleo (según los datos de ERA-40) es tal y como se indica en los trabajos previos que describen el jet, incrementos importantes en los meses de febrero y julio y una caída significativa en la intensidad durante el mes de octubre. Del patrón medio mensual del viento zonal que se muestra en la figura 12 resultan interesantes las variaciones de intensidad que tienen lugar en las afueras del mar Caribe, exactamente en el sector Atlántico. Mientras que el CLLJ mantiene de forma aproximada la posición de su núcleo, lo que durante algunos periodos parece una elongación del CLLJ en este sector modifica su posición en la meridional al mismo tiempo que en

su desplazamiento hacia el norte parece confinarse.

En esta región parece ser que el viento no es la única estructura que presenta estos patrones, sino que otros campos siguen patrones semejantes, aunque con algunas diferencias en cuanto a la extensión horizontal y las variaciones en el tiempo se refiere. La estructura del flujo de momentum (no se presentan las respectivas figuras) tiene básicamente el mismo comportamiento del flujo de viento, con lo que es posible determinar la importancia de este flujo de viento canalizado en sentido oeste para el transporte de diferentes propiedades. De esta forma la energía tiene una tendencia a propagarse en el mismo sentido, de forma análoga a lo que sucede con las ondas del este.

Las figuras 12 a 15 muestran en el panel izquierdo los perfiles horizontales del viento zonal medio para cada mes y en los paneles central y derecho los perfiles meridionales de SST y vorticidad relativa respectivamente para las longitudes de 75° W, 60° W y 50° W. El viento zonal tiene una tendencia hacia el oeste aproximadamente por debajo de los 600 hPa y sentido más bien con dirección hacia el este en los niveles superiores durante el primer cuatrimestre del año.

Esta tendencia de vientos se altera de forma significativa hacia finales de la primavera, ya que los vientos con dirección oeste empiezan a dominar la vertical y hacia el mes de julio el viento zonal tiene el oeste como dirección preferencial desde los niveles altos (200hPa). Aún cuando el perfil de viento zonal para las longitudes indicadas tiene estas características es posible notar la intensificación del flujo entre la capa límite y los 800hPa.

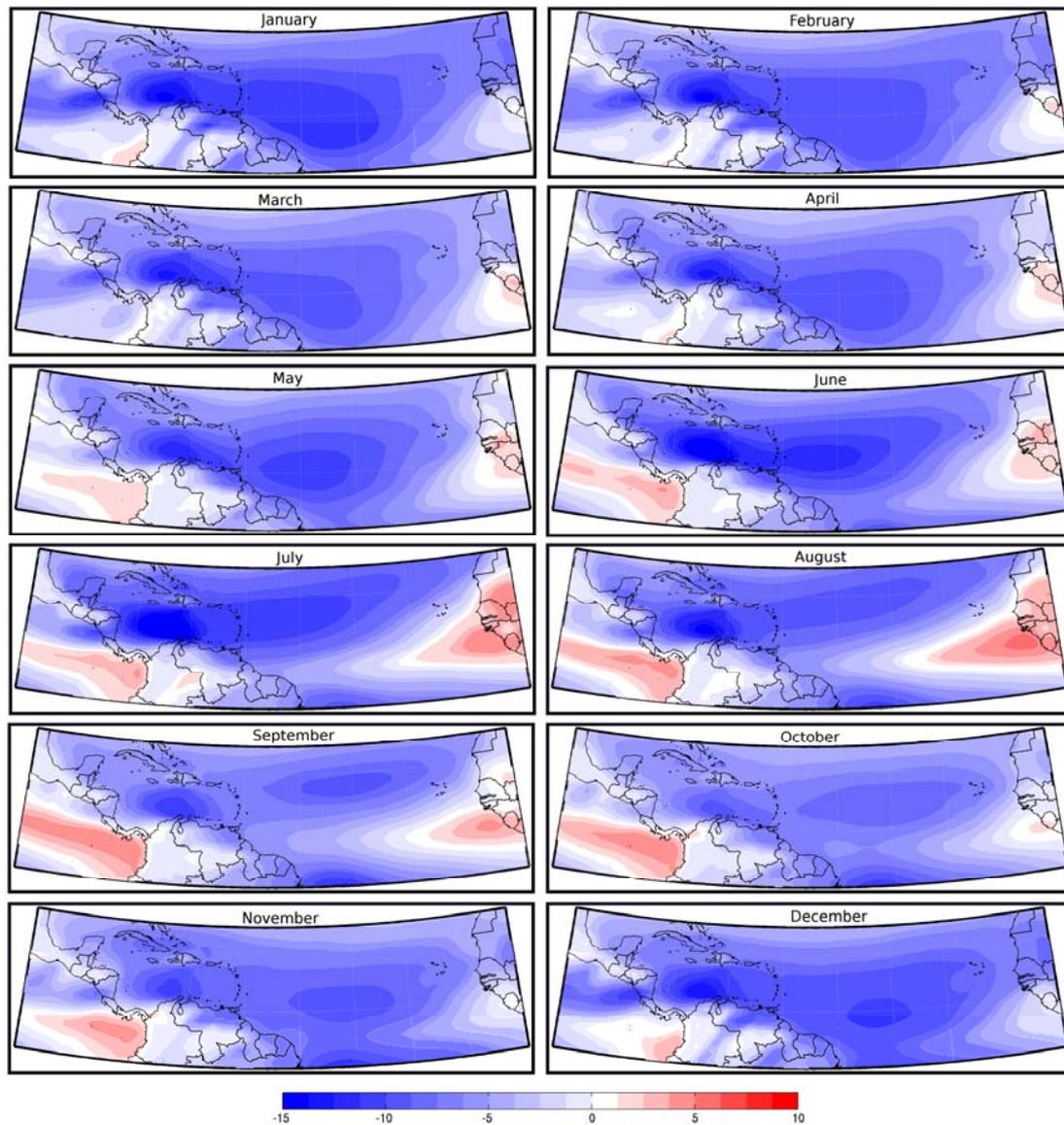


FIG 12: Contornos de los valores mensuales medios del viento zonal en m/s en el nivel de 925 hPa, usando datos de ERA-40 con 1° de resolución horizontal (descargados del servidor MARS).

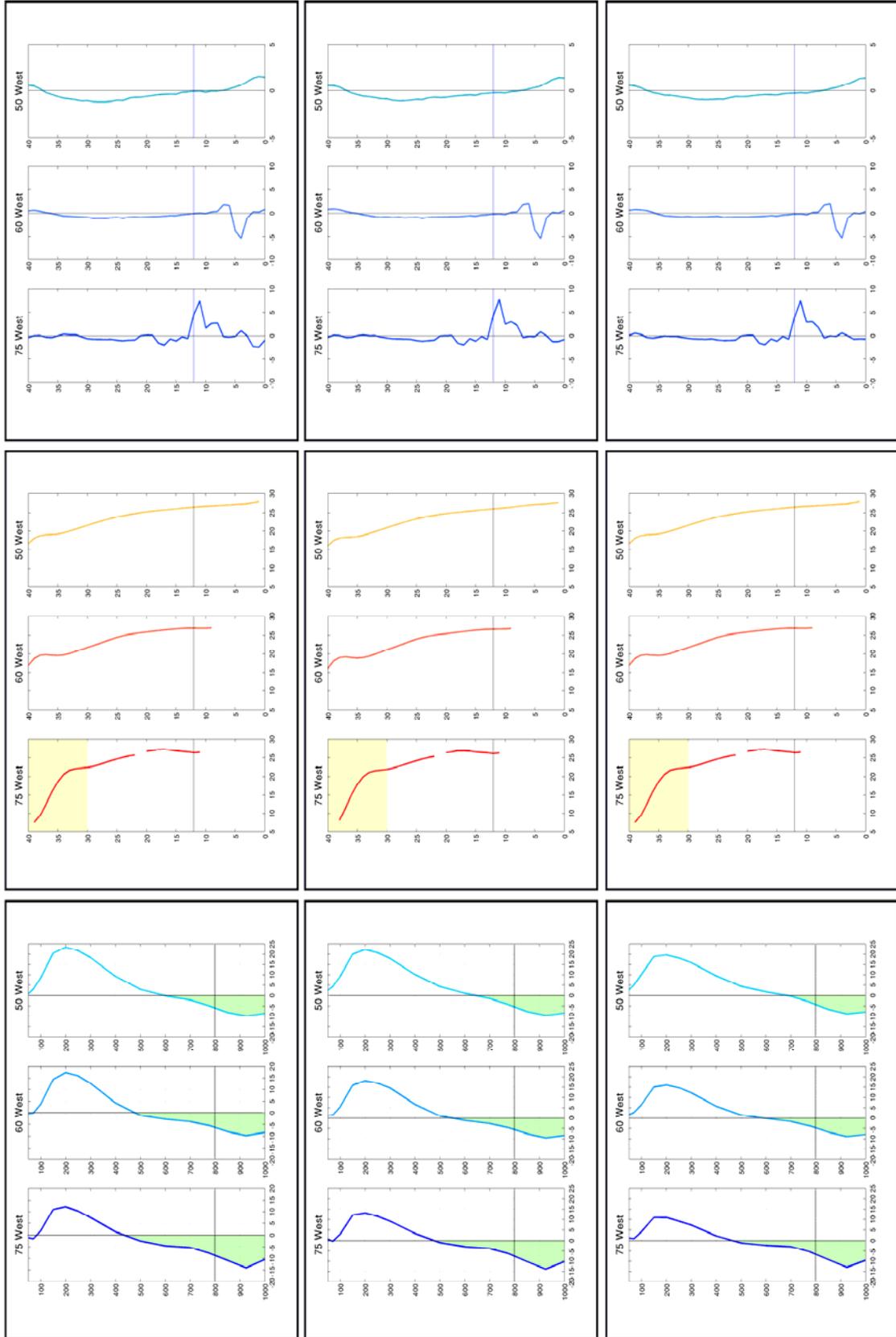


FIG 13: Panel izquierdo: perfil vertical de viento zonal en m/s, panel central: perfil meridional de SST en °C y panel derecho perfil meridional de vorticidad relativa en unidades de $10^{-5} s^{-1}$ respectivamente. Los meses representados de arriba hacia abajo son Enero, Febrero y Marzo.

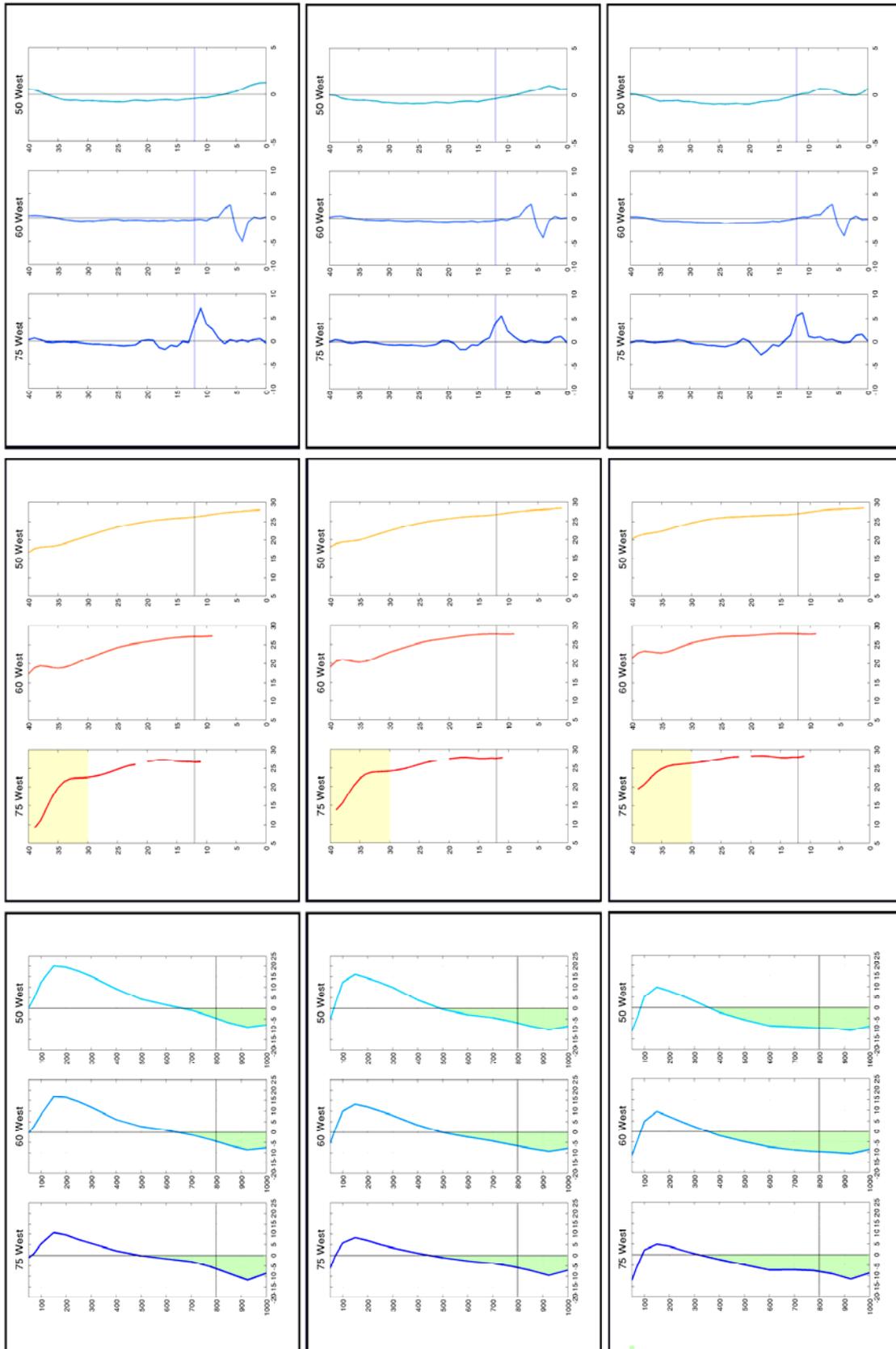


FIG 14: Panel izquierdo: perfil vertical de viento zonal en m/s, panel central: perfil meridional de SST en $^{\circ}C$ y panel derecho perfil meridional de vorticidad relativa en unidades de $10^{-5} s^{-1}$ respectivamente. Los meses representados de arriba hacia abajo son Abril, Mayo y Junio.

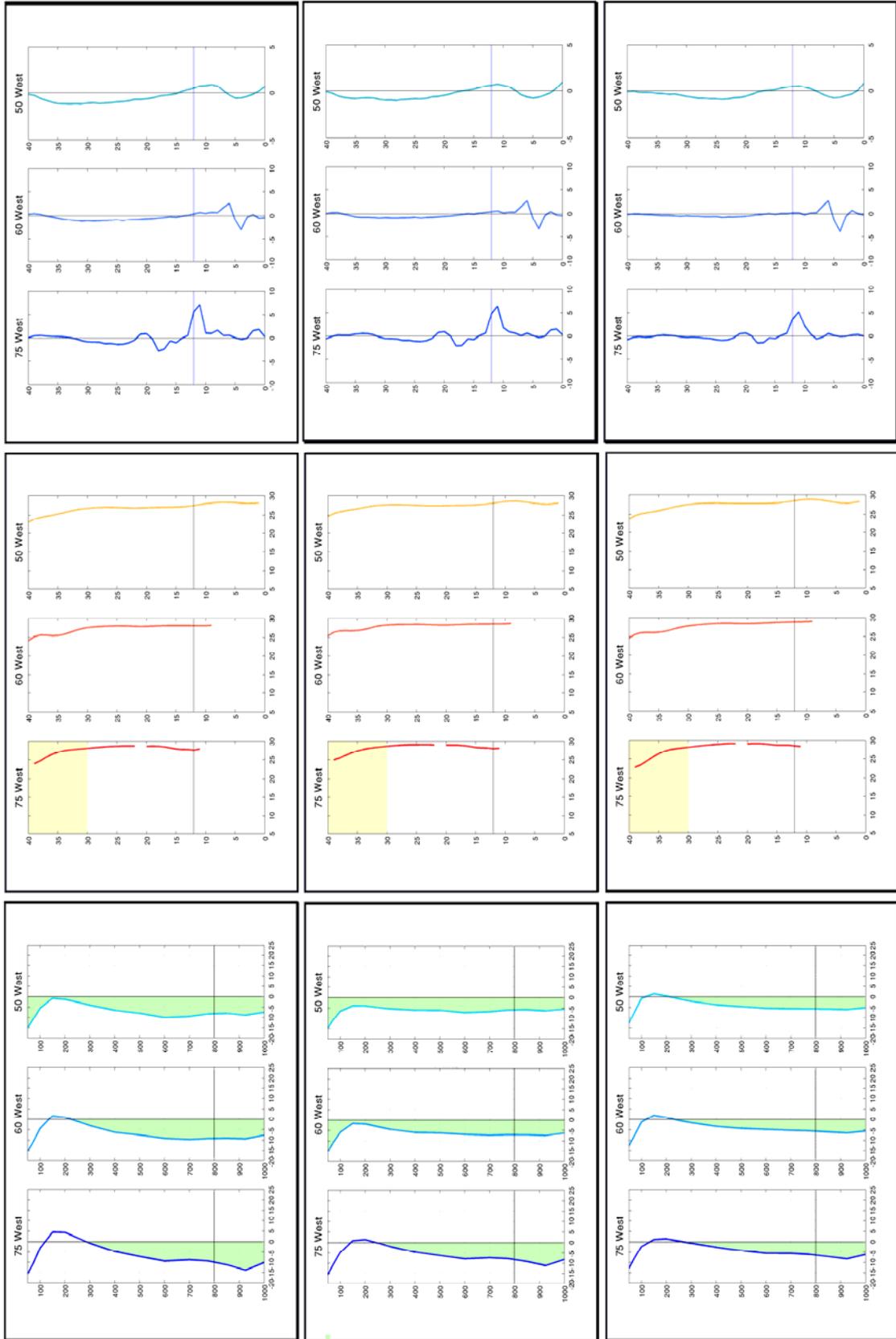


FIG 15: Panel izquierdo: perfil vertical de viento zonal en m/s, panel central: perfil meridional de SST en °C y panel derecho perfil meridional de vorticidad relativa en unidades de 10⁻⁵ s⁻¹ respectivamente. Los meses representados de arriba hacia abajo son Julio, Agosto y Septiembre.

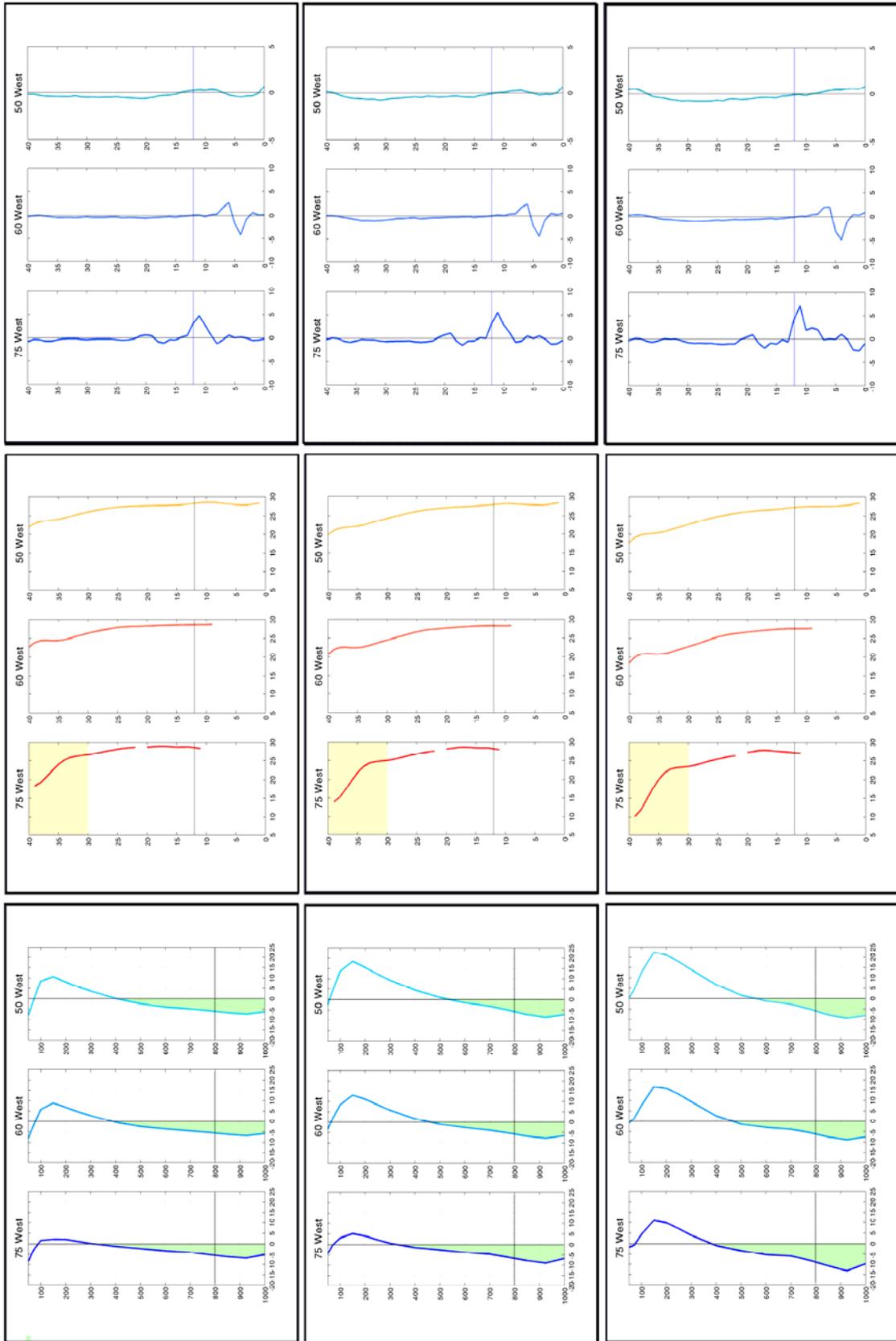


FIG 16: Panel izquierdo: perfil vertical de viento zonal en m/s, panel central: perfil meridional de SST en °C y panel derecho perfil meridional de vorticidad relativa en unidades de $10^{-5} s^{-1}$ respectivamente. Los meses representados de arriba hacia abajo son Octubre, Noviembre y Diciembre.

El patrón es semejante para cada punto de longitud comprendido entre los 80° W y 35° W, a partir del mes de octubre inicia una disminución en la magnitud del viento zonal y se desarrolla una tendencia hacia el este en los niveles superiores. La estructura de la SST también presenta patrones caracterizados por las variaciones en el sentido meridional, el perfil meridional que se puede seguir de los paneles centrales de las figuras 12 a 15. El gradiente meridional se hace más fuerte (ver las latitudes destacadas) al acercarse hacia la región del Caribe debido a la influencia de la piscina de aguas cálidas que se ubica justamente hacia ese sector.

Durante el verano, el sector Caribe alcanza sus máximas temperaturas, lo que hace que los gradientes disminuyan. Sin embargo, su presencia previa ya ha alimentado de energía el sistema a través de perturbaciones de origen térmico. Con el otoño inicia un nuevo ciclo de disminución de temperaturas y el consecuente incremento del gradiente meridional. Los perfiles muestran que en la región cercana al núcleo del CLLJ la estructura térmica meridional no presenta gradientes tan marcados como hacia el norte. Lo que permite inferir que más que un efecto directo de las variaciones de SST en las cercanías del núcleo, el CLLJ puede verse afectado de forma indirecta.

Nuevamente en las figuras de 12 a 15, pero esta vez en el panel de la derecha, los perfiles meridionales de vorticidad relativa para las mismas longitudes en cuestión muestran un comportamiento en el que las variaciones de signo en la vorticidad se dan en las cercanías del ecuador y cobran significancia conforme acercan al sector oeste. Los saltos de mayor magnitud tienen lugar en el canal comprendido entre las latitudes 9° N y 15° N, esto para las longitudes más cercanas al núcleo del CLLJ, lo que es congruente con los estudios de Amador (1998) en los que se indica el carácter

barotrópicamente inestable del jet. En síntesis, hay una correspondencia entre el comportamiento del máximo de viento zonal en dirección oeste que caracteriza al CLLJ con las variaciones estacionales de parámetros como la vorticidad relativa y el transporte de momentum.

En cuanto a si existe o no algún tipo de relación con la estructura térmica de la superficie oceánica y la capa límite, cualquier afirmación en este sentido requiere de un estudio meticuloso de una posible respuesta tipo Gill que pueda tener el flujo de viento a las variaciones térmicas en esta región u otros mecanismos de interacción indirecta que puedan ser asociadas y que además mantengan una relación semejante en el tiempo. El trayecto entre la costa de África y el mar Caribe presenta variaciones interesantes en cuanto a la estabilidad de su estructura meridional que tienen un comportamiento semejante en los niveles bajos de la troposfera. Se revisaron los correspondientes perfiles meridionales para la banda longitudinal que va desde 20° W a 85° W, los resultados se presentan en las figuras 16, 17 y 18 para los niveles 700 hPa, 850 hPa y 925 hPa respectivamente.

Se observan variaciones en el signo de la vorticidad relativa que luego del cambio alcanzan magnitudes importantes principalmente entre 60° W a 80° W, siendo el nivel de 925 hPa en el que se presentan los cambios más abruptos en la intensidad y signo de la vorticidad a modo de picos marcados. El color azul representa el mes de julio mientras que el morado febrero y el verde octubre. Las estructuras meridionales tienen un comportamiento semejante en el sector más oeste hasta alcanzar aproximadamente los 24° N y en latitudes superiores las diferencias se tienden a hacer más notorias.

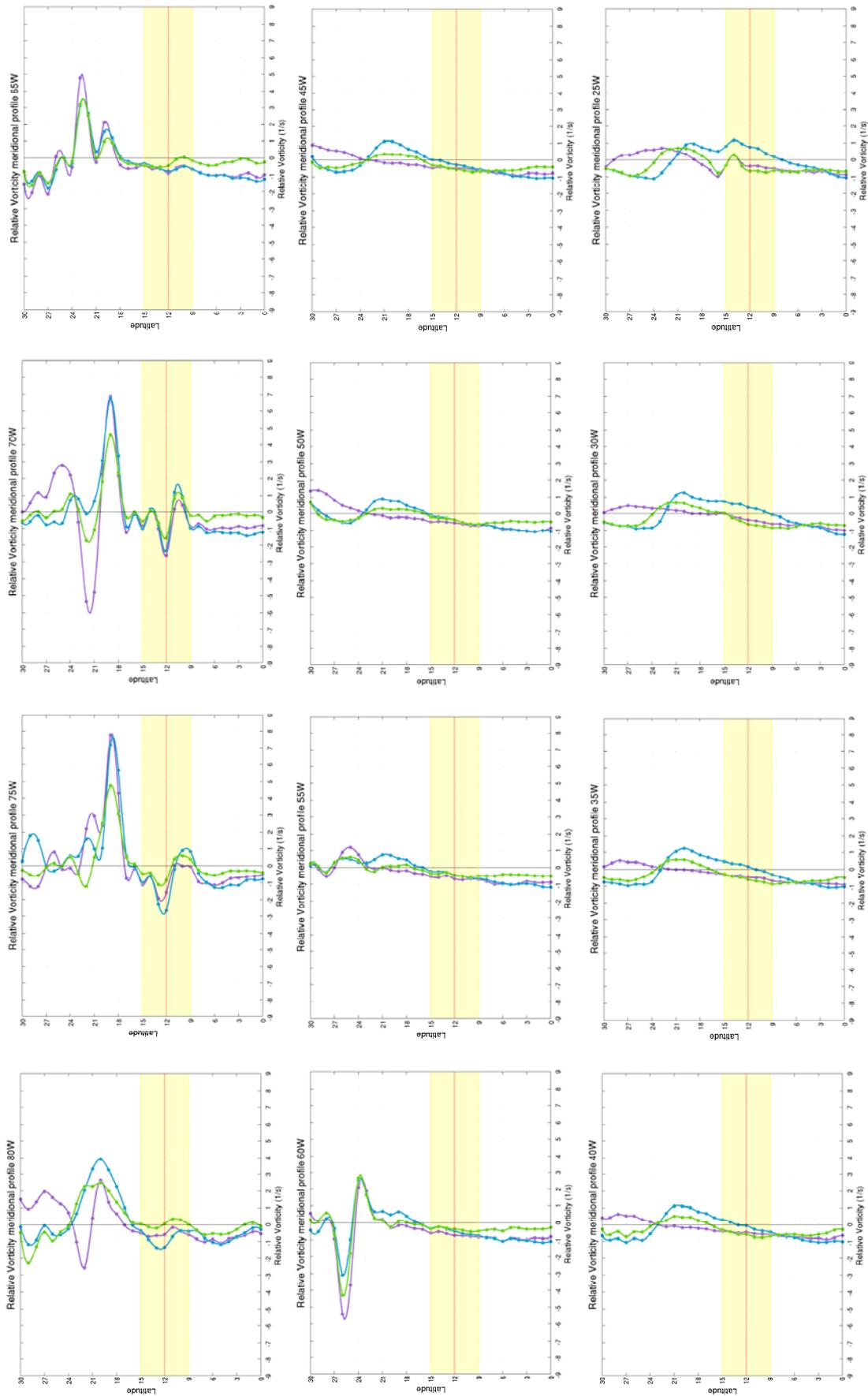


FIG 17: Perfil meridional de la vorticidad relativa en unidades de $10^{-5} s^{-1}$ para las longitudes indicadas en el nivel de 925 hPa. Las líneas celestes representan al mes de julio, las moradas febrero y las verdes octubre respectivamente.

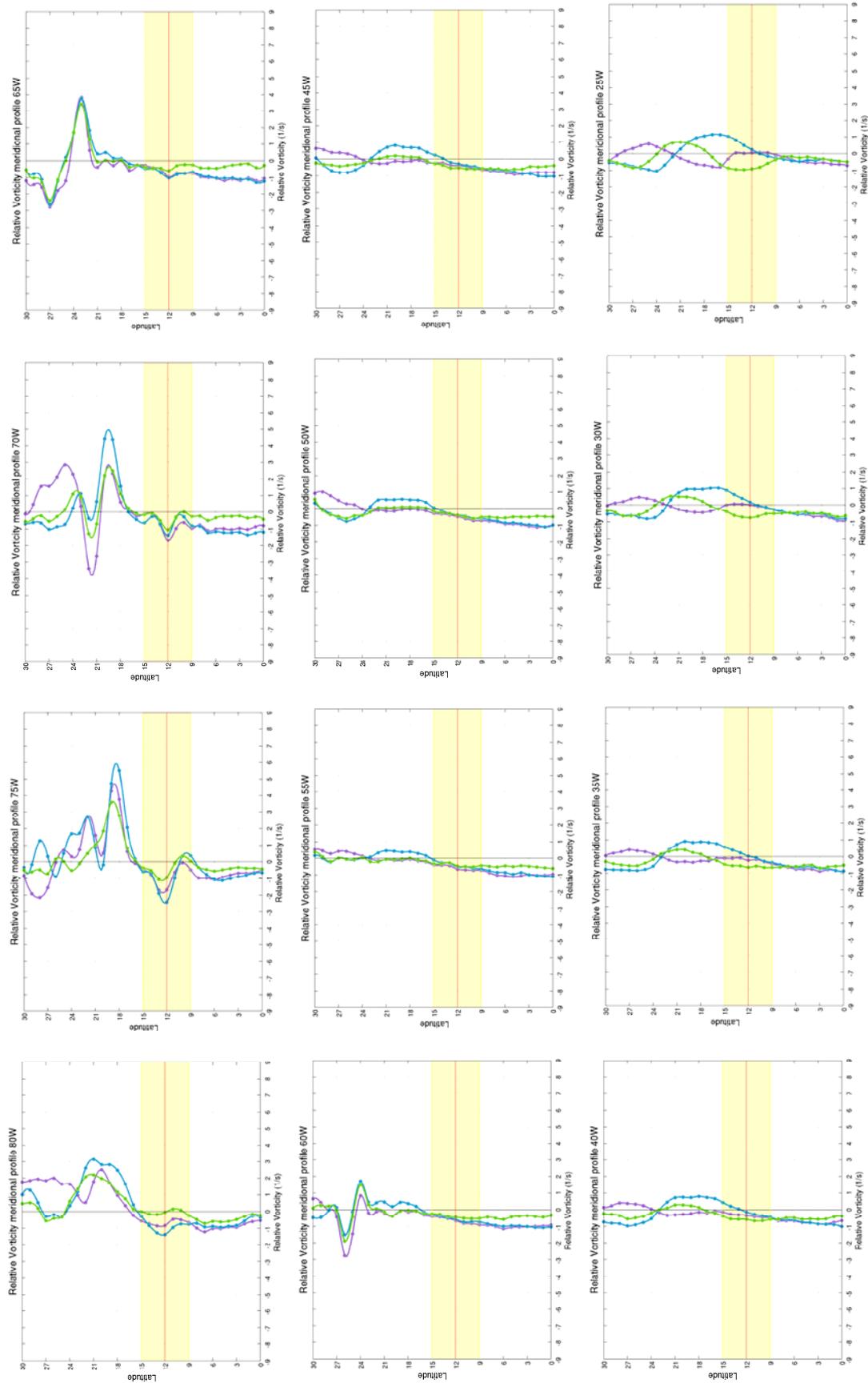


FIG 18: Perfil meridional de la vorticidad relativa en unidades de $10^{-5}s^{-1}$ para las longitudes indicadas en el nivel de 850 hPa. La líneas celestes representan al mes de julio, las moradas febrero y las verdes octubre respectivamente.

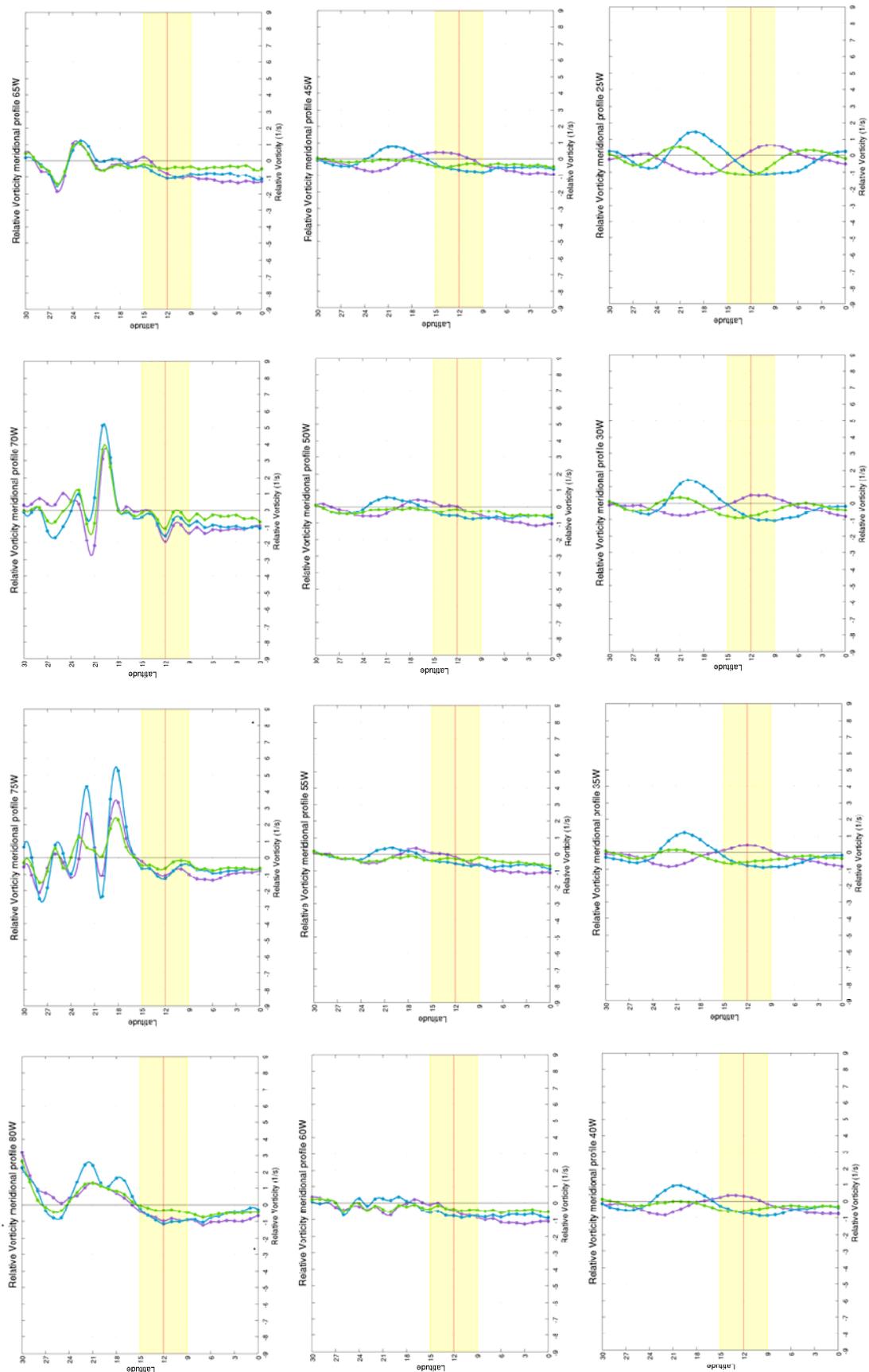


FIG 19: Perfil meridional de la vorticidad relativa en unidades de $10^{-5} s^{-1}$ para las longitudes indicadas en el nivel de 700 hPa. La líneas celestes representan al mes de julio, las moradas febrero y las verdes octubre respectivamente.

En la parte más oriental de la zona de análisis el comportamiento ya no se asemeja tanto e incluso el patrón parece tener un comportamiento opuesto. Cuando en un mes se dan incrementos en los otros las condiciones pueden ser de disminuciones o tendencias a valores negativos. Este aspecto es importante porque los cambios en el signo de la vorticidad se pueden usar como un criterio para evaluar la estabilidad. De manera tal que hay localidades en las que hay una mayor probabilidad de presencia de inestabilidades barotrópicas. Las condiciones favorables al desarrollo de inestabilidades barotrópicas en la zona cercana al Golfo de México estarían en parte asociadas a la estructura térmica de esta región en particular y su importancia radica en la posibilidad de que las inestabilidades se propaguen de forma eficiente a través de otros campos con lo que se favorecen los procesos de intercambios de energía.

Las condiciones entre la costa de África y el mar Caribe son relativamente poco inestables en este sentido (tomando en consideración el criterio de Rayleigh-Kuo) comparadas con las del Caribe, aún así no es posible determinar si realmente hay un intercambio energético por ejemplo entre las ondas del este y el CLLJ, pues los criterios no son suficientes, por lo tanto este caso particular requiere más atención, una revisión completa de los términos energéticos, parámetros de estabilidad así como una revisión de la dinámica local y los flujos de energía tomando en cuenta la escala temporal de la propagación de las perturbaciones. El uso de la vorticidad relativa para evaluar a grosso modo los perfiles meridionales que pueden estar asociados a inestabilidades significativas no ofrece un panorama completo de la situación por lo que, como se mencionó anteriormente, se hace necesario el uso de más criterios y la evaluación de otros términos. Sin embargo, esta revisión simple permite notar las diferencias en

cuanto a la estabilidad de tipo barotrópico que tiene la porción longitudinal que se revisa en este trabajo. Se conoce que la región cercana a la costa de África es más vulnerable al desarrollo de inestabilidades de tipo baroclinas mientras, como se aprecia en las figuras indicadas, que hacia el sector Caribe las inestabilidades de tipo barotrópico cobran importancia.

Se conoce además que el transporte vertical es menor comparado con el transporte horizontal (una revisión de los flujos de Eliassen-Palm, cuyos gráficos no se presentan en este trabajo, aclara algunos detalles de este punto) y se conoce que las estructuras locales favorecen un transporte en el sentido zonal de magnitudes importantes. Es válido pensar que este cambio en el tipo de inestabilidad que caracteriza cada uno de los sectores podría estar asociado a intercambios de energía. Las figuras 19 y 20 se muestran los valores mensuales medios de la energía total (10^{-9} Jm^{-2}) y la conversión de energía (10^{-3} Wm^{-2}), ambos términos verticalmente integrados para las longitudes comprendidas entre el meridiano 0° y 110° W y promediados en la banda entre 0° N y 20° N . Se desprende de los resultados que la energía total tiene un comportamiento bastante homogéneo a lo largo del año. El cambio brusco en la energía total que se observa entre 0° y 20° W es resultado del cambio de masa continental a oceánica que se da al cambiar del territorio africano al océano Atlántico.

La energía total se incrementa a partir de julio en el sector Atlántico tropical y en octubre comienza a disminuir en intensidad nuevamente, este ciclo de incrementos que alcanzan un máximo en julio y luego inician un decrecimiento a partir de octubre aproximadamente es una característica de varios de los campos de los que se ha hecho revisión en este trabajo. La zona ubicada entre 60° W y 85° W muestra las mayores fluctuaciones en los valores de la energía total, ya que

en este trayecto las variaciones tienen un comportamiento oscilatorio en los que se nota una disminución en la energía total a lo largo del año en la longitud de 75° W (longitud asociada al núcleo del CLLJ). Análogo a la presencia del continente africano, los valores de la energía total hacia el oeste se ven modificados por la presencia de las islas del Caribe y la presencia de América Central, con lo que de nuevo se nota un salto en los valores resultado de la presencia de porciones de tierra. Variaciones importantes en el término de conversión de energía presentan un patrón semejante a la energía total en el que de nuevo la franja 60° y 85° W muestra cambios más notorios, en las figuras se destacan con amarillo las regiones en las que se dan estas variaciones y en un tono más oscuro la región que puede indicarse como parte del núcleo del CLLJ.

En cuanto a las variaciones del término de conversión de energía en la franja en que los valores oscilan entre $-1 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$ y $1 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$ para los primeros meses del año, la brecha que se observa entre los cambios se va separando cada vez más hasta que alcanza valores cercanos a los $-4 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$ a partir del mes de mayo hasta llegar al mes de julio en el que el pico roza los $-6 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$, los valores empiezan a aumentar de forma lenta hasta que a partir del mes de octubre comienzan a recuperar su posición de valores cercanos a los $-4 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$ y en este momento el aumento ya no es tan lento ya que dos meses más tarde se ha regresado al rango de valores que oscila entre $-1 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$ y $1 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$. A partir de mayo y hasta que se inicia la recuperación en octubre, el término de conversión tiene una tendencia marcada a valores negativos, lo que podría eventualmente indicar una zona de convergencia de energía cinética.

El Atlántico tropical se caracteriza por la presencia de una importante divergencia del flujo de energía cinética entre los meses de noviembre y marzo. Como se

observa de la figura 21, durante el resto del año los valores de la divergencia del flujo de energía cinética son relativamente pequeños. Se observa una región en el Caribe en la que la presencia de convergencia de flujo de energía cinética adquiere una cierta significancia entre los meses de julio y agosto, correspondiendo con la región para la cual se observan los valores negativos de la conversión de energía. Lo anterior indica que mientras importantes cantidades de energía son liberadas en algunos sectores del Atlántico tropical durante finales del otoño e invierno, durante parte del verano hay una parte ubicada en el Caribe que parece ser un sumidero de energía.

Durante enero y febrero esa zona presenta una pequeña convergencia de flujo de energía cinética, sin embargo la estructura horizontal, aunque parecida está más confinada frente a la costa Caribe de Costa Rica, mientras que durante el verano se extiende a lo largo de la costa Caribe de Nicaragua. Reproduciendo en cierta forma el comportamiento del flujo de viento del CLLJ; de fuerte carácter zonal durante febrero y con el desarrollo de una componente con dirección norte durante julio. Aún cuando no es preciso determinar con los resultados presentados la relación que existe entre las variaciones locales de la energía y el desarrollo del CLLJ, es posible indicar que el CLLJ en la región en la que se desarrolla consume una cantidad determinada de energía, la cual es necesaria para que logre alcanzar las magnitudes máximas en los meses de julio y febrero por lo que se puede indicar que hay una cantidad mínima de energía que la estructura requiere para desarrollarse eventualmente. Las cantidades de energía que parecen “liberarse” en el Atlántico tropical contrastan de forma radical entre los meses de invierno y los de verano. ¿Cuál es realmente el vínculo energético entre el Atlántico tropical y la evolución del CLLJ ?

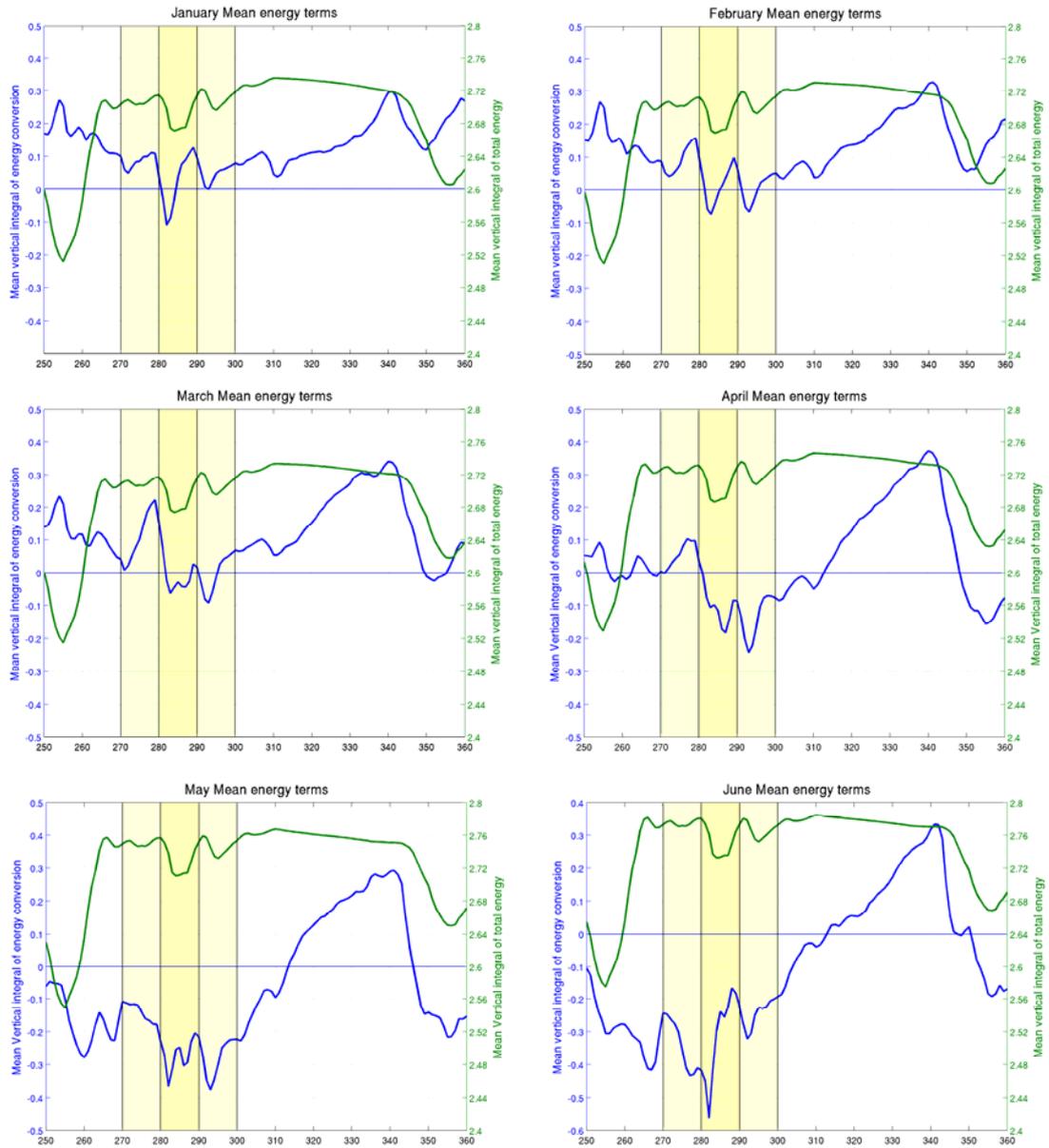


FIG 20: Valores medios mensuales promediados en el canal 10° N-20° N de energía total (en unidades de 10^9Jm^{-2}) y conversión de energía (en unidades de 10^{-3}Wm^{-2}), ambos términos integrados en la vertical para los meses indicados de enero a junio.

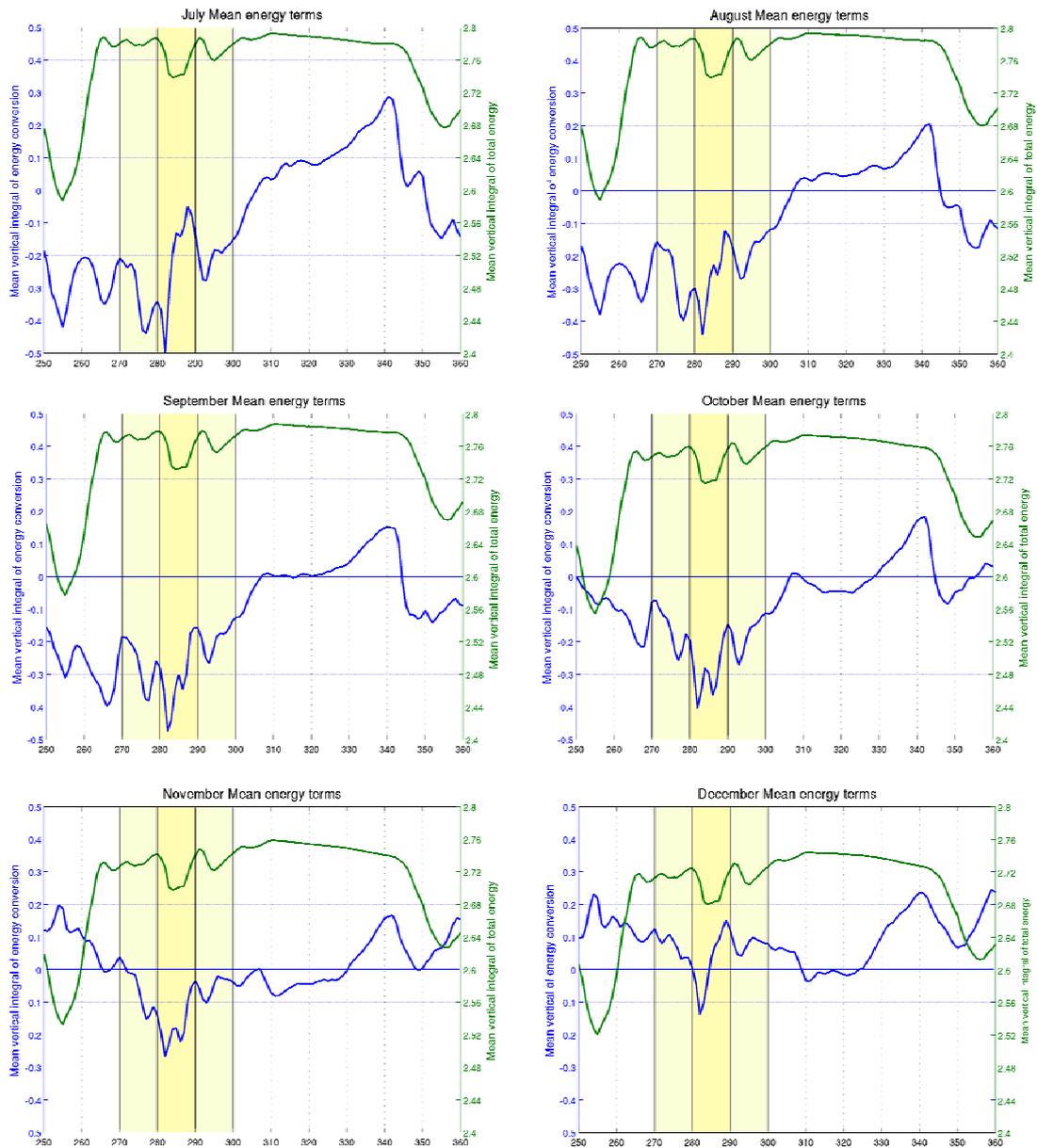


FIG 21: Valores medios mensuales promediados en el canal 10° N-20° N de energía total (en unidades de $10^{-9}Jm^{-2}$) y conversión de energía (en unidades de $10^{-3}Wm^{-2}$), ambos términos integrados en la vertical para los meses indicados de julio a agosto.

5. Conclusiones

La revisión de la estructura característica de algunos de los perfiles medios del CLLJ utilizando el conjunto de datos de ERA-40 permite determinar la congruencia de los resultados que indican las características del viento del CLLJ utilizando otros conjuntos de datos

como NCEP y radiosondeos. La posición del núcleo en el que el viento alcanza las magnitudes más importantes así como su comportamiento en el tiempo, periodos de máximas y mínimas intensidades y estructura horizontal no discrepan en promedio de los resultados que ya han sido publicados en varias ocasiones con respecto al CLLJ.

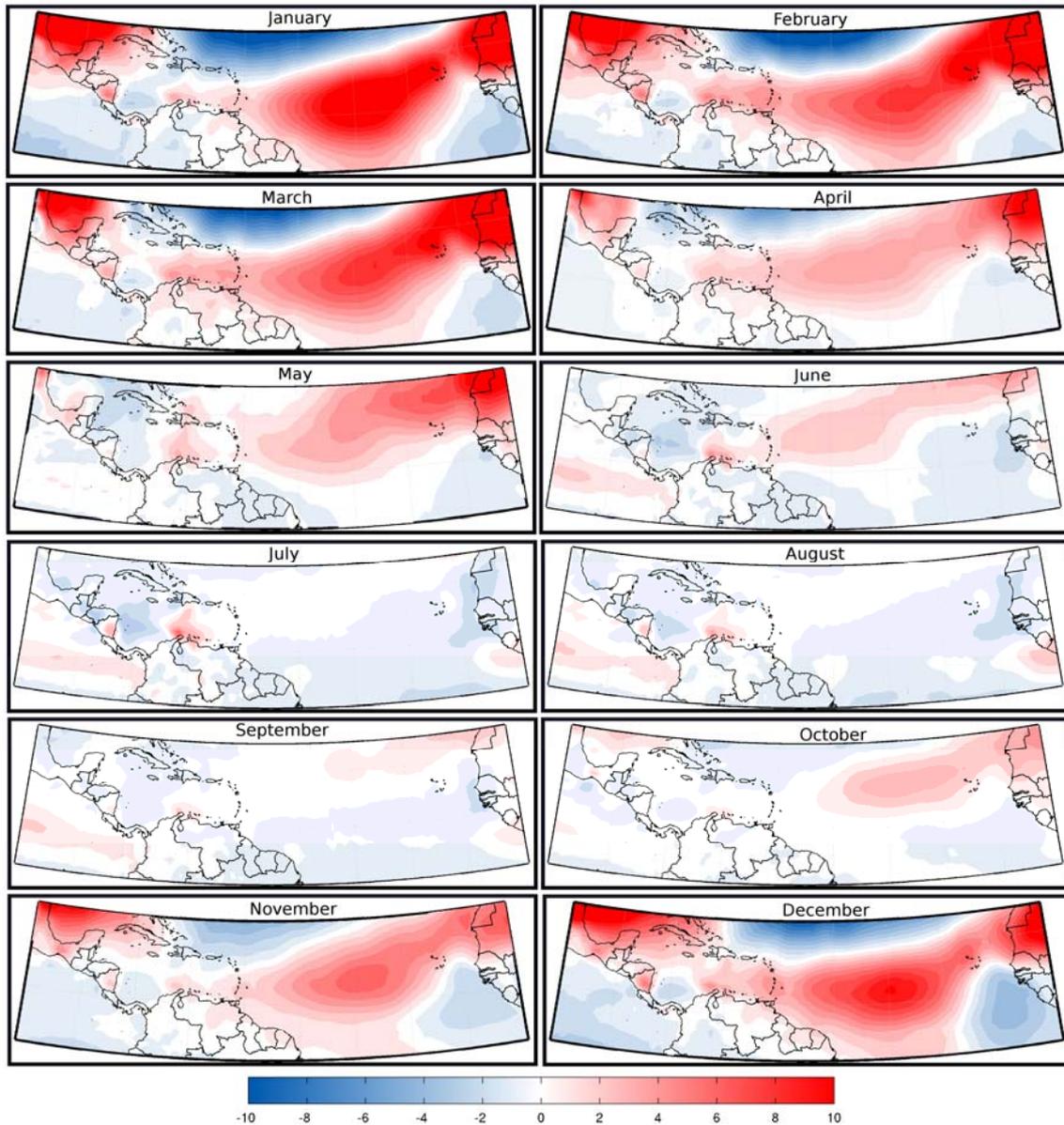


FIG 22: Valores mensuales medios de la divergencia del flujo de energía cinética integrada en la vertical en unidades de Wm^{-2} para los meses indicados.

Los perfiles verticales del viento zonal indican la presencia de máximos de viento zonal con dirección oeste en la parte baja de la troposfera, se rescatan las variaciones de los promedios mensuales durante el periodo de verano, ya que durante los meses correspondientes a este periodo el viento zonal mantiene una tendencia negativa incluso en los niveles altos.

Un comportamiento opuesto a lo que presenta la estructura vertical del viento

zonal durante el periodo en que el máximo secundario se desarrolla, ya que en este caso el viento en niveles superiores a los 500 hPa se dirige hacia el este y además esta componente tiene magnitudes mayores. En los casos en los que hay viento zonal con dirección oeste sobre los 500 hPa la magnitud no alcanza los 10 m/s sin embargo en los casos en los que la dirección es este se superan los 20 m/s.

La presencia de inestabilidades de tipo barotrópico se da en el trayecto que va desde la costa de África hasta la región del mar Caribe como ya han demostrado varios autores, sin embargo las variaciones más significativas se presentan en las cercanías del mar Caribe más que en los bordes de la costa africana. En longitudes cercanas a los 75° W los cambios de signo en la vorticidad potencial son mayores y tienen una mayor frecuencia en el sentido meridional en comparación con los demás puntos analizados. Hay variaciones importantes en cuanto a la intensidad de la vorticidad relativa a lo largo de los perfiles meridionales estudiados, los 12° N es una latitud que se caracteriza en algunos meses por cambios de signo en el valor medio de la vorticidad y sobre los 20° N estos cambios de signo tienen una frecuencia importante.

Existe una relación notoria en el comportamiento estacional de algunos de los parámetros analizados, algunos de los patrones que describen guardan cierta correspondencia con estructuras ya conocidas que actúan en la región. Por ejemplo, los incrementos en los cambios de signo en la vorticidad relativa en el punto (75° W, 12° N) son mayores durante el periodo de máxima intensidad del CLLJ.

La estructura térmica horizontal de las aguas en la región del mar Caribe varía considerablemente en el año y los gradientes que están presentes durante los meses de invierno son mayores que durante los meses de verano (meses en los que además las aguas del Caribe presentan temperaturas más altas). Esta diferencia permite justificar que el gradiente meridional de SST no puede ser el único mecanismo responsable del desarrollo del CLLJ, ya que los meses previos al desarrollo del máximo principal (julio) este gradiente meridional es diferenciadamente menor que durante los meses previos al mes de

febrero, en el que el CLLJ alcanza su máximo secundario.

La franja entre 60° W y 85° W presenta las variaciones más distintivas de conversión de energía en el trayecto que va desde 20° W hasta 100° W (omitiendo los saltos en el valor de la conversión de energía debido al paso de masa continental a oceánica y viceversa).

Los meses de verano tienen una tendencia a altos valores negativos de conversión de energía en esta región, y los picos de intensidad se alcanzan en las longitudes inmediatas a los 75° W. Esta región se observa entonces como una especie de sumidero de energía cinética que incrementa su actividad de absorción de energía durante algunos meses particulares, tal como se comprueba de la revisión de la divergencia de flujo de energía cinética, ya que esta zona resulta ser una zona de convergencia de flujo de energía cinética.

La revisión de los campos que caracterizan al CLLJ y algunos términos de energía permiten dar inicio a una serie de discusiones así como la consideración de algunos criterios que pueden ser utilizados para intentar plantear alguna hipótesis que permita explicar en qué forma funciona el ciclo de energía del CLLJ, de dónde obtiene la energía que necesita para desarrollarse y de qué forma la disipa, qué pasa con esa energía en los periodos en los que la actividad del jet es mínima.

Agradecimientos

Los datos utilizados fueron obtenidos a través del servidor MARS del ECMWF. Se agradecen los comentarios y sugerencias del profesor Dr. José Castanheira, así como el financiamiento de la Fundación Carolina, la Universidad de Costa Rica y la Universidad de Vigo.

Referencias

- Alexander, M.A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J.R., Lau, N-C, y J.D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Clim.*, 15, 2205-2251.
- Alfaro, E., y L. Cid, 1999: Análisis de las anomalías en el inicio y el término de la estación lluviosa en Centroamérica y su relación con los océanos Pacífico y Atlántico Tropical. *Atmósfera*, 12(4), 205-222.
- Allan, R., Lindesay, J. y D. Parker, 1996: El Niño Southern Oscillation and Climate Variability. CSIRO: Australia.
- Amador, J. A., 1998: A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteorol. Oceanogr.*, 5(2), 91-102.
- Amador, J. A., E. J. Alfaro, O. G. Lizano, y V. O. Magana, 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog.Oceanogr.*, 69, 101-142.
- Amador, J. A., 2008: The Intra-Americas Sea Low-Level Jet. *Ann. N. Y.Acad. Sci.*, 1146, 153-188.
- Ballesterio, D y J.E. Coen, 2004: Generation and propagation of anticyclonic rings in the Gulf of Papagayo. *International Journal of Remote Sensing* 25, 2217-2224.
- Berbery, E. H., y E. A. Collini, 2000: Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South America. *Mon.Wea. Rev.*, 128, 1328-1346.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus* 18: 820-829.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- Bjerknes, J., 1972: Large-scale atmospheric response to the 1964-1965 Pacific equatorial warming. *Journal of Physical Oceanography*, 2, 212-217.
- Bell, G.D, y M. Chelliah, 2006: Leading tropical modes associated with interannual and multidecadal fluctuations in north Atlantic hurricane activity. *J. Clim.*, 19, 590-612.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of north Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90.
- Burpee, R. W., 1974: Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1556-1570.
- Burpee, R. W. y G. Dugdale, 1975: A summary of weather systems affecting western Africa and the eastern Atlantic during GATE. GATE Rep. No. 16, 2-1 to 2-42.
- Camargo, S. J., K. A. Emanuel, y A. H. Sobel, 2007: Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *J. Climate*, 20, 4819-4834
- Camargo, S. J., A. H. Sobel, A. G. Barnston, y P. J. Klotzbach, 2009: The influence of natural climate variability on tropical cyclones and seasonal forecasts of tropical cyclone activity. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*, 2 ed, World Scientific, in press.
- Cane, M.A., y S.E. Zebiak, 1985: A theory for El Niño and Southern Oscillation. *Science*, 228, 1085-1087.
- Chen, Tsing-Chang, 2006: Characteristics of African Easterly Waves Depicted by ECMWF Reanalyses for 1991-2000. *Monthly Weather Review*, 134(12), 3539-3566.

- Chen, A. A., y M. A. Taylor, 2002: Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño+1 year. *Int. J. Climatol.*, 22, 87-106.
- Dai, A. G., y T. M. L. Wigley, 2000: Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1283-1286.
- Diaz, H. F., M. P. Hoerling, y J. K. Eischeid, 2001: ENSO variability, teleconnections and climate change. *Int. J. Climatol.*, 21, 1845-1862.
- Diedhiou, A, S. Janicot, A. Viltard, P. de Félice, y H. Laurent, 1999: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.*, 15, 795-822.
- Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. A. Amador, y R. Nieto, 2010: Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *J. Geophys. Res.*, 115, D05103.
- Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436, 686-688.
- Emery, W.J., y K. Hamilton, 1985: Atmospheric forcing of interannual variability in the Northeast Pacific Ocean: connections with El Niño. *J. Geophys. Res.*, 90(C1), 857-868
- Fiedler, P.C, 2002: The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep-Sea Research I* 49, 321-338.
- Fogt, R.L., y D.H. Bromwich, 2006: Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, 19, 979-997.
- Garfinkel, C. I., y D.L. Hartmann, 2008: Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. *J. Geophys. Res.*, 113, D18114.
- Giannini, A., Y. Kushnir, y M.A. Cane, 2000: Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13, 297-311.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere–Ocean Dynamics*. Academic Press, 662 pp.
- Greischar, L., y S. Hastenrath, 2000: The rainy seasons of the 1990's in the Northeast Brazil: real-time forecasts and verification. *Journal of Climate*, 13, 3821-3826.
- Goldenberg, S.B., y L.J. Shapiro, 1996: Physical mechanism for the association of El Niño and West African rainfall with major hurricane activity. *Journal of Climate*, 9, 1169-1187.
- Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nuñez, y W. M. Gray, 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, 293, 474-479.
- Gray, W. M., 1979: *Hurricanes: Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation*. Meteorology over the Tropical Oceans, D. B. Shaw, Ed., Royal Meteorological Society, 155-218.
- Hastenrath, S., 1984: Predictability of north-east Brazil droughts. *Nature*, 307, 531-533.
- Hastenrath, S., L. Sun, y A. D. Moura, 2009: Climate prediction for Brazil's Nordeste by empirical and numerical modeling methods. *Int. J. Climatol.*, 29(6), 921-926.
- Helfand, H. M., y S. D. Schubert, 1995: Climatology of the simulated Great Plains low-level jet and its contribution to the continental moisture budget of the United States. *J. Climate*, 8, 784-806.
- Higgins, R. W., J. A. Amador, A. Barros, E. H. Berbery, E. Caetano, R. Cifelli, R. Carbone, M. Cortez-Vazquez, A. Douglas, M. Douglas,

- G. Emmanuel, D. Gochis, D. Gutzler, R. Johnson, C. King, D. Lettenmaier, T. Lang, R. Lobato, R. Maddox, V. Magaña, J. Meitin, K. Mo, E. Pytlak, C. Rppelowski, S. Rutledge, J. Schemm, S. Schubert, F. Torres, A. White, C. Williams, A. Wood, R. Zamora y C. Zhang, 2006: The NAME 2004 field campaign and modeling strategy. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 79-94.
- Hofmann, E.E., A.J. Busalacchi y J.J. O'Brien, 1981: Wind generation of the Costa Rica Dome. *Science*, 214, 552-554.
- Holton, J. R., 2004: An introduction to dynamic meteorology. Elsevier Academic Press, USA.
- Hopsch, S. B., C. Thorncroft, K. Hodges y A. Aiyyer, 2005: West African Storm tracks and their relationship to Atlantic tropical cyclones, submitted to *J. Climate*.
- Hopsch, S. B., C. D. Thorncroft, y K. R. Tyle, 2010: Analysis of African Easterly Wave Structures and Their Role in Influencing Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 138(4), 1399-1419.
- Hsieh, J.S., y K. H. Cook, 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.
- Inoue, M., I. C. Handoh, y G. R. Bigg, 2002: Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean: Characteristics and environmental factors. *J. Climate*, 15, 2897-2905.
- Jones, S. C., P.A. Harr, J. Abraham, L. F. Bosart, P. J. Bowyer, J. L. Evans, D. E. Hanley, B. N. Hanstrum, R. E. Hart, F. Lalaurette, M. R. Sinclair, R. K. Smith, y C. Thorncroft, 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding and future directions. *Weather and Forecasting*.
- Karnauskas, A., y J. Busalacchi, 2009: The Role of SST in the East Pacific Warm Pool in the Interannual Variability of Central American Rainfall. *Journal of Climate*, 22(10), 2605-2635.
- Koumoutsaris, S., I. Bey, S. Generoso, y V. Thouret, 2008: Influence of El Niño–Southern Oscillation on the interannual variability of tropospheric ozone in the northern midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, 113, D19301.
- Kumar, K., B. Rajagopalan, M. Hoerling, G. Bates, y M. Cane, 2006: Unraveling the mystery of Indian monsoon failure during El Niño. *Science*, 314, 115.
- Landsea, C., y coautores, 2004: The Atlantic Hurricane Database Re-Analysis Project: Documentation for the 1851-1910 alterations and additions to the HURDAT database. *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future*. R. J. Murname y K.-B. Liu, Eds., Columbia University Press, 177-221.
- Larson, K., D. L. Hartmann, y S. A. Klein, 1999: On the role of clouds, water vapor, circulation and boundary layer structure on the sensitivity of the tropical climate. *J. Climate*, 12, 2559-2574.
- Leduc G., L. Vidal, K. Tachikawa, F. Rostek, C. Sonzogni, L. Beaufort, y E. Bard, 2007: Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature*, 445, 908-911.
- Liu, J., X. Yuan, D. Rind y D.G. Martinson, 2002: Mechanism study of the ENSO and southern high latitudes climate teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 29 (14), 10.1029/202GL015143.
- Machado, L.A.T., J.P. Duvel, y M. Desbois, 1993: Diurnal variations and modulation by easterly waves of

- the size distribution of convective cloud clusters over West Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Weather Rev.*, 121, 37-49.
- Magaña, V. O., J. A. Amador, y S. Medina, 1999: The mid-summer drought over Mexico and Central America. *J. Clim.*, 12, 1577-1588.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, M. Xu, y A. J. Negri, 2003: Diurnal patterns of rainfall in northwestern South American. Part I: Observations and context. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 799-812.
- Mathon, V., A. Diedhiou, y H. Laurent, 2002: Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1216.
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, y M. H. Glantz, 2006: ENSO as an integrating concept in earth science. *Science*, 314, 1740-1745.
- Mestas-Núñez, A. M., D. B. Enfield y C. Zhang, 2007: Water vapor fluxes over Intra-Americas sea: seasonal and interannual variability and associations with rainfall. *J. Clim.*, 20, 1910-1922.
- Moron, V., y G. Plaut, 2003: The impact of El Niño-southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *Int. J. Climatol.*, 25, 363-379.
- Moura, A. D., y L. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675.
- Muñoz, E., A. J. Busalacchi, S. Nigam y A. Ruiz-Barradas, 2008: Winter and Summer Structure of the Caribbean Low-Level Jet. *J. Climate*, 21, 1260-1276.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics*. 2 ed. Springer-Verlag, 710 pp.
- Rasmusson, E.M. y J.M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, 222, 1195-1202
- Reed, R. J., D. C. Norquist y E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317-333.
- Saravanan R, y P. Chang, 1999: Interactions between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 2177-2194.
- Seo, H., M. Jochum, R. Murtugudde, A. J. Miller, y J. O. Roads, 2008: Precipitation from African Easterly Waves in a Coupled Model of the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 21(6), 1417-1431.
- Shaman, J., S. K. Esbensen, y E. D. Maloney, 2009: The Dynamics of the ENSO-Atlantic Hurricane Teleconnection: ENSO-Related Changes to the North African-Asian Jet Affect Atlantic Basin Tropical Cyclogenesis. *J. Climate*, 22, 2458-2482.
- Shapiro, L. J., y S. B. Goldenberg, 1998: Atlantic sea surface temperatures and tropical cyclone formation. *Journal of Climate*, 11, 578-590.
- Stammerjohn, S. E., D. G. Martinson, R. C. Smith, X. Yuan, y D. Rind, 2008: Trends in Antarctic sea ice retreat and advance and their relation to El Niño-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *Journal of Geophysical Research*, 113, C03S90.
- Strangeways, I., 2007: *Precipitation: Theory, Measurement and Distribution*. Cambridge University Press, 300 pp.
- Thorncroft, C. D., y M. Blackburn, 1999: Maintenance of the African

- easterly jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 763-786.
- Thorncroft, C. D. y K. Hodges, 2001: African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, 14, 1166-1179.
- Thorncroft, C. D. y D. P. Rowell, 1998: Interannual variability of African wave activity in a general circulation model. *Int. J. Climatol.*, 18, 1305-1325.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771-2777.
- Trenberth, K. E., y D. J. Shea, 1987: On the evolution of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 3078-3096.
- Vázquez, M., M. Baca, M. Gutiérrez, C. Centella, J. Espinosa, D. Martínez, B. Olmedo, C. E. Ojeda Espinoza, R. Núñez, M. Haylock, H. Benavides, y R. Mayorga, 2005: Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961-2003. *J. Geophys. Res.*, 110, D25107.
- Vera, C., Coautores, 2006: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, 19, 4977-5000.
- Vizy, E. K., y K. H. Cook, 2009: Tropical Storm Development from African Easterly Waves in the Eastern Atlantic: A Comparison of Two Successive Waves Using a Regional Model as Part of NASA AMMA 2006. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(11), 3313-3334.
- Walker, G. T., y E. W. Bliss, 1930: World weather IV: Some applications to seasonal foreshadowing. *Mem. R. Meteorol. Soc.*, 3, 82-95.
- Wang, C., 2007: Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Clim. Dyn.*, 29, 411-422.
- Wang, C., y D. B. Enfield, 2001: The tropical Western Hemisphere Warm Pool. *Geophys. Res. Lett.*, 28(8), 1635-1638.
- Wang, C., y S.-K. Lee, 2007: Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02703.
- Wang, C., D. B. Enfield, S. Lee, y C. W. Landsea, 2006: Influences of the Atlantic Warm Pool on Western Hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. *J. Clim.*, 19(12), 3011-3028.
- Wang, C., S.-K. Lee, y D. B. Enfield, 2007: Impact of the Atlantic Warm Pool on the summer climate of the Western Hemisphere. *J. Clim.*, 20, 5021-5040.
- Warner, T. T., B. E. Mapes, y M. Xu, 2003: Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part II: Model simulations. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 813-829.
- Whyte, F. S., M. A. Taylor, T. S. Stephenson, y J. D. Campbell, 2008: Features of the Caribbean low level jet. *Int. J. Climatol.*, 28(1), 119-128.
- Wolter, K., y M. S. Timlin, 1998: Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank?. *Weather*, 53, 315-324.
- Wyrтки, K., 1964: Upwelling in the Costa Rica Dome. *Fishery Bulletin*, 63, 355-372.