



PERÚ

Ministerio
del Ambiente

Servicio Nacional de
Meteorología e Hidrología
del Perú - SENAMHI

Dirección General
de Meteorología



MECANISMOS FÍSICOS DE FORMACIÓN DE CONVECCIÓN EN LA COSTA OESTE DE SUDAMÉRICA ECUATORIAL EN PERIODO NIÑO

*DIRECCIÓN DE METEOROLOGÍA Y EVALUACIÓN
AMBIENTAL ATMOSFÉRICA*

CRISTIAN J. FEBRE PEREZ

SUBDIRECCIÓN DE PREDICCIÓN CLIMÁTICA

SENAMHI

DICIEMBRE

2016

Año XVI

INDICE

I. Introducción.....	2
II. Datos y Metodología.....	4
III. Climatología y análisis de precipitaciones extremas.....	6
IV. Vórtices ciclónicos en bajos niveles.....	11
V. Patrones de circulación asociados a eventos extremos de precipitación.....	13
VI. Caso de estudio de precipitación extrema sobre la costa oeste de Sudamérica (Tumbes, 1998).....	14
VII. Modelo conceptual de precipitación extrema sobre la costa oeste ecuatorial Perú – Ecuador.....	16
VIII. Conclusiones.....	18
IX. Bibliografía.....	19

I. Introducción.

La ocurrencia de precipitaciones extremas en la costa oeste de Sudamérica está asociado a la presencia de anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (TSM), por la presencia de El Niño (Cornejo, Takahashi, otros más), los eventos El Niño más estudiados de los últimos n-años son 1982-1983 y 1997 y 1998 (referencias de varios), escasos son los estudios que señalan el comportamiento atmosférico como mecanismo para la generación de sistemas convectivos (Horel y Cornejo-Garrido, 1986), Douglas, M. et al (2008) sugiere además de la presencia de vientos del oeste, la presencia de vientos del norte en niveles bajos de la atmósfera (0-1 Km) durante los días con precipitaciones.

El Jet de bajos niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) es un máximo de vientos zonales del este en baja troposfera (especialmente en 925, 850 y 700 mb) localizado en el Atlántico Tropical en la región comprendida entre 12.5 °N-17.5°N y 80°W-70°W (Wang, C. 2007). EL CLLJ está presente durante todo el año alcanzando dos picos a lo largo del año, en julio, relacionado al ciclo estacional del Anticiclón del Atlántico Norte y en febrero, causado por el calentamiento sobre el norte de Sudamérica (Cook, K. 2009; Wang, C. 2007). Amador (1998) observó valores sobre los 14 m/s en el campo medio del viento zonal durante julio. Asimismo, estos vientos se divide en dos ramas, una de ellas se conecta con el Jet de Bajos Niveles de la Gran Planicie (GPLLJ, por sus siglas en inglés) transportando humedad hacia el centro de Estados Unidos, en el verano boreal; mientras que, el resto del año los flujos permanecen esencialmente zonales a través de la cuenca del Caribe y hacia el Pacífico. (Cook, K, et al, 2009). La importancia de este sistema para la cuenca del océano Pacífico radica, precisamente en el transporte de humedad desde al Atlántico tropical hasta el mar Caribe, Golfo de México, a través de Centroamérica, y dentro de la cuenca del Pacífico (Cook, K, et al, 2009).

Mora (2000), a través de un filtrado estadístico del IOS (Índice de Oscilación Sur) y otros índices, determino una correlación positiva entre los eventos cálidos del ENOS (El Niño Oscilación Sur) y un incremento de las velocidades del Jet de Bajos Niveles del Caribe durante los veranos boreales.

Howarth (1983) determinó los campos medios de las componentes zonal y meridional del transporte vertical del vapor de agua para el hemisferio sur; mientras que, Soares, et al (2008), evaluó el transporte de humedad en la cuenca del río La Plata para eventos del Jet de Bajos Niveles al este de los Andes en un escenario de calentamiento global.

De acuerdo con el IPCC (Climate Change 2007: Working Group I: The Physical Science Basis) Un fenómeno meteorológico extremo es un evento “raro” en un lugar y momento determinado. Las definiciones de raro varían, pero en general hay consenso de que un fenómeno meteorológico extremo normalmente puede ser más “raro” que el percentil 10 o 90 de la función de densidad de probabilidad observada, constituyendo así un índice climático de lluvias extremas.

La determinación de eventos de precipitación extrema en el norte del Perú se basó en la selección de días en los cuales el acumulado de precipitación fue superior al percentil 95 de precipitación (R95p). Lluvias diarias acumuladas sobre este valor son considerados como “días muy lluviosos” y aquellos que superan el percentil 99 (R99p) son considerados como “extremadamente lluviosos” (ETCCDI).

II. Datos y Metodología.

Para el cálculo de los percentiles mensuales 95 y 99 de precipitación se consideró toda la serie histórica de las estaciones (ver tabla 1). En el cálculo, se eliminaron los periodos considerados como Niños Extraordinario (1982-1983 y 1997-1998) de acuerdo a lo recomendado por la OMM (Organización Mundial de Meteorología). Asimismo, se consideró solo los días con una precipitación igual o mayor a 0.1 mm (eliminándose los días con trazas) así como el valor más alto de la serie.

Tabla I: Estaciones meteorológicas analizadas.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (m)
Rica Playa	-3.8133	-80.4575	113
Puerto Pizarro	-3.5083	-80.4572	7
El Salto	-3.4406	-80.3219	6
Miraflores	-5.1694	-80.6269	30
Mallares	-4.8642	-80.7456	29
La Esperanza	-4.9319	-81.0678	6
Chusis	-5.5253	-80.8472	6
Morropon	-5.1836	-79.9836	109
Ayabaca	-4.6439	-79.7286	2830
Sausal de Culucan	-4.7625	-79.7794	1015
Huancabamba	-5.2503	-79.5503	1950
Tabaconas	-5.3219	-79.2881	1801
San Miguel	-5.3039	-80.6819	20
Huarmaca	-5.5648	-79.5198	2244
San Pedro	-5.0847	-80.0339	309
El Tigre	-3.7669	-80.4503	61
Bernal	-5.4914	-80.7625	7
Pananga	-4.5592	-80.8981	500
Lancones	-4.5761	-80.4914	123
Sapillica	-4.7964	-79.9997	1406
Virrey	-5.5807	-79.9671	264
Santo Domingo	-5.0336	-79.8836	1475
Hacienda Bigote	-5.3389	-79.7964	827
Chalaco	-5.0339	-79.83	1791
Sondorillo	-5.3389	-79.4067	1900
Tuluca	-5.4914	-79.3728	1920
Hacienda Shumaya	-5.3728	-79.3558	2050



Figura 1. Área de estudio y estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI.

El agua precipitable en la columna atmosférica puede ser expresada como:

$$W = g^{-1} \int_{P_s}^{P_t} q dp \quad (1)$$

Donde, g es la aceleración de la gravedad, q la humedad específica. P_s la presión en superficie y P_t la presión en el tope de la atmósfera. El transporte total de humedad Q sobre la superficie de la Tierra puede ser escrito como:

$$Q = g^{-1} \int_{P_s}^{P_t} q V dp \quad (2)$$

Donde el vector V representa el viento total, el cual tiene una componente zonal (u , positivo hacia el este) y una meridional (v , positivo hacia el norte). Por lo tanto, las componentes zonal y meridional del flujo de humedad toman la forma:

$$Q_\lambda = g^{-1} \int_{P_s}^{P_t} q u dp \quad (3)$$

$$Q_\phi = g^{-1} \int_{P_s}^{P_t} q v dp \quad (4)$$

III. Climatología y análisis de precipitaciones extremas.

La determinación de eventos de precipitación extrema en el norte del Perú se basó en el criterio de rareza. De acuerdo con el IPCC (Climate Change 2007: Working Group I: The Physical Science Basis) un fenómeno meteorológico extremo es un evento “raro” en un lugar y momento determinado. Las definiciones de raro varían, pero en general hay consenso de que un fenómeno meteorológico extremo normalmente puede ser más “raro” que el percentil 10 o 90 de la función de densidad de probabilidad observada, constituyendo así un índice climático de lluvias extremas. En este caso, se seleccionó los días en los cuales el acumulado de precipitación fue superior al percentil 95 de precipitación (R95p). Lluvias diarias acumuladas sobre este valor son considerados como “días muy lluviosos” y aquellos que superan el percentil 99 (R99p) son considerados como “extremadamente lluviosos” (ETCCDI).

Para el cálculo de los percentiles mensuales 95 (R95p) y 99 (R99p) de precipitación se consideró toda la serie histórica de las estaciones meteorológicas (ver figura 1). En el cálculo, se eliminaron los periodos considerados como Niños Extraordinario (1982/1983 y 1997/1998) de acuerdo a lo recomendado por la OMM3. Asimismo, se consideró solo los días con una precipitación igual o mayor a 0.1 mm (eliminándose los días con trazas) así como el valor más alto de la serie.

En la Figura 2 se muestran los promedios interanuales de precipitación acumulado mensual para estaciones representativas de la zona de estudio, calculado en base a series de datos diarios de precipitación correspondiente al periodo de 1971 al 2010, y eliminando los periodos de niños extraordinario (1982/1983 y 1997/1998). La climatología describe que el periodo lluvioso inicia en el mes de diciembre y finaliza en abril, dándose los máximos acumulados en los meses de febrero y marzo; mientras que en los meses de junio a noviembre las precipitaciones son escasas. La estación que presenta mayores acumulados mensuales es la estación Milagro (Ecuador) con valores que oscilan entre 200 a 350 mm; y los valores más bajos se encuentran en el orden de 4 a 20 mm correspondientes a estaciones de Piura y que se encuentra más cercana a la línea costera. En la región de Tumbes los mayores acumulados sobrepasan los 100 mm en el mes de marzo.

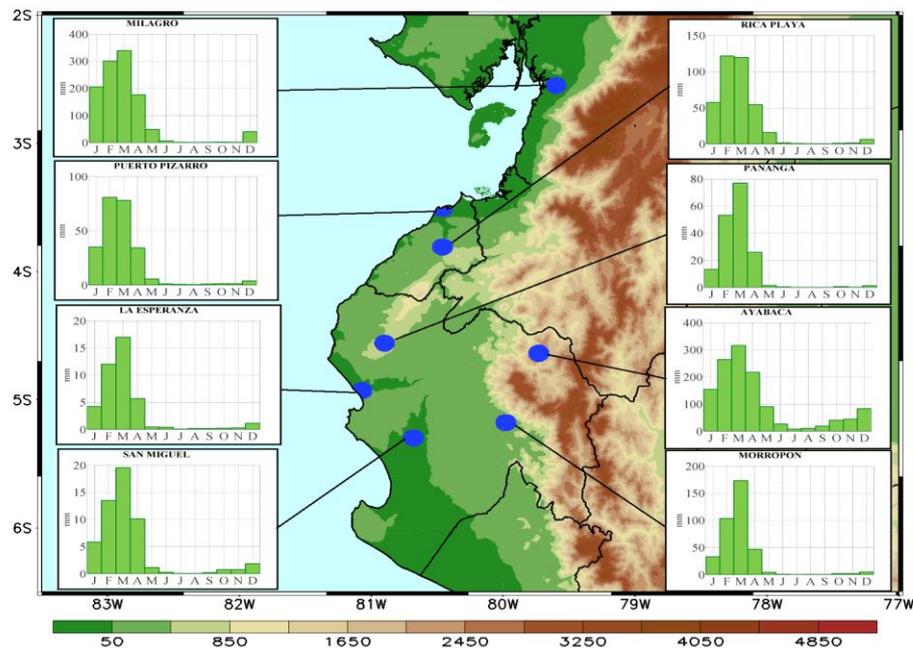


Figura 2. Climatología de precipitación acumulada mensual para estaciones representativas de la zona de estudio.

Estos valores climatológicos de precipitación se ven fuertemente alterados durante episodios extraordinario de El Niño presentando cambios en el régimen y asociado a intensas lluvias e inundaciones sobre toda la región costera de Ecuador y norte de Perú, superando inclusivamente sus valores acumulados mensuales climatológicos. La Figura 3 indica la cantidad del total de estaciones expresado en porcentaje a nivel diario, que registraron días muy lluviosos (precipitaciones por encima de su umbral p95), durante el periodo de diciembre de 1982 a abril de 1983 (a) y diciembre de 1997 a abril de 1998 (b). La diferencia de efectos entre ambos eventos niño extraordinario es evidente. Durante el evento Niño de 1982/1983 la cantidad de estaciones que registraron días muy lluviosos se mantuvo uniforme en todo el periodo con valores oscilando entre 15% a 35% del total, lo cual significa que las lluvias se mantuvieron constante a nivel espacial durante estos meses. Para el periodo de 1997/1998 más del 40% de estaciones presentaron días muy lluviosos, especialmente durante los meses de Diciembre y Enero; sin embargo, esta cantidad disminuyó de forma gradual en lo que resta del periodo.

Las fechas que se muestran marcada con puntos rojos son los días en el que al menos 25% del total de estaciones presentaron valores de precipitación por encima de su percentil 95, denominándose días cero de aquí en adelante.

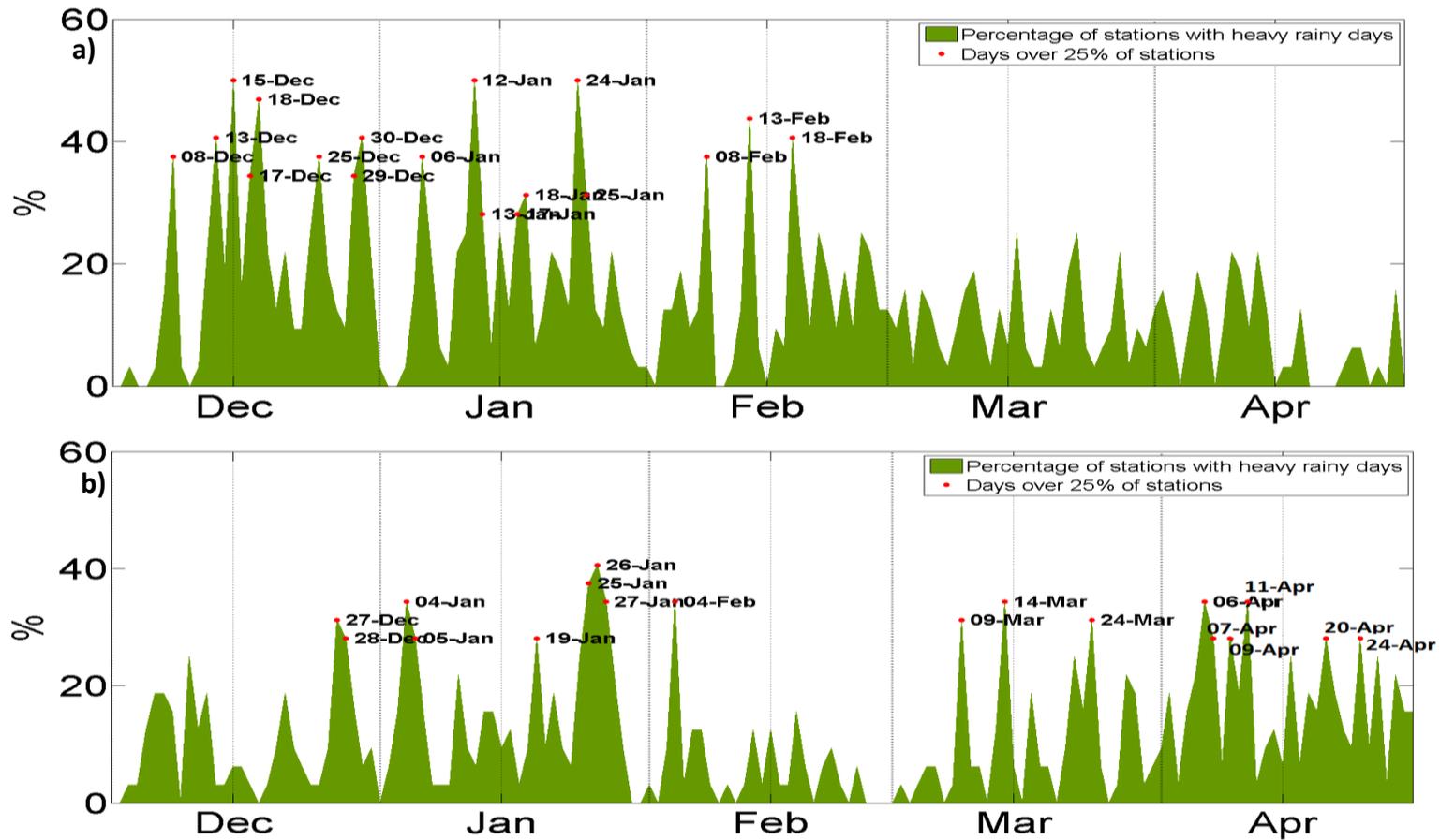


Figura 3. Cantidad total de estaciones (%) que registraron días muy lluviosos para el periodo (a) de Diciembre a Abril de 1982/1983 y (b) de Diciembre a Abril de 1997/1998. Las fechas mostradas corresponden a los días en el que al menos 25% del total de estaciones registraron días muy lluviosos.

Las intensas lluvias ocurridas durante los días cero estuvieron asociadas a un intenso transporte de humedad, que se pueden apreciar en la Figura 4 donde se muestra las anomalías promedios de flujo de humedad integrado en la vertical para los días-2 hasta días+2, siendo el día 0 el día muy lluvioso. Dos días anteriores a los días muy lluviosos existe un transporte significativo de humedad proveniente del noroeste el cual se va aproximando gradualmente a la costa de Ecuador y costa norte del Perú. Se ve mucho más intensificado para el día muy lluvioso (día 0), aportando de esta forma gran humedad y favoreciendo las abundantes precipitaciones, convergiendo principalmente en la costa norte del Perú. Este patrón se mantiene en el día+1 para posteriormente desplazarse hacia el sureste y disminuyendo su intensidad en el día+2, lo cual estaría asociado a una disminución notable de la humedad e inhibiendo la convección en la zona de estudio.

Estos flujos estarían asociados al Jet de Bajos niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés) el cual a través de sus dos ramales transporta humedad hacia el centro de Estados Unidos y hacia la cuenca del Pacífico. Es decir, este sistema transporte de humedad desde el Atlántico tropical hasta el mar Caribe, Golfo de México, a través de Centroamérica, y dentro de la cuenca del Pacífico (Cook, K, et al, 2009).

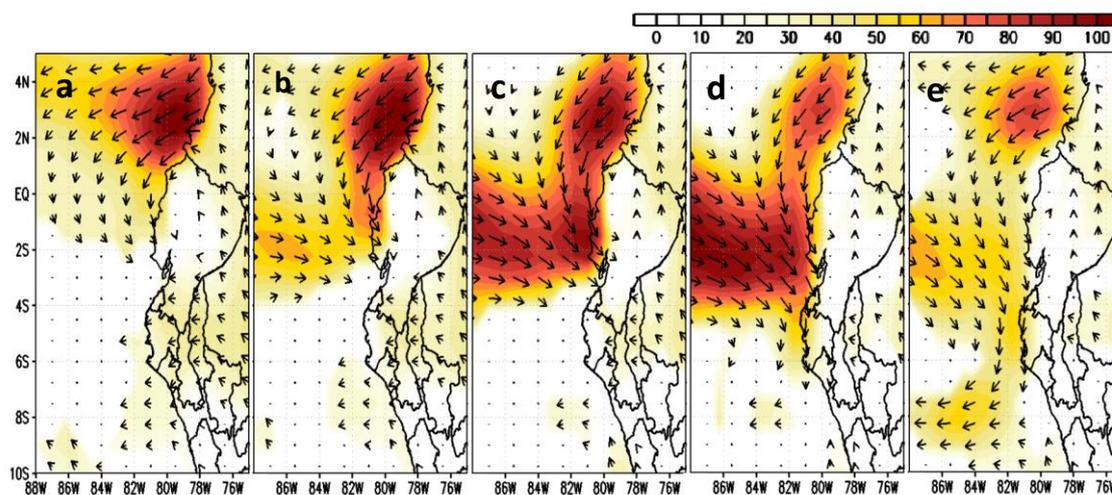


Figura 4. Anomalías promedio de flujo de humedad correspondiente a los días cero. (a) anomalías promedios para los días -2, (b) similar a 4a para días -1, (c) similar a 4a para días 0, (d) similar a 4a para días 1 y (e) similar a 4a para días 2. Los vectores mostrados presentan una significancia de 95% en base a una prueba de t-student.

Las anomalías diarias de precipitación fueron calculadas para los días cero en base a la razón entre el dato diario y su valor climatológico acumulado mensual. Las anomalías promedios de las precipitaciones que ocurrieron en las fechas muy lluviosas (Figura 5) indican que los valores de precipitación diaria pueden llegar entre 100% a 1000% de su valor acumulado mensual climatológico en dichos días. Esta fuerte intensidad de precipitaciones se reportaron en las estaciones que se encuentran mayormente en la planicie costera de los departamentos de Tumbes y Piura, mientras que en la cuenca alta de Piura las anomalías son menores, variando entre 0 a 100% de su valor acumulado mensual climatológico.

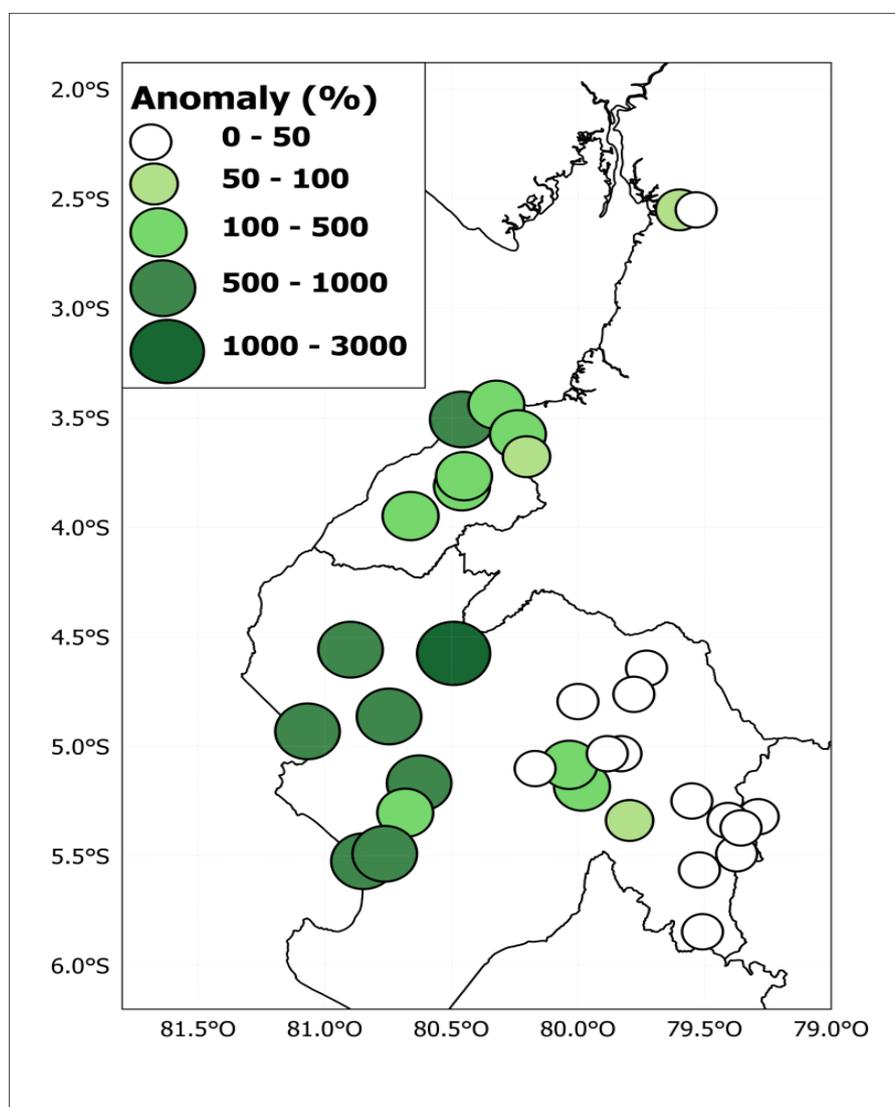


Figura 5. Promedio de anomalías de precipitación de los días cero.

IV. Vórtices ciclónicos en bajos niveles.

La Figura 6 muestra la estructura dinámica para la formación de los vórtices ciclónicos en la región norte de costa noroeste del Perú durante un escenario cálido de temperatura superficial del mar frente al litoral. En primera instancia, la dinámica del Jet del Caribe durante el verano influye en la advección de temperaturas del aire más cálidas hacia el golfo de Guayaquil. Este transporte de humedad está determinado por la ecuación termodinámica, la cual expresa la relación del transporte de temperatura y ascensos verticales en la estructura atmosférica de bajos niveles de la tropósfera. En el caso de referencia, para el día -1 , se observa un patrón de convergencia/divergencia en la región ecuatorial de la costa de Ecuador, viéndose un ramal de flujos de vientos del noreste sobre el istmo de Panamá advectando masas de aire cálidas sobre la costa oeste del norte del Perú (valores positivos, coloración naranja). En el día $+0$, la configuración del patrón de ascensos verticales sobre el golfo de Guayaquil se exagera rápidamente, el cual está modulado por altos valores de convergencia (divergencia) en niveles bajos (altos), siendo determinante la intensificación del transporte de humedad y calor hacia el golfo de Guayaquil, lo cual induce a la formación de los vórtices ciclónicos que permiten la sucesión de fuertes regímenes de lluvias hacia la costa oeste de Piura y Tumbes, principalmente. Estos vórtices ciclónicos suelen dirigirse hacia el Pacífico después de su máxima intensificación, debido al ángulo desfasado del patrón divergente y convergente en esta región. Esto último debido a la reducción de la divergencia en el terreno costero.

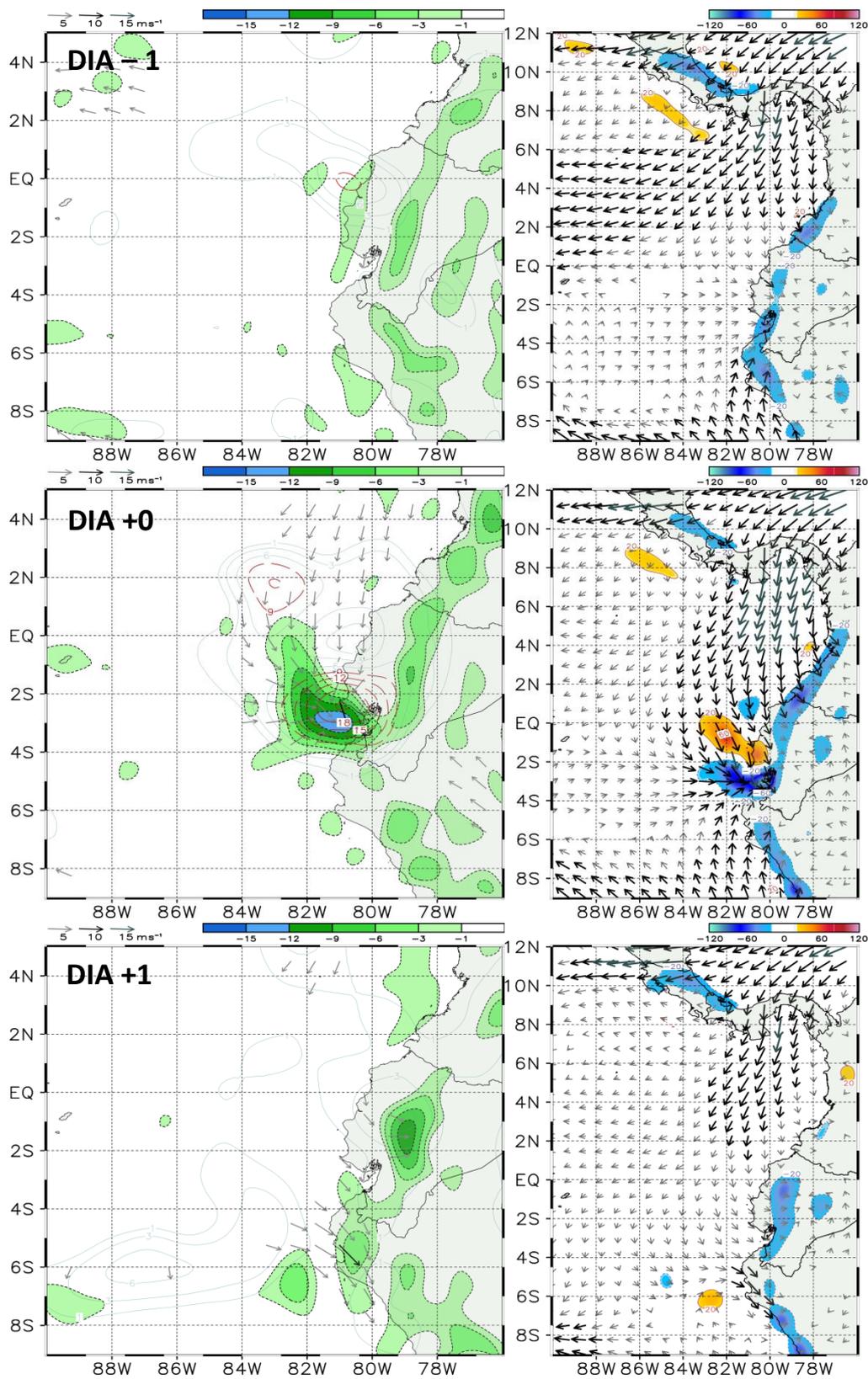


Figura 6. Desarrollo normal de los vórtices ciclónicos. Panel izquierdo, convergencia (colores, 850 hPa) y divergencia (contornos, 200 hPa). Panel derecho, Ecuación Termodinámica (925 hPa). Caso referencial.

V. Patrones de circulación asociados a eventos extremos de precipitación.

Sobre Sudamérica, se puede identificar la señal característica de larga escala sinóptica necesaria para la intensificación de la divergencia en la región noroeste del Perú y Ecuador. La formación de un dipolo anticiclónico atmosférico de troposfera alta esta conducido por la dinámica y desplazamiento de la circulación termal o sistema de Alta de Bolivia (AB) y una circulación de baja presión en el hemisferio norte (B). La región de fuerte difluencia del viento promueve la ventilación correcta para la intensificación de la convección en la región costera de la región norte del país. El desplazamiento de la AB durante los casos de eventos El Niño en la costa peruana sigue el calentamiento atípico frente a la costa del Perú; por lo que, su movimiento es hacia el este.

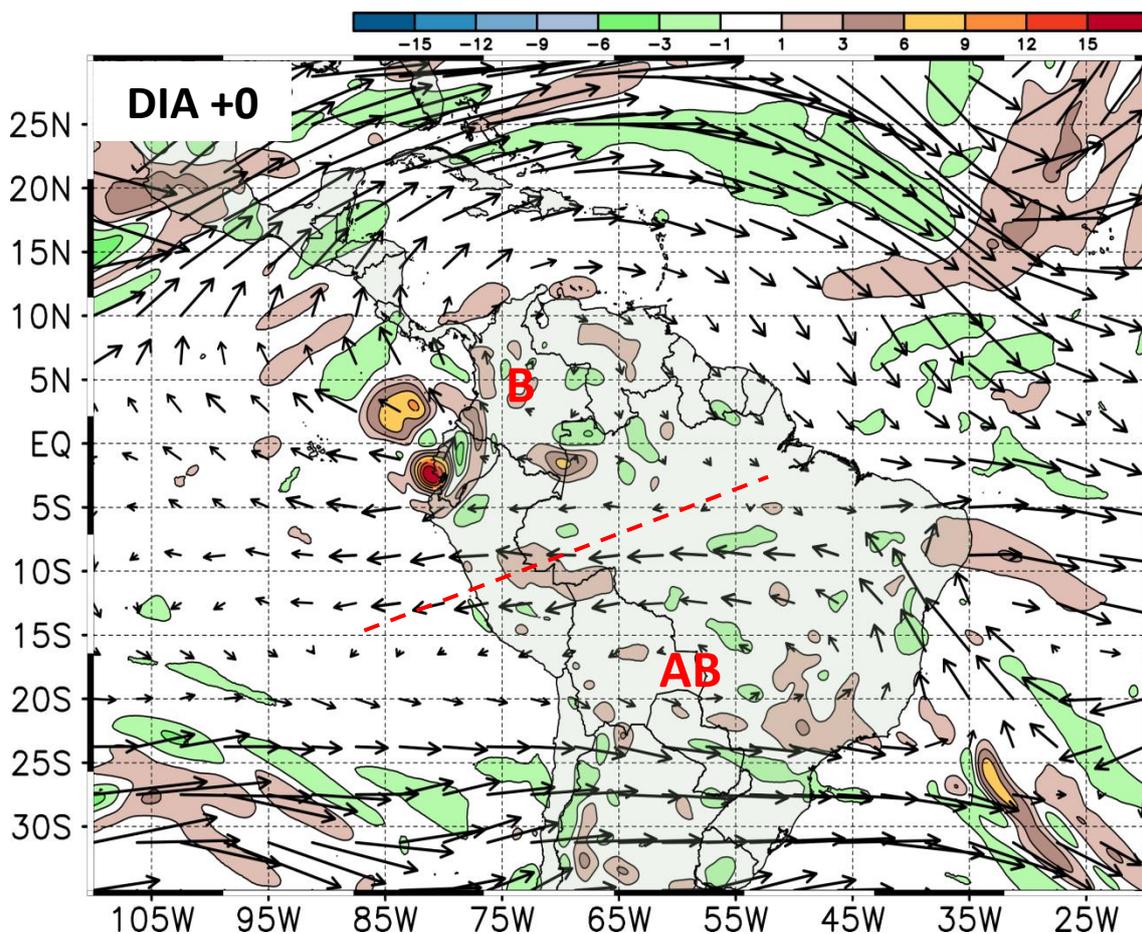


Figura 7. Dipolo atmosférico de larga escala durante lluvias extremas en la costa norte del país. Caso de referencia.

VI. Caso de estudio de precipitación extrema sobre la costa oeste de Sudamérica (Tumbes, 1998).

De lo discutido anteriormente, se escogió el caso de estudio del 14 de febrero de 1998 durante la ocurrencia de un evento de El Niño en el Pacífico, el cual impactó la costa norte del Perú con días de lluvias extremas para dicho mes.

En su desarrollo, para el día 13 se puede observar la predominancia de flujos de viento de componente este, asociados a perturbaciones de ondas ecuatoriales alejadas de la costa peruana. Hacia el día 14, la situación atmosférica cambia totalmente, dado que, la influencia del Jet del Caribe y la restructuración vertical de la atmósfera en el golfo de Guayaquil permiten la formación de un vórtice ciclónico de fuerte intensidad, el cual presenta centro de máxima curvatura frente a la costa de Tumbes. Este vórtice desestabiliza la tropósfera baja permitiendo el desarrollo vertical de nubosidad convectiva sobre la región de Piura, mediante la advección de vorticidad relativa (VR), observándose valores de hasta -20 unidades de VR (colores mora). La intensificación de la VR es crucial para determinar la intensidad vertical del vórtice ciclónico y su traslación pasado el evento de lluvia extrema. Tal es así que en el día 15, si bien continua presente la dinámica del Jet del Caribe contribuyendo a la advección de humedad, la dirección del flujo de viento sobre la costa norte no es favorable para inducir convección libre, ya que el vórtice se desplaza hacia el suroeste en el Pacífico, debilitándose el potencial de convección sobre el terreno costero.

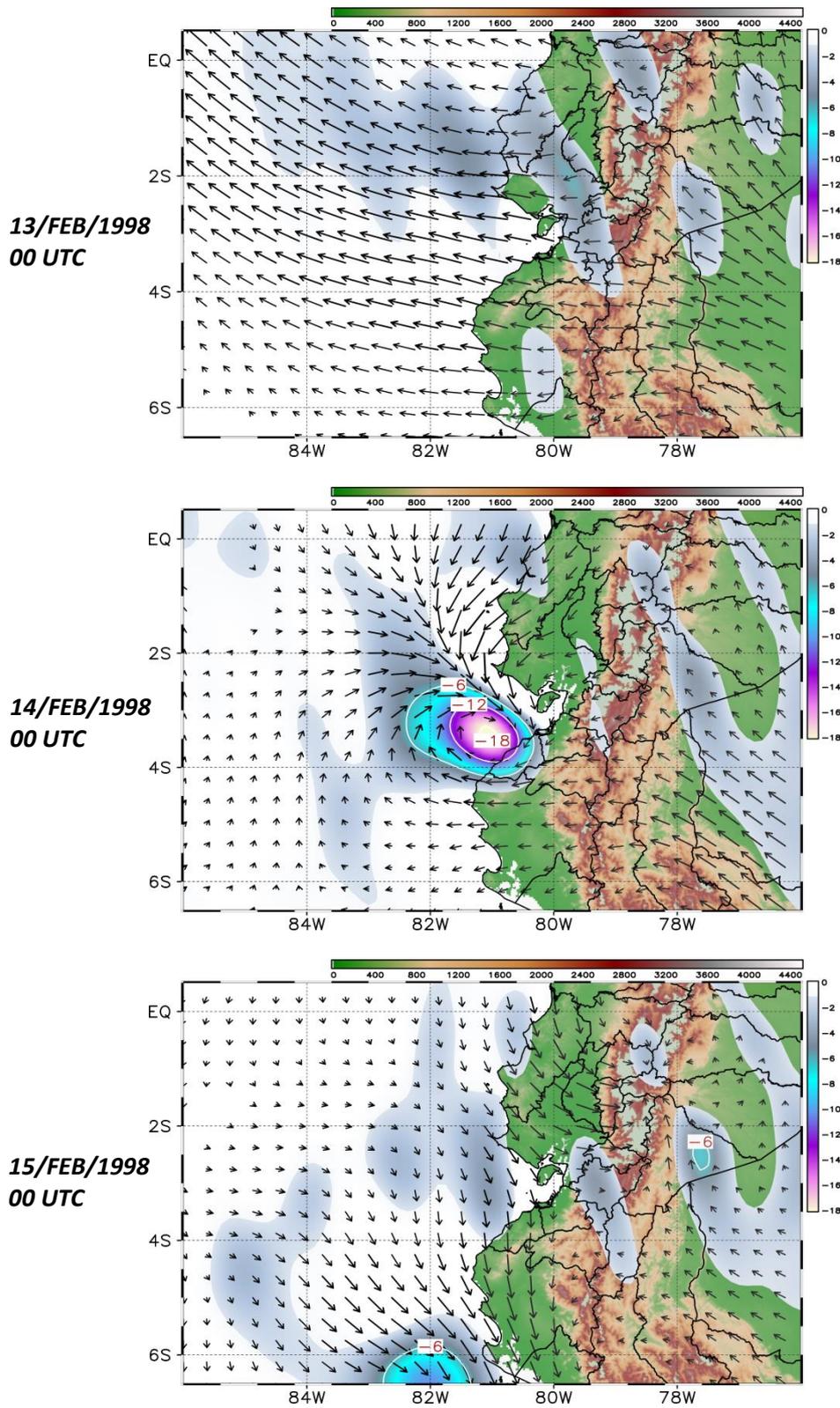


Figura 8. Análisis de vorticidad relativa promedio entre los niveles 985 y 700 hPa durante el caso de estudio correspondiente a febrero de 1998 a las 00 UTC.

VII. Modelo conceptual de precipitación extrema sobre la costa oeste ecuatorial Perú – Ecuador.

Basado en los resultados previamente obtenidos, se desarrolló un modelo conceptual con la finalidad de esquematizar el comportamiento de la atmósfera en niveles altos (~200 hPa) y bajos (~superficie) en base a determinados patrones sinópticos que anticiparan la presencia de lluvias extraordinarias en la zona norte de Perú. Días previos de la formación de sistemas convectivos, la Alta de Bolivia (AB) se posiciona en el Pacífico con el núcleo cercano a la zona sur del Perú debido a su búsqueda del calor latente; la AB encuentra interactuando con la Vaguada del Noreste de Brasil (VNB) permitiendo que esta se encuentre elongada hasta la zona del Caribe; así mismo, debido al desplazamiento de los patrones del Hemisferio Norte, la VNB logra ingresar incluso hasta los 10°N. En niveles bajos, se intensifica el jet de bajos niveles del Caribe y, siguiendo la disminución de presión, logra generar un pulso hacia el sur logrando ingresar hasta la zona costera norte, así mismo, tenemos la presencia de los vientos del sur (alisios por el APS) los cuales también, al encontrar una disminución de la presión en la zona girarán hacia el este interactuando con los flujos del norte y generando una zona convergente. En estos niveles, debido a los flujos del norte, el agua precipitable se incrementa significativamente en gran parte de la zona costera pudiendo ingresar incluso hasta los 20°S, esto favorecerá la presencia de humedad e incrementará la inestabilidad en la zona.

El día del evento, la AB se desplaza hacia el este debido al aislamiento de la VNB, este sistema desprende una circulación horaria de mesoescala debido al ingreso de una onda la cual apoyó en su intensificación, el incremento de viento entre la AB y la VNB o por la intensificación y desplazamiento de la AB. El sistema desprendido por la VNB responde a una circulación ciclónica la cual se posiciona en el Caribe y se encuentra interactuando con la AB formando una zona divergente en el norte del Perú. En niveles bajos, la convergencia se vuelve más intensa, así mismo, por la gran cantidad de humedad posicionada en el litoral costero norte y las brisas de mar-tierra que se presentan, se favorece la formación de sistemas convectivos. Así mismo, la zona convergente en niveles bajos logra acoplarse con la zona divergente en niveles altos generando un ambiente baroclínico y favoreciendo la actividad convectiva.

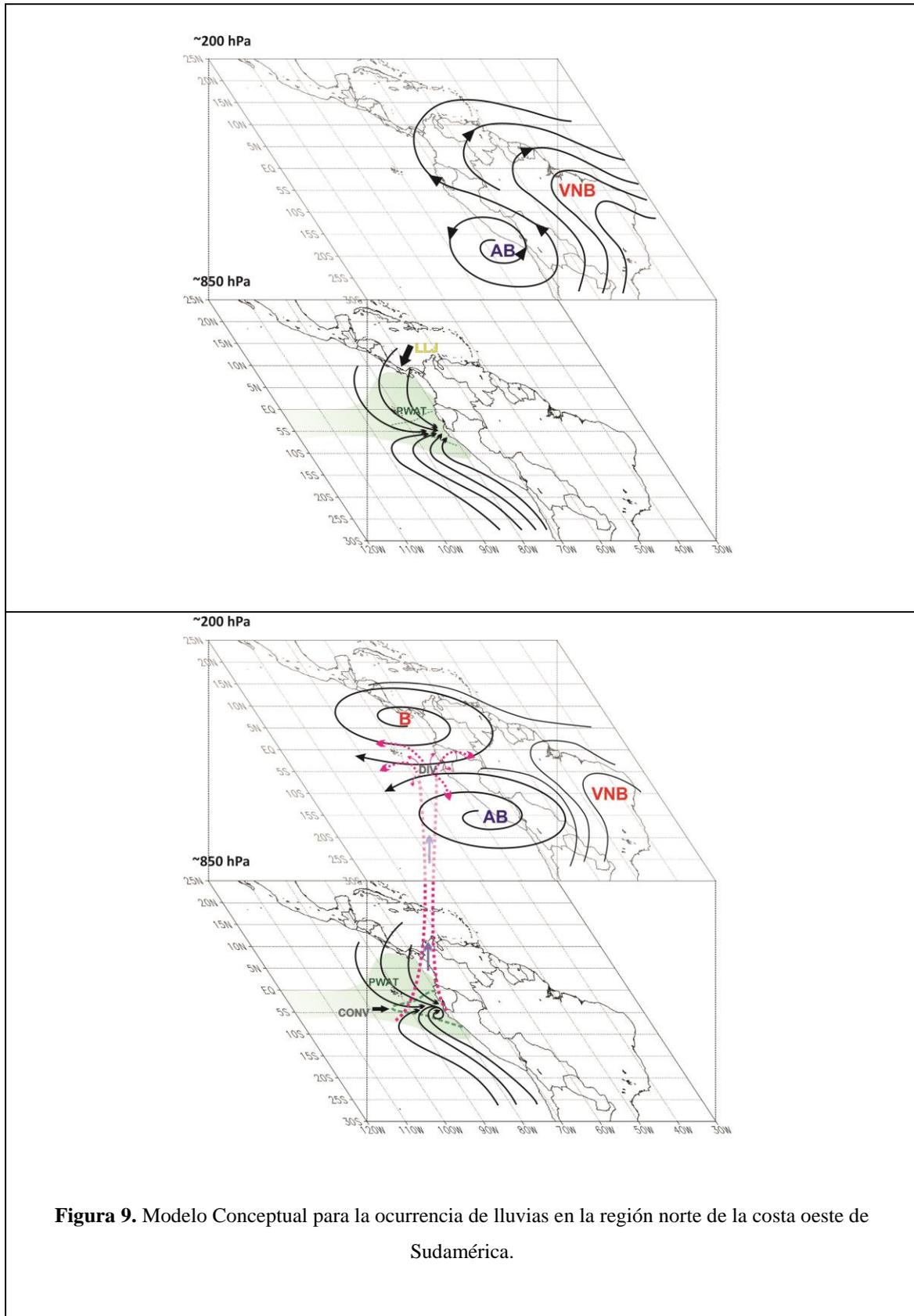


Figura 9. Modelo Conceptual para la ocurrencia de lluvias en la región norte de la costa oeste de Sudamérica.

VIII. Conclusiones.

- Más del 40% de las estaciones en la región norte del Perú lograron superar el 100 % de su valor acumulado mensual climatológico durante los meses de diciembre a enero principalmente para un escenario de El Niño en las regiones de Tumbes y Piura.
- Los extremos de precipitaciones asociados al p95 del periodo de análisis entre diciembre y abril en escenarios de El Niño fuerte se relacionaron a un fuerte transporte de humedad y temperaturas cálidas del hemisferio norte por parte del Jet del Caribe.
- La dinámica atmosférica para la sucesión de las lluvias de fuerte intensidad en las regiones de Piura y Tumbes frente a un escenario cálido de la temperatura superficial del mar esta conducido por la génesis de vórtices ciclónicos frente al litoral norte. Estos vórtices fueron modulados por un dipolo anticiclónico de larga escala que aunada a la dinámica de la vaguada del norte de Brasil intensificaron la convección exacerbada asociada a estos vórtices. El patrón de convergencia y divergencia asociado altos valores de agua precipitable durante los meses de verano permitieron reforzar la convección libre en las regiones de estudio formando una región baroclínica debido a la proyección de ondas ciclónicas del este en la estructura de los vórtices.

IX. Bibliografía.

Howarth, David A. (1983). Seasonal Variations in the Vertically Integrated Water Vapor Transport over the Southern Hemisphere. American Meteorological Society. Monthly Weather Review. 111,1259-1272.

Soares, Rodrigues Wagner y Marengo, Jose Antonio (2008). Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. International Journal of Climatology. Royal Meteorological Society DOI:10,1002/joc.1800.

Amador, Jorge A. (1998). A Climatic Features of the Tropical Americas: The Trade Wind Easterly Jet. Top. Meteor. Oceanogr., 5(2):91-102.

Cook Kerry H., Vizy Edward K. (2009). Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and Its Relationship to Precipitation. Journal of Climate Vol. 23: 1477-1494.

Wang Chunzai, Lee Sang-Ki, Enfield, Davis B. (2007). Impact of the Atlantic Warm Pool on the Summer Climate of the Western Hemisphere. Journal of Climate Vol. 20: 5021-5040.

Mora, Ileana, Amador, Jorge A. (2000). El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. Top. Meteor. Oceanogr., 7(1):1-20,2000.

IPCC. http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/annex1sglossary-e-o.html.
Página consultada,

“<http://eca.knmi.nl/indicesextremes/indicesdictionary.php#1>”.

WMO. Actualización del Manual para la Estimación de la Máxima Precipitación Probable (WMO, 1986). Página consultada,

“<http://www.wmo.int/pages/prog/hwrrp/publications/PMP/WMO%201045%20en.pdf>”.