

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES DIARIAS EN EL PERFIL
DE LA COSTA NORTE DE ECUADOR UTILIZANDO EL MODELO
WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF)”**

Presentada por:

ARTURO TEODORO SOTO MÉNDEZ

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2024

La UNALM es la titular de los derechos patrimoniales de la presente investigación
(Art. 24. Reglamento de Propiedad Intelectual)

ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES DIARIAS EN LA COSTA NORTE DE ECUADOR UTILIZANDO EL MODELO WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF)

INFORME DE ORIGINALIDAD

16%

INDICE DE SIMILITUD

16%

FUENTES DE INTERNET

3%

PUBLICACIONES

3%

TRABAJOS DEL ESTUDIANTE

FUENTES PRIMARIAS

1	horizon.documentation.ird.fr Fuente de Internet	2%
2	purl.org Fuente de Internet	1%
3	www.coursehero.com Fuente de Internet	1%
4	Submitted to BENEMERITA UNIVERSIDAD AUTONOMA DE PUEBLA BIBLIOTECA Trabajo del estudiante	1%
5	repository.unad.edu.co Fuente de Internet	1%
6	bibdigital.epn.edu.ec Fuente de Internet	1%
7	app.sni.gob.ec Fuente de Internet	1%
8	repositorio.usfq.edu.ec Fuente de Internet	<1%

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES DIARIAS EN EL PERFIL
DE LA COSTA NORTE DE ECUADOR UTILIZANDO EL MODELO
WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF)”**

Presentada por:

ARTURO TEODORO SOTO MÉNDEZ

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Sc. Julio Alfonso Arakaki Kiyari
PRESIDENTE

Mg. Sc. Weidi Flores Villanueva
MIEMBRO

Mestre Agr. Jerónimo García Villanueva
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Doris Calle Montes
ASESORA

DEDICATORIA

A mi madre Silvia Gardenia Méndez Aguilera por ser mi mayor orgullo y motor en la vida, a mi esposa Katherine Denise Arizala Lozano por su apoyo incondicional en todos mis metas, y sobre todo por estar siempre a mi lado en los buenos y malos momentos, a la Profesora Victoria Doris Calle Montes, por ser aquella docente apasionada con alma, corazón y vida por la meteorología, y por enseñarme, guiarme y motivarme desde el primer momento que la conocí, también a mi mamá putativa Saskia Suárez Betancourt la cual me acogió como un hijo y me guó y ayudó en todo momento durante mi permanencia en Perú.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por amarme, guiarme y protegerme durante toda mi vida, sobre todo durante el período de tiempo de permanecía en Perú.

Agradezco de corazón a mi tutora y asesora Msc. Victoria Doris Calle Montes por haberme apoyado, motivado y asesorado durante el desarrollo de mis estudios en la carrera, así como también durante el desarrollo de la primera y segunda investigación para optar el grado de Ingeniero Meteorólogo.

Muy agradecido con la Ing. Met Sandra Rivadeneira por su asesoramiento en el modelamiento numérico del Weather Research and Forecasting (WRF), así como por su constante guía y apoyo en el desarrollo de esta tesis.

Al Sr. CPNV-(SP) Gómez Proaño Humberto, por ser el gran profesional y persona que aporta al desarrollo del país y de la Armada del Ecuador mediante su dedicación y esfuerzo constante, así como también por su apoyo incondicional para realizar mis estudios en la carrera de Ingeniería en Meteorología en el Centro Regional de Formación de Meteorólogos ubicado en Lima, Perú.

Agradezco a las autoridades del Instituto Oceanográfico y Antártico, de la Armada del Ecuador, por permitirme ser el primer señor Tripulante de la Marina de Guerra del Ecuador en realizar una preparación de tercer nivel en una carrera científica fuera del país.

Quiero agradecer a todos mis amigos, por apoyarme y motivarme en cada momento de mis estudios, sobre todo quiero agradecer a Juan Regalado, Carlos Naranjo, Davy Carrión, Ángela Peña, Pablo Pazmiño, Andrés Pazmiño, Martha Barahona, Jaime Fuentes y María Belén Del Salto gracias por el asesoramiento y apoyo brindado durante todo este tiempo.

Al jurado calificador por sus valiosas sugerencias y apoyo durante el desarrollo de esta investigación.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	xii
ABSTRACT	xiii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1. Costa, zona costera y perfil costero	4
2.2. Meteorología costera	4
2.3. Condición climática de la costa norte de Ecuador	5
2.4. Precipitación de la costa norte	6
2.5. Patrones atmosféricos y oceánicos que afectan a Ecuador	7
2.5.1. Sistemas atmosféricos	8
2.5.2. Sistemas oceánicos	12
2.6. Modelos de predicción numérica	15
2.7. Modelo Weather Research and Forecasting (WRF)	15
2.7.1. Grilla vertical y coordenadas verticales del modelo WRF	16
2.7.2. Grilla horizontal del modelo WRF	17
2.7.3. Componentes del sistema de modelado WRF	18
2.7.4. Sistema de Pre-Procesamiento WRF (WPS)	19
2.7.5. Procesador del modelo WRF-ARW	20
2.7.6. Post Procesamiento	22
2.8. Estadísticos cuantitativos de validación	22
2.8.1. BIAS	22
2.8.2. MAE	23
2.8.3. RMSE	23
2.8.4. Coeficiente de correlación Spearman (rs)	24
2.9. Tabla de contingencia 2 x 2	25
2.9.1. Atributos escalares mediante predictores discretos	25
2.10. Variables dinámicas y termodinámicas	27
2.10.1. Vorticidad relativa (ζ)	27

2.10.2. Humedad relativa (HR)	27
2.10.3. Temperatura potencial equivalente (θ_e)	27
2.10.4. Divergencia	28
2.10.5. Convergencia de humedad	28
2.10.6. Líneas de corriente	28
2.10.7. Índice Gálvez Davison	28
III. METODOLOGÍA	30
3.1. Materiales	30
3.1.1. Descripción de la zona de estudio	30
3.1.2. Equipos y software	31
3.1.3. Datos y período de estudio	31
3.1.4. Datos de entrada utilizados en el modelo WRF.	32
3.2. Métodos	32
3.1.2. Obtención de las simulaciones de las precipitaciones diarias con el modelo WRF, utilizando las parametrizaciones físicas previamente determinadas para el perfil costero norte de Ecuador	32
3.1.3. Validación de las precipitaciones simuladas por el modelo WRF en el perfil de la costa norte	34
3.1.4. Identificación de la configuración sinóptica que favoreció las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas generadas por el modelo WRF	37
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	39
4.1. Obtención de las simulaciones de las precipitaciones diarias con el modelo WRF, utilizando las parametrizaciones físicas previamente determinadas para el perfil costero norte de Ecuador	39
4.2. Validación de las precipitaciones simuladas por el modelo WRF en el perfil de la costa norte	41
4.2.1. Evaluación de la precipitación diaria mediante los estadísticos cuantitativos	41
4.2.2. Evaluación de la precipitación mensual máxima en 24 horas mediante predictores discretos	48

4.3. Identificación de la configuración sinóptica que favoreció las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas generadas por el modelo WRF	61
4.3.1. Experimento II (2015)	62
4.3.2. Experimento I (2017)	79
4.3.3. Experimento III (2021)	97
V. CONCLUSIONES	106
VI. RECOMENDACIONES	108
VII. BIBLIOGRAFÍA	109
VIII. ANEXOS	114

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Principales funciones de los programas del preprocesador WPS.	20
Tabla 2: Principales funciones de los programas del procesador del WRF-ARW.....	20
Tabla 3: Grado de relación según al coeficiente de correlación Spearman.	24
Tabla 4: Estaciones meteorológicas en la zona de investigación.	31
Tabla 5: Configuraciones de la parametrización física para el perfil costero norte de Ecuador.....	33
Tabla 6: Periodos de precipitación mensual máxima en 24 horas en la estación meteorológica de San Lorenzo y Esmeraldas.	36
Tabla 7: Tabla de atributos escalares utilizados para evaluar los pronósticos de precipitación mensual máxima en 24 horas durante el mes en las estaciones meteorológicas de Esmeraldas y San Lorenzo.....	36
Tabla 8: Información utilizada en el Namelist.wps para la simulación numérica.	40
Tabla 9: Información utilizada en el Namelist.input para la simulación numérica.	40
Tabla 10: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante febrero del 2015.	41
Tabla 11: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante agosto del 2015.	41
Tabla 12: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante febrero del 2017.	43
Tabla 13: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante agosto del 2017.	43

Tabla 14: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante febrero del 2021.	44
Tabla 15: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante agosto del 2021.	44
Tabla 16: Experimentos que presentaron los estadísticos cuantitativos más precisos durante el análisis de los años con eventos cálido (2015), neutral (2017) y frío (2021).	48
Tabla 17: Atributos escalares generados a partir de la comparación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas simuladas y observadas durante los meses de febrero y agosto del 2015 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando el experimento II.	50
Tabla 18: Atributos escalares generados a partir de la comparación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas simuladas y observadas durante los meses de febrero y agosto del 2017 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando el experimento I.	54
Tabla 19: Atributos escalares generados a partir de la comparación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas simuladas y observadas durante los meses de febrero y agosto del 2021 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando el experimento III.	58
Tabla 20: Precipitación diaria de la estación meteorológicas de San Lorenzo y Esmeraldas durante el mes de febrero de los años 2015, 2017 y 2021.	116
Tabla 21: Precipitación diaria de la estación meteorológicas de San Lorenzo y Esmeraldas durante el mes de agosto de los años 2015, 2017 y 2021.	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Normales mensuales de precipitación de la Estación Meteorológica de San Lorenzo (a) y Esmeraldas (b) (1991-2020).	7
Figura 2. Esquema de la circulación atmosférica donde se observa la Zona de Convergencia Intertropical.	8
Figura 3. Circulación Walker en invierno entre diciembre y febrero para el hemisferio norte, con base en cálculos de vientos divergentes en la tropósfera superior e inferior.	10
Figura 4. Fases de la Oscilación Madden Julian.	12
Figura 5. Corrientes que influyen al área marítima del Ecuador.	14
Figura 6. Coordenadas η del ARW.	16
Figura 7. Grilla Vertical del Modelo WRF-ARW.	17
Figura 8. Grilla horizontal tipo Arakawa-C del modelo WRF-ARW.	18
Figura 9. Grilla horizontal con anidamiento de proporción 3:1.	18
Figura 10. Diagrama del flujo del sistema de modelamiento WRF-ARW.	19
Figura 11. Tabla de contingencia de 2x2 para analizar las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas en las zonas de investigación.	25
Figura 12. Área de investigación y ubicación de las estaciones meteorológicas convencionales.	30
Figura 13. Diagrama de flujo de la simulación numérica realizada por el modelo WRF.	34
Figura 14. Comparación del día de mayor precipitación entre el valor observado y simulado en el mes febrero y agosto del 2015 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II.	49
Figura 15. Normales de precipitación de la estación de San Lorenzo y Esmeraldas, y los acumulados mensuales de precipitación durante el 2015.	51

Figura 16. Temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2015.	52
Figura 17. Índice del Niño Oceánico durante el 2015, determinado mediante la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3,4 (5° N – 5° S, 120° - 170° W)], basado en Períodos bases centrados de 30 años.	52
Figura 18. Comparación del día de mayor precipitación entre el valor observado y simulado durante el mes febrero y agosto del 2017 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II.....	53
Figura 19. Normales de p}recipitación de la estación de San Lorenzo y Esmeraldas, y los acumulados mensuales de precipitación durante el 2017.	55
Figura 20. Temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2017.	56
Figura 21. Índice del Niño Oceánico durante el 2017, generado a partir de la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3,4 (5° N – 5° S, 120° - 170° W)], basado en Períodos base centrados de 30 años.	56
Figura 22.. Comparación del día de mayor precipitación entre el valor observado y simulado durante el mes febrero y agosto del 2021 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II.....	57
Figura 23. Normales de precipitación de la estación de San Lorenzo y Esmeraldas, y los acumulados.	60
Figura 24. Temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2021.	60
Figura 25. Índice del Niño Oceánico durante el 2021, generado a partir de la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3,4 (5° N – 5° S, 120° - 170° W)], basado en Períodos base centrados de 30 años.	61

Figura 26. Análisis a macro-escala del dominio madre durante el 25 de febrero del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	62
Figura 27. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 25 de febrero del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	63
Figura 28. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 25 de febrero del 2015, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f), corte latitudinal y longitudinal de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional (g-h).	68
Figura 29. Análisis a macro-escala durante el 10 de agosto del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	71
Figura 30. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 10 de agosto del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	72
Figura 31. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 10 de agosto del 2015, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f) y corte latitudinal y longitudinal de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional (g-h).	76

Figura 32. Análisis a macro-escala durante el 01 de febrero del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).....	79
Figura 33. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 01 de febrero del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	80
Figura 34. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 01 de febrero del 2017, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f) y corte latitudinal (g-i) y longitudinal (h- j) de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional.	85
Figura 35. Análisis a macro-escala durante el 18 de agosto del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).....	88
Figura 36. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 18 de agosto del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	89
Figura 37. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 18 de agosto del 2017, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f) y corte latitudinal (g-i) y longitudinal (h-j) de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional.	94

Figura 38. Análisis a macro-escala durante el 30 de agosto del 2021, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).....	97
Figura 39. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 30 de agosto del 2021, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).	98
Figura 40. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) el 30 de agosto del 2021, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez- Davison (f) y corte latitudinal (g-i) y longitudinal (h-j) de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional.....	104
Figura 41. Comparación de precipitación diaria observada y simuladas con el modelo WRF utilizando el experimento de control y las resoluciones 27-9-3 km, 18-9-3 km y 9-3-1 km durante el mes de febrero del 2015 en la estación de San Lorenzo (a) y Esmeraldas (b).	115

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Serie de tiempo de la variable precipitación diaria determinada a partir de tres simulaciones numéricas con distintas resoluciones.....	115
Anexo 2: Datos climatológicos de precipitación diaria de las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2015, 2017 y 2021.	116

RESUMEN

Este trabajo de investigación se enfocó en analizar la precipitación diaria, y la precipitación mensual máxima en 24 horas usando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) en el perfil costero norte de Ecuador. Para lo cual, se realizó tres simulaciones numéricas experimentales y una de control, para los meses de febrero y agosto del 2015, 2017 y 2021 mediante anidamientos de los dominios 27, 9 y 3 km. Luego se realizó la validación entre los datos simulados y observados, usando dos (2) estaciones meteorológicas convencionales del Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada (INOCAR) ubicadas en el perfil costero norte, los estadísticos cuantitativos utilizados en esta investigación permitieron determinar que, el modelo utilizando los experimentos II, I y III, presenten valores cercanos a la precipitación diaria observada durante los meses de febrero y agosto del año 2015 (cálido), 2017 (neutral) y 2021 (frío), así mismo los atributos escalares de la tabla de contingencia de 2x2, permitieron determinar que el modelo pronostica los eventos de precipitación máxima en 24 horas. Finalmente, se analizó la configuración meteorológica de los eventos de precipitación máxima de 24 horas donde se determinó que su génesis se debe a la presencia de una baja presión al sur de la costa colombiana en el nivel de 850 hPa, la cual transporta núcleos convectivos hacia la costa norte ecuatoriana, y dichos núcleos se retroalimentan con la humedad transportada por el flujo del viento del Este en la capa de 300 hPa a 800 hPa, a esto se le suma la vorticidad ciclónica en el nivel medio, la cual promueve el ascenso de las masas de aire calidad y humedad hacia niveles superiores donde predomina la contante divergencia y difluencia, lo que permite una convección profunda y por ende fuertes precipitaciones.

Palabras clave: perfil costero, resoluciones, anidamiento, simulaciones, validaciones y configuración sinóptica.

ABSTRACT

This research work focused on analyzing the daily precipitation, and the maximum monthly precipitation in 24 hours using the Weather Research and Forecasting (WRF) model in the northern coastal profile of Ecuador. For this purpose, three experimental numerical simulations and one control simulation were carried out for the months of February and August 2015, 2017 and 2021 through nesting of the domains 27, 9 and 3 km. Then the validation was carried out between the simulated and observed data, using two (2) conventional meteorological stations of the Oceanographic and Antarctic Institute of the Navy (INOCAR) located in the northern coastal profile, the quantitative statistics used in this research allowed us to determine that, the model using experiments II, I and III, present values close to the daily precipitation observed during the months of February and August of 2015 (warm), 2017 (neutral) and 2021 (cold), as well as the scalar attributes of the table of 2x2 contingency, allowed us to determine that the model predicts the maximum precipitation events in 24 hours. Finally, the meteorological configuration of the maximum 24-hour precipitation events was analyzed, where it was determined that their genesis is due to the presence of low pressure south of the Colombian coast at the level of 850 hPa, which transports convective nuclei towards the northern Ecuadorian coast, and these nuclei are fed back with the humidity transported by the flow of the East wind in the layer from 300 hPa to 800 hPa, to this is added the cyclonic vorticity in the middle level, which promotes the rise of quality and humidity air masses towards higher levels where constant divergence and diffluence predominate, allowing deep convection and therefore heavy precipitation.

Keywords: coastal profile, resolutions, nesting, simulations, validations and synoptic configuration.

I. INTRODUCCIÓN

Ecuador, debido a su posición geográfica tiene un clima tropical, además tiene zonas climáticas bien definidas, las cuales le otorgan características propias como las altas temperaturas e intensas precipitaciones que perduran durante la época húmeda (verano y otoño del Hemisferio Sur); otra característica es el aumento en estas variables debido a la influencia de corrientes cálidas y por la incidencia directa de la radiación solar durante todo el año.

El área de estudio se encuentra situada en la Provincia de Esmeraldas, ubicada en la costa norte de Ecuador, donde prevalece los bosques húmedos y manglares. El clima es tropical húmedo donde las precipitaciones se mantienen durante todo el año. Sin embargo, las características atmosféricas cambian dentro dicha zona, debido que, al este de la costa (costa interior) se encuentra atravesada por estribaciones que son la prolongación de la cordillera occidental de los andes donde hay un clima tropical lluvioso, mientras que al oeste (perfil costero) se sitúan tierras bajas, en donde las mayores altitudes no sobrepasan los 900 metros, y es directamente influenciada por el océano Pacífico predominando un clima tropical húmedo. Es por esta razón que, en esta investigación se utilizó el perfil de la costa norte, con el propósito de analizar las precipitaciones diarias y máximas en 24 horas durante la influencia de periodos cálidos, neutros y fríos.

Las precipitaciones en el perfil costanero norte de Ecuador, se desarrollan debido al abundante aporte de masas de aire cálidas y húmedas provenientes del océano Pacífico y la Amazonia, así como al fuerte ascenso de estas masas producto del calentamiento térmico. Además, hay aporte de inestabilidad atmosférica debido a la influencia de sistemas meteorológicos de nivel inferior y superior sobre el área de investigación. Sin embargo, durante la última década las precipitaciones han presentado una variación significativa con relación a tiempo y espacio en todo el perfil costero ecuatoriano debido a la influencia de los eventos ENOS.

Los modelos globales ayudan en la predicción meteorológica a nivel macro-escala, sin embargo, no son buenos para pronosticar las condiciones de una zona determinada, debido

a las dificultades en la resolución espacial que no abarcan las características atmosféricas, oceánicas y orográficas locales. Por lo cual, se requiere la implementación de modelos de meso-escala que permitan realizar anidamientos de dominios, con la finalidad que el modelo numérico resuelva de forma correcta las condiciones atmosféricas del lugar. Es por esta razón que, en esta investigación se utilizó el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para realizar el análisis de las precipitaciones diarias, y precipitación mensual máxima en 24 horas en el perfil costanero norte de Ecuador. Ya que, este modelo tiene la particularidad de poder ser configurado localmente y generar las condiciones atmosféricas locales de acuerdo a la necesidad que requiera el investigador (Fernández et al., 2011).

La presente investigación, se enfocó en el análisis de las precipitaciones diarias, y precipitación mensual máxima en 24 horas en el perfil de la costa norte, mediante la simulación numérica del modelo WRF utilizando tres configuraciones de parametrizaciones físicas durante los meses de febrero y agosto de los años: 2015 (El Niño), 2017 (Neutral) y 2021 (La Niña), según el Índice Oceánico del Niño (ONI) de la Administración Nacional Oceánica y Atmósfera (NOAA, por sus siglas en inglés). Ya que, durante los mencionados años las precipitaciones presentaron variaciones significativas debido a la influencia de los eventos ENOS, lo cual, afectó directamente la parte socioeconómica de la provincia de Esmeraldas, y por ende al país.

Esta investigación describe de forma detallada las características utilizadas en la programación de las simulaciones numéricas durante el Pre-Procesamiento y Post-Procesamiento, así como las parametrizaciones físicas fijas y variables en los experimentos utilizados para simular las precipitaciones diarias, y precipitación mensual máxima en 24 horas en el perfil de la costa norte ecuatoriana. Así como también, el análisis de los estadísticos cuantitativos y no probabilísticos, tales como el BIAS, RMSE, MAE, SPEARMAN y atributos escalares respectivamente, que permitieron determinar los experimentos con menor error durante cada mes y evento. Así mismo, se analizó la configuración atmosférica que genera el modelo WRF asociada a las precipitaciones mensuales máximas de 24 horas.

La importancia de esta investigación, se basó en simular las precipitaciones diarias y precipitación mensual máxima de 24 horas, utilizando el anidamiento de dominios en el modelo WRF. Así como también, en identificar las configuraciones sinópticas de los eventos

extremos de precipitación ocurridos en los años de investigación, con el propósito de contribuir con conocimiento de las características meteorológicas para el desarrollo de los eventos adversos de precipitación en el perfil costanero norte, y de esta forma elaboren planes de contingencia que permitan comunicar a la población de manera oportuna para que tomen las medidas de prevención necesarias para disminuir las afectaciones por estos eventos.

El objetivo de esta investigación fue analizar las precipitaciones diarias, y la precipitación mensual máxima en 24 horas simuladas con el modelo WRF en el perfil de la costa norte de Ecuador durante el mes de febrero y agosto del 2015, 2017 y 2021. Para poder alcanzar el objetivo se planteó los siguientes objetivos específicos:

- Obtener las simulaciones de las precipitaciones diarias con el modelo WRF, utilizando las parametrizaciones físicas previamente determinadas para el perfil costero norte de Ecuador
- Validar las precipitaciones simuladas por el modelo WRF en el perfil de la costa norte para el periodo de investigación.
- Identificar la configuración sinóptica que favorecieron las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas generadas por el modelo WRF.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Costa, zona costera y perfil costero

La costa es la parte de un continente que limita con el mar u otro cuerpo acuático de gran extensión.

La zona costera es la parte de la tierra afectada por su proximidad al océano y aquella parte del océano afectada por su proximidad a la tierra (US Commission on Marine Sciences, 1969).

El perfil costero se define como la línea que marca el límite entre el territorio de Ecuador Continental y el Océano Pacífico.

2.2. Meteorología costera

La meteorología costera se puede definir como aquella que estudia la interacción entre el mar, la orografía y la atmósfera, y aquellos fenómenos meteorológicos que se generan a partir de esta interacción. El comportamiento de la atmósfera en la costa puede ser analizado y entendido mediante tres campos de la física que son la transferencia radiactiva, la termodinámica y la hidrodinámica.

El comportamiento de las condiciones meteorológicas en la costa Norte de Ecuador, está directamente influenciado por los sistemas atmosféricos de nivel inferior y superior, tales como:

Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT), afecta directamente a Ecuador durante la época húmeda debido que, la ZCIT se desplaza según el movimiento aparente del sol, es decir, durante el verano austral desciende hacia la línea ecuatorial afectando con precipitaciones moderadas a fuertes, mientras que, al inicio del otoño retorna a su posición habitual afectando con precipitaciones ligeras a moderadas en la costa ecuatoriana.

Las Ondas Tropicales las cuales se desarrollan por los flujos zonales provenientes del Este y afectan a la costa Norte, debido a la menor altura de los Andes que permite el transporte de los núcleos conectivos desde la estribación oriental a occidental de la cordillera de los Andes.

Así como también, las Perturbaciones Amazónicas que se desarrollan por las fuertes convecciones que se generan a partir de las altas temperaturas que predominan sobre dicha zona, los cuales también aportan con núcleos conectivos a la costa Norte debido al trasvase que ocurre en la cordillera Norte de Ecuador.

El Anticiclón del Pacífico del Sur (APS), tiene influencia sobre la costa ecuatoriana, esta influencia depende de la época del año, así como su posición y configuración. Ya que, este sistema modula la intensidad de los vientos alisios sobre el mar ecuatoriano a nivel superficial, mientras que al nivel de 850 hPa los vientos atribuyen o minimizan el desarrollo de sistemas de circulación ciclónica sobre el área marítima de Ecuador.

Así como la Oscilación de Madden Julian que afecta de manera directa cuando existe un acoplamiento entre el océano y la atmósfera durante el periodo de la época lluviosa. El Collado, el cual permite el ascenso de masas de aire desde nivel superficial por su zona de divergencia en niveles superiores. También influye la Vaguada Tropical de Niveles Superiores la cual transporta grandes cantidades de humedad y divergencia proveniente de la Alta de Bolivia y que permite el desarrollo de fuertes inestabilidades en la columna atmosférica sobre el territorio ecuatoriano.

2.3. Condición climática de la costa norte de Ecuador

La zona norte de la provincia de Esmeraldas presenta un clima tropical muy húmedo; desde la boca del río Santiago hacia el sur; en las estribaciones desde el pie de la cordillera hacia el este, las montañas son húmedas y su clima va temperándose con el aumento de altitud hasta el subtropical subandino. Esto genera dos climas definidos: tropical monzón con una temperatura promedio de 21° C y tropical húmedo en las cuencas centrales y costa externa septentrional cuya temperatura promedio es de 25° C. Se podría caracterizar a la provincia como húmeda, cuya pluviosidad anual seca oscila entre los 500 mm – 700 mm, húmeda con una pluviosidad anual de hasta 2000 mm; y superhúmeda con pluviosidad anual de hasta 7000 mm. La humedad de la provincia aumenta tanto hacia el Sur, como al interior y Norte. (Mapa Bioclimático del Ecuador).

La costa norte de Ecuador presenta el mayor acumulado de precipitación durante el año, esto no solo se debe a la influencia de masas de agua cálidas o de radiación solar directa durante todo el año, ya que también es afectado directamente por el aporte de masas cálidas y húmedas de aire, proveniente de las áreas marítima y amazónica, lo que contribuye a la

mayor convección y liberación de calor latente que retroalimenta a la masa de aire en ascenso, generando grandes desarrollos verticales. Además, estos ascensos verticales se intensifican cuando existe el acoplamiento dinámico por presencia de los sistemas atmosféricos de niveles superficiales y superiores lo que dan lugar a los fenómenos adversos que provocan precipitaciones abundantes y por ende inundaciones en la zona investigada.

Estos fenómenos frecuentemente se generan durante los meses de la época húmeda de Ecuador (diciembre a mayo), ya que durante este periodo los sistemas atmosféricos se encuentran activos y tienen influencia sobre la zona de investigación (Gálvez y Regalado, 2002). Soto (2019), menciona que durante la época húmeda existe un mayor transporte de núcleos convectivos provenientes del área amazónica debido al flujo zonal del este que predomina en toda la columna durante mencionado periodo y que estos núcleos son retroalimentados debido al fuerte ascenso de masas cálidas y húmedas de aire provenientes de superficie.

2.4. Precipitación de la costa norte

Según Gálvez y Regalado (2002), se conoce que el régimen pluviométrico en la costa ecuatoriana se caracteriza por la presencia de precipitaciones entre los meses de diciembre a mayo, siendo las mayores precipitaciones de febrero a marzo (Figura 1), mientras que de junio a noviembre se observan las menores o ninguna precipitación. Además, las precipitaciones más fuertes ocurren en la tarde debido a la gran concentración de húmeda proveniente del Océano y la Amazonía, mientras que en las horas de la mañana la actividad conectiva es limitada debido al menor transporte de húmeda.

Los eventos oceanográficos El Niño/La Niña, generan una alteración al régimen pluviométrico de las costas ecuatorianas, alterando el patrón establecido durante un período neutral del evento ENOS. Durante la ocurrencia de los eventos cálidos existe un mayor acumulado de precipitación mensual, además el período de lluvia incrementa desde octubre a mediados de julio, mientras que eventos fríos se ha observado un déficit de precipitaciones en la costa ecuatoriana.

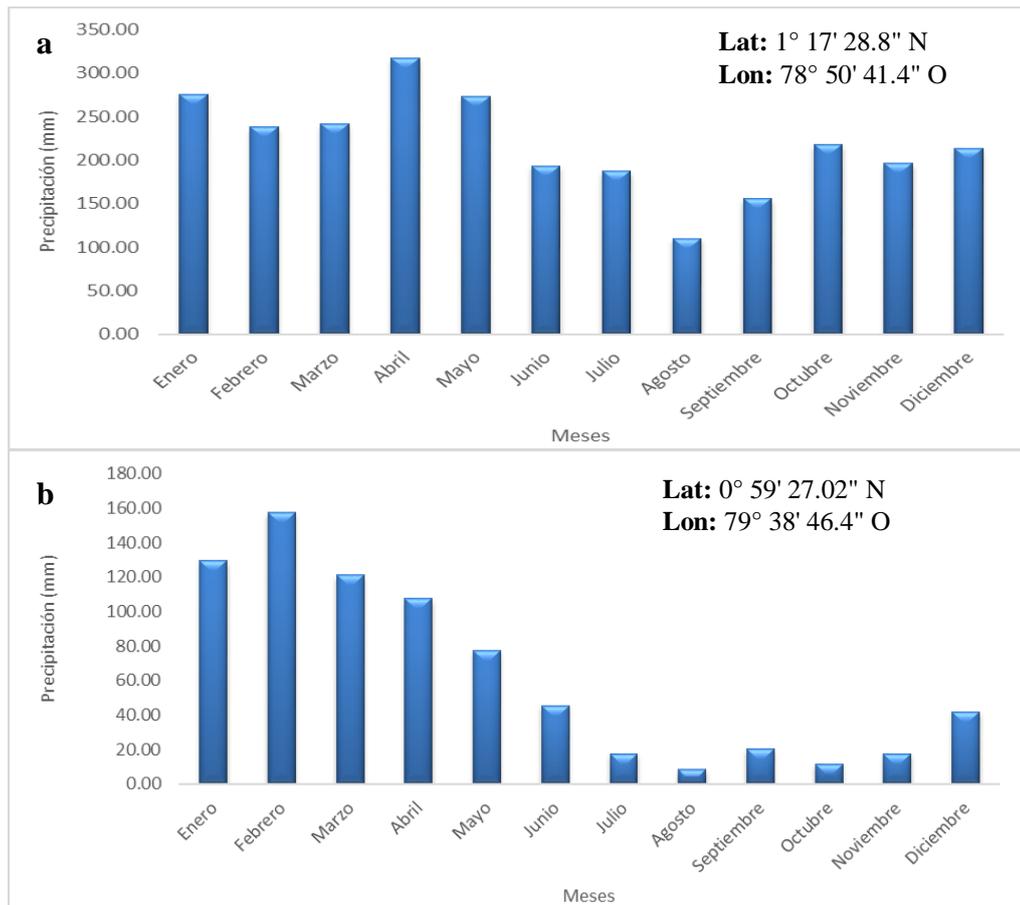


Figura 1. Normales mensuales de precipitación de la Estación Meteorológica de San Lorenzo (a) y Esmeraldas (b) (1991-2020).

FUENTE: Informe climatológico - INOCAR (2020)

2.5. Patrones atmosféricos y oceánicos que afectan a Ecuador

Ecuador se encuentra situado en la mitad del mundo, por lo tanto, durante la mayor parte del año recibe la mayor radiación solar, permitiendo obtener las temperaturas más altas y estacionarias de toda Sudamérica, lo que permite tener un clima definido en dos épocas durante un año, las cuales son: época húmeda o lluviosa (diciembre a mayo) y época seca o poco lluviosa (junio a noviembre).

El territorio ecuatoriano durante un evento ENOS, se encuentra influenciado por diferentes sistemas atmosféricos y oceánicos debido a su ubicación geográfica, obteniendo ciertos beneficios y a la vez afectaciones socioeconómicas producto de fuertes precipitaciones o sequías, generadas por la intensificación o desplazamiento de los sistemas como: la Zona de Convergencia Intertropical, Anticiclón del Pacífico del Sur, Circulación de Walker, Vientos Alisios, Jet de Niveles Bajos del Caribe, Oscilación de Madden Julian, así como la Onda Kelvin y Corrientes marinas que influyen en la zona costera de Ecuador.

2.5.1. Sistemas atmosféricos

a. Zona de Convergencia Inter Tropical

Según Chiang et al. (2000) destaca que la zona de convergencia intertropical es la región del globo terrestre donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte con los del hemisferio sur que coinciden con la parte ascendente de la celda de Hadley. Es decir, un cinturón de convergencias que rodea a la Tierra y que presenta una variabilidad anual de tipo estacional y marítimo – terrestre (Figura 2). La posición latitudinal de la zona de convergencia intertropical está asociada a la interacción entre los vientos horizontales y la distribución de la Temperatura Superficial del Mar (TSM).

Se caracteriza por ser un cinturón ancho de baja presión, constituido por corrientes de aire ascendente, donde convergen grandes masas de aire cálido y húmedo provenientes del norte y del sur de la zona intertropical. El ecuador terrestre es la zona de la atmósfera donde el espesor es mayor y el ecuador térmico es la franja, ubicada principalmente en el hemisferio norte que registra las mayores temperaturas promedio de la Tierra. El ecuador térmico migra estacionalmente entre el hemisferio norte y sur, igualmente la zona de convergencia intertropical migra siguiendo al calor. Como la tierra se calienta más rápido que el mar, la zona de convergencia intertropical alcanza mayores latitudes en las grandes masas continentales.

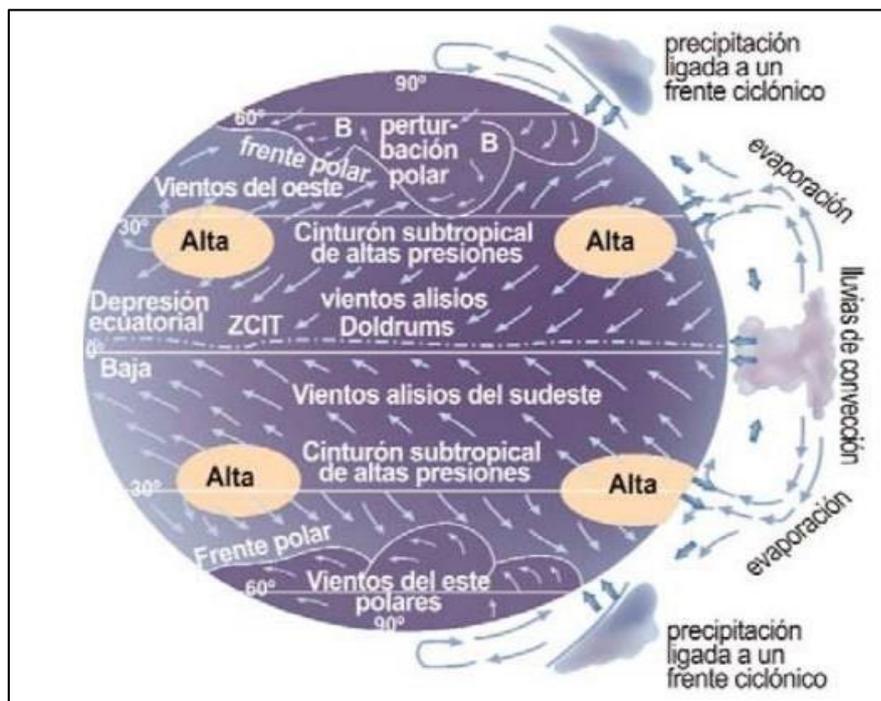


Figura 2. Esquema de la circulación atmosférica donde se observa la Zona de Convergencia Intertropical.

FUENTE: Guzmán *et al.* (2014)

b. Circulación de Walker

“Director de servicio meteorológico de la India, buscaba un medio de prever la fecha de llegada y la intensidad del monzón de la India del verano boreal. Para esto, se basó en el cálculo de correlación entre diferentes series cronológicas de parámetros meteorológicos de superficie de diversos puntos del globo. Descubrió que una variación de la presión del anticiclón del Pacífico Sureste correspondía automáticamente a una variación contraria de presión en la zona de bajas presiones del Océano Índico.

Esta oscilación de presión entre las costas americanas e Indonesia se le bautizó con el nombre de Oscilación Austral, poniendo en evidencia el esquema de una circulación zonal y que será posteriormente bautizada en su honor como “célula de Walker”. Este tipo de célula se caracteriza en una altitud dada como una zona de movimientos ascendentes favoreciendo la formación de masas conectivas y por una zona de movimientos descendentes provocando la disipación de los sistemas nublados” (Rossel, 1997).

El análisis de la información recogida por los satélites ha permitido considerar la hipótesis de la existencia de circulación de tipo Walker en las regiones ecuatoriales. Ellas tendrían su origen en las diferencias de temperatura entre las regiones continentales y marítimas (Figura 3). El aire por encima de los continentes se calienta mucho más rápidamente que el aire por encima de los océanos.

Las masas de aire se elevan para volver a descender por encima del océano más frío, particularmente en las regiones orientales del Pacífico y del Atlántico. Los vientos en la superficie del mar y a mayor altitud comunican las zonas de ascenso y de descenso de las masas de aire de cada célula. La más extensa de las células de Walker se encuentra en el Pacífico ecuatorial y se extiende de América del Sur hasta Indonesia, mayor a la mitad del perímetro del globo.

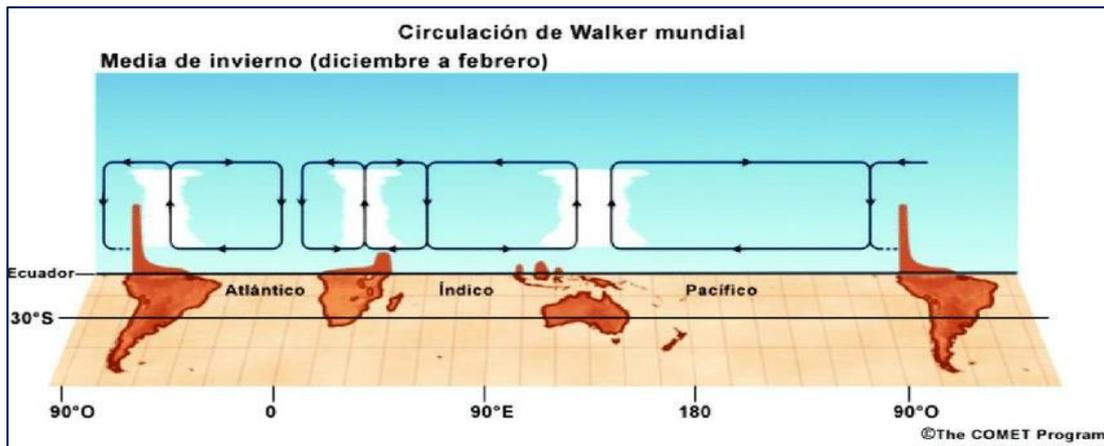


Figura 3. Circulación Walker en invierno entre diciembre y febrero para el hemisferio norte, con base en cálculos de vientos divergentes en la tropósfera superior e inferior.
FUENTE: Serrano (2016).

c. Los vientos alisios

El Océano Pacífico por su gran extensión meridional hace que se encuentre en contacto con diferentes sistemas climáticos (tropical, subtropical, templado y subpolar). Los vientos del Oeste, soplan en los dos hemisferios hacia latitudes templadas, encuadran una zona de los alisios del Noreste (Hemisferio Norte) y del Sureste (Hemisferio Sur) y calmas ecuatoriales ubicadas en latitudes bajas. El Océano Pacífico tropical está marcado por dos sistemas principales: los monzones y los alisios. El monzón es un fenómeno violento con inversión estacional que afecta el oeste de dicha cuenca.

Los alisios, al contrario, permanecen todo el año sobre las partes del centro y del Este. Estos son vientos convergentes que se dirigen hacia la depresión ecuatorial desviados hacia el Oeste por la fuerza de Coriolis y tienen finalmente una componente Este a nivel del Ecuador. Presentando una débil variación estacional en oposición, siguiendo el hemisferio. Su velocidad máxima se ubica entre 10° y 15° N y entre Ecuador y 15°S. La zona de convergencia de los Alisios del Noreste en el hemisferio boreal, y del Sureste en el hemisferio austral, es la zona de convergencia Intertropical (ZCIT) a veces llamada “Ecuador Meteorológico”. Esta es una banda estrecha que se extiende casi a través de todo el Océano Pacífico alrededor de +/- 5° de latitud. La cual, corresponde al ramal ascendente de las células de Hadley en los dos hemisferios.

“En el hemisferio Sur, los Alisios del Sureste, desembocan en la zona de convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) bajo la forma de vientos del Norte al Este, siendo mucho más larga y difusa que la (ZCIT). Durante el verano austral, los vientos envuelven al anticiclón de

Australia, convergen igualmente hacia la ZCPS y sus zonas de convergencia se desarrollan con esta estación” (Rasmusson & Carpenter, 1981). Estas corresponden al área de fuertes precipitaciones unidas a una convección intensa. La convergencia aquí es máxima y la velocidad horizontal del viento es mínima.

d. Oscilación Madden Julian (OMJ)

La Oscilación de Madden y Julian, es el patrón más significativo de la variabilidad en los trópicos. Esta perturbación ondulatoria tiene una propagación hacia el este de anomalías convectivas tropicales, desde el océano Índico hasta el Pacífico occidental y, posteriormente, a América del Sur y África, con un período de oscilación de entre 30 y 50 días (Madden y Julian, 1971).

La oscilación de Madden-Julian (OMJ) comenzó a documentarse poco después de su identificación original, en 1971. Se ha demostrado que la OMJ afecta el clima en los trópicos con distintos grados de amplitud, desde la convección tropical a pequeña escala hasta las circulaciones de escala planetaria (Figura 4).

Por otro lado, Zhang (2005), citado por Vargas (2019), menciona que el componente atmosférico se caracteriza por una oscilación que se propaga hacia el Este, tal como se indica en la Figura 4, desde el océano Indico a lo largo de la línea ecuatorial a aproximadamente 5m/s , lo cual corresponde a un período aproximado de 30 a 60 días para la OMJ atmosférica, cuya escala espacial se puede describir en términos de una longitud de onda local aproximada de 12 000 a 20 000 km. La OMJ suele estar más organizada en la región comprendida entre el océano Índico austral a través de Australia, hacia el este, hasta el Pacífico occidental, en el verano austral. La señal atmosférica característica es evidente en la presión de superficie, la intensidad de los vientos troposféricos en altura y en niveles inferiores (divergencia) y en los campos representativos de la convección profunda (humedad relativa, radiación de onda larga saliente y agua precipitable). La onda no es evidente en los vientos de la tropósfera media.

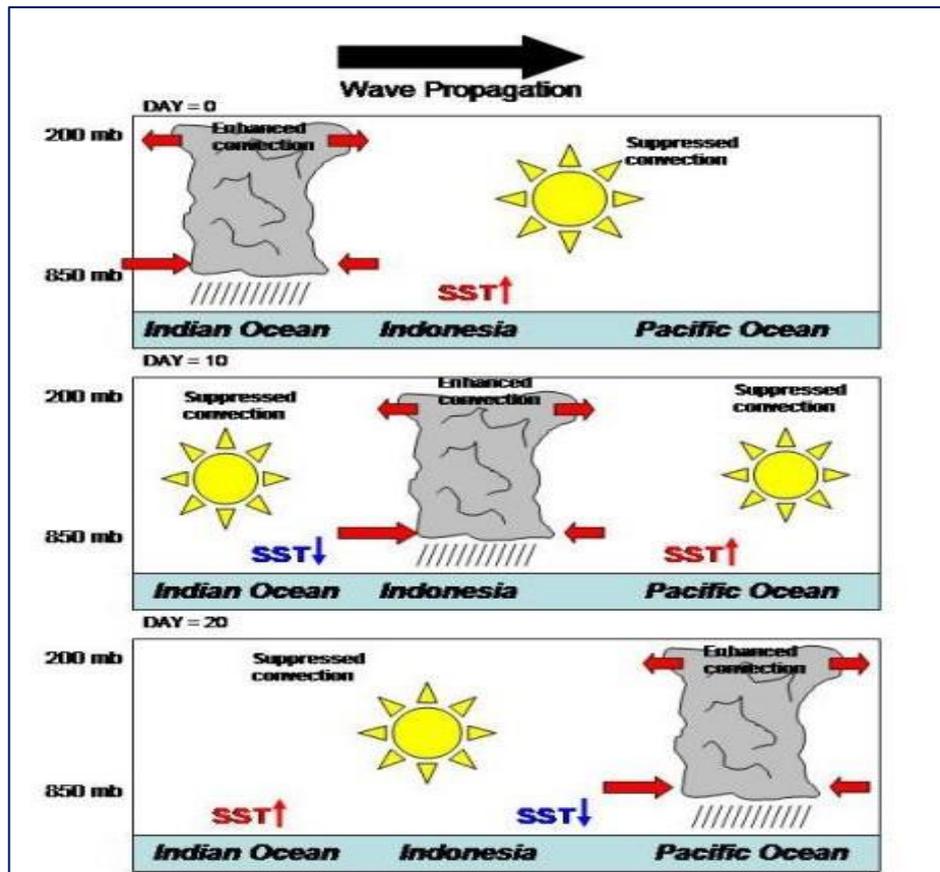


Figura 4. Fases de la Oscilación Madden Julian.
FUENTE: Adaptada de Madden y Julian (1971)

2.5.2. Sistemas oceánicos

a. Onda oceánica Kelvin

Según Matsuno (1966), la Onda Kelvin en el océano, es un tipo especial de ondas de gravedad que es afectada por la rotación de la Tierra y atrapada en el Pacífico ecuatorial, las cuales se presentan en su fase cálida o de hundimiento y su fase fría o de afloramiento. Estas ondas se forman cerca de Indonesia (Pacífico occidental) en una zona denominada como piscina caliente y puede ser generada debido a pulsos de vientos del Oeste, propagándose en dirección Este hacia las costas de Sudamérica, profundizando o superficializando la termoclina según en la fase que se encuentre, teniendo como consecuencia calentamientos o enfriamientos transitorios en el ecosistema marino. Su velocidad de propagación promedio es de 2 a 3 m/s, por lo que su arribo desde el centro del Pacífico ecuatorial hasta las costas sudamericanas tiene un periodo estimado de dos meses.

La onda Kelvin tiene una fase cálida y una fría, que conlleva a variaciones de la temperatura y nivel del mar, que se refleja en variaciones en la temperatura del aire; y, en algunos casos,

en las precipitaciones cuando coincide con el periodo lluvioso en la costa occidental sudamericana. En su fase cálida la termoclina se eleva en el Pacífico Oeste y el nivel del mar baja; mientras que, el nivel del mar se eleva notablemente a lo largo de las costas suramericanas y la termoclina se hunde de manera pronunciada. Generalmente, su impacto es de corta duración en el tiempo y en otros casos pueden ser el inicio de un evento ENOS (El fenómeno de El Niño - Oscilación Sur).

b. Corriente que influyen a la zona marítima de Ecuador

El Océano Pacífico cubre el tercio del planeta representando cerca de la mitad de la superficie de los océanos. La circulación de superficie en el centro de la cuenca está directamente determinada por la estructura del campo de vientos. Las dos células de circulación anticiclónica que caracterizan las circulaciones norte y sur del Pacífico, inducen en la zona ecuatorial dos corrientes orientadas de este a oeste; las corrientes ecuatoriales sur y norte. Estas dos corrientes alcanzarán sus latitudes límites hacia los 5° y 10°N. Están separadas por una corriente fluyendo hacia el este, fuerte y estrecha, la Contra Corriente Ecuatorial (Figura 5). En la subsuperficie una corriente fuerte fluye hacia el este, es la subcorriente ecuatorial que en ocasiones llega casi a la superficie en la parte Este de la cuenca, esencialmente en primavera. Finalmente, la contra corriente sur ecuatorial más débil que la contra corriente norte y de naturaleza diferente, se riega de manera difusa en la superficie a partir del mar de Coral en dirección Este.

En el evento boreal, el régimen de los alisios es más marcado. De la misma manera, ocurre para el sistema de corrientes que este genera. La corriente ecuatorial norte esta entonces comprendida entre 20° y 10°N, la corriente ecuatorial sur entre 20°S y 3° a 4°N y la contracorriente ecuatorial entre 3° a 4°N y 10°N. Por lo que no son simétricas en relación al Ecuador, pero si en relación a una línea de convergencia situada siempre al norte de Ecuador que corresponde aproximadamente a la posición de la ZCIT.

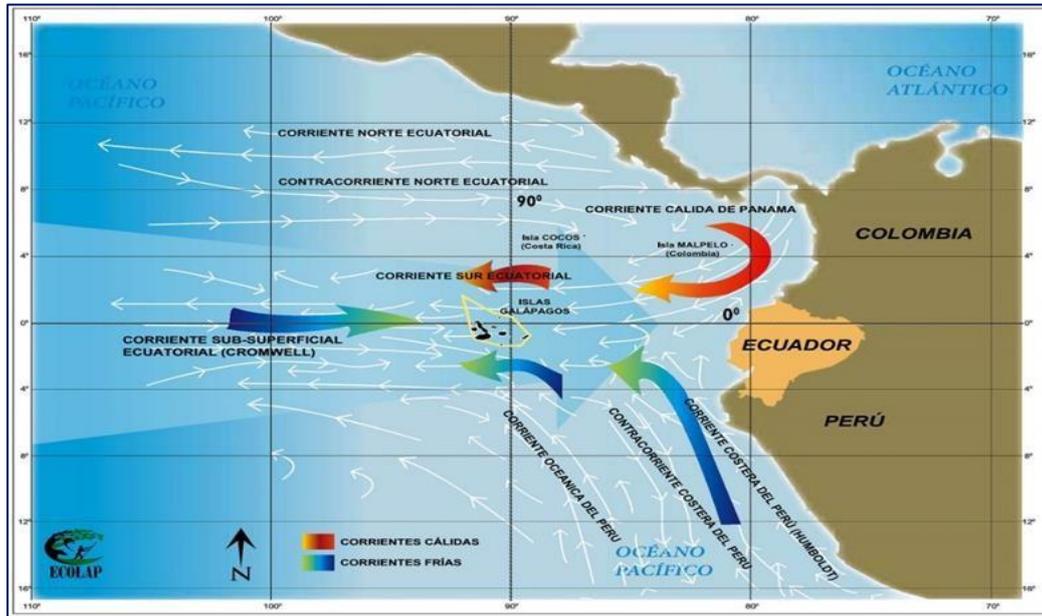


Figura 5. Corrientes que influyen al área marítima del Ecuador.
FUENTE: Instituto de Ecología Aplicada (ECOLAP).

c. Variabilidad oceanográfica en el Ecuador

La variabilidad oceanográfica en el mar ecuatoriano está caracterizada por la presencia estacional de varias masas de agua. Entre diciembre y mayo, se presenta en la costa ecuatoriana la estación climática cálida/lluviosa, en donde se observa la invasión de la Corriente del Niño que transporta las Aguas Tropicales Superficiales (ATS) desde la Bahía de Panamá hasta gran parte del norte del mar ecuatoriano (con temperaturas superiores a 25 °C). De junio y noviembre, se presenta la estación climática fría/seca, con la presencia de las Aguas Subtropicales Superficiales (ASTS) en el sur del mar ecuatoriano y cuyas temperaturas superficiales oscilan entre 18 y 25 °C, estas aguas son transportadas por la Corriente fría de Humboldt. Perpendicular a la costa ecuatoriana y entre las dos masas de agua, se observa una zona de fuerte gradiente termohalino, el mismo que es conocido como Frente Ecuatorial, y que oscila latitudinalmente entre la ATS y ASTS, el fortalecimiento del Frente Ecuatorial se presenta estacionalmente, de tal forma que, es más definido en los meses de la estación climática fría/seca, y prácticamente desaparece en los meses de la estación climática cálida/lluviosa (Barahona, 2017).

La estacionalidad de estas masas de agua modula en gran medida el clima en la costa ecuatoriana, de tal forma que las variables ambientales tales como temperatura del aire, humedad, precipitación y viento, muestran un patrón entre épocas que responde a la variación de la temperatura superficial del mar.

2.6. Modelos de predicción numérica

Los modelos de predicción numérica se pueden clasificar en modelos globales y de meso-escala. Estos últimos, por enfocarse en un área específica de la tierra para realizar sus simulaciones, son también llamados modelos de área limitada (Coiffier, 2011). Los modelos globales se encargan de predecir procesos atmosféricos a escala planetaria tales como ciclones, anticiclones, etc.; en cambio los modelos de meso-escala tienen una suficiente resolución vertical y horizontal para simular procesos atmosféricos tales como turbulencia, convección de nubes, tornados, tormentas, estados del mar, etc.

Los modelos de meso-escala al tener una mejor resolución horizontal y vertical que los globales, representan mejor los fenómenos meteorológicos de meso-escala. Estos fenómenos son generados frecuentemente por el forzamiento topográfico y por convección, los cuales son intensificados por la mayor acumulación de masas de aire cálidas y húmedas en niveles inferiores que dan lugar a fenómenos meteorológicos adversos. Por esta razón, es de suma importancia la orientación que brinda los modelos de meso-escala, especialmente en situaciones operacionales, en las que las observaciones meteorológicas del tiempo atmosférico son escasas o inexistentes.

Para entender cómo funciona un modelo numérico hay que saber que cada modelo numérico se divide en dos partes: la dinámica y la física del modelo (Dudhia, 2014). La parte dinámica del modelo está conformada por las ecuaciones primitivas que gobiernan la dinámica de la atmósfera, y la parte física está conformada por los procesos físicos a nivel local que no pueden resolverse directamente y que por eso tienen que ser representados dentro del modelo de forma simplificada (parametrizaciones).

2.7. Modelo Weather Research and Forecasting (WRF)

El WRF, es la nueva generación de modelo de pronóstico de meso-escala que tiene como objetivo avanzar en la comprensión y predicción del tiempo meteorológico, así como acelerar la transferencia de los avances de la investigación hacia la parte operativa. Además, cuenta con dos núcleos dinámicos; el Advanced Research WRF (ARW) y el Non-hydrostatic Mesoscale Model (NMM), así mismo, abarca esquemas para la física, opciones numéricas y dinámicas, rutinas de inicialización y un paquete de asimilación de datos (WRF-Var) (Skamarock et al., 2008). En la presente investigación se utilizó el núcleo ARW, debido a los diferentes esquemas físicos que posee.

2.7.1. Grilla vertical y coordenadas verticales del modelo WRF

Las ecuaciones del núcleo ARW son elaboradas utilizando la coordenada vertical de tipo sigma (σ), un tipo de coordenadas que imita la forma del relieve topográfico para mejoras las simulaciones. Estas coordenadas permiten calcular las variables meteorológicas en puntos determinados de cada celda de simulación según la grilla vertical del modelo (Figura 7), denotada por η ; y se define de la siguiente manera (Skamarock et al., 2008):

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad \text{donde} \quad \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (1)$$

Donde:

η : Coordenada Vertical

p_h : Componente hidrostática de la presión

p_{hs} : Componente hidrostática de la presión de superficie

p_{ht} : Componente hidrostática de la presión a un nivel de altura

Los valores de η varían de uno en la superficie a cero en el nivel más alto del dominio como se muestra en la Figura 6.

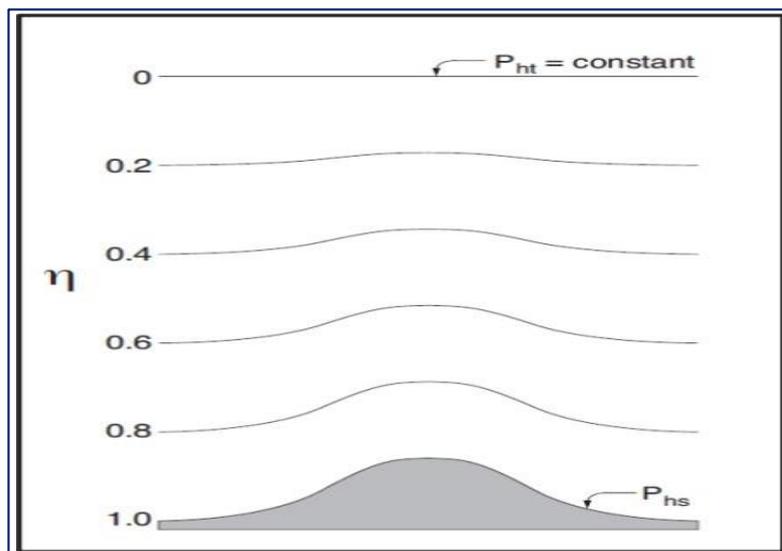


Figura 6. Coordenadas η del ARW.
FUENTE: Skamarock et al. (2008)

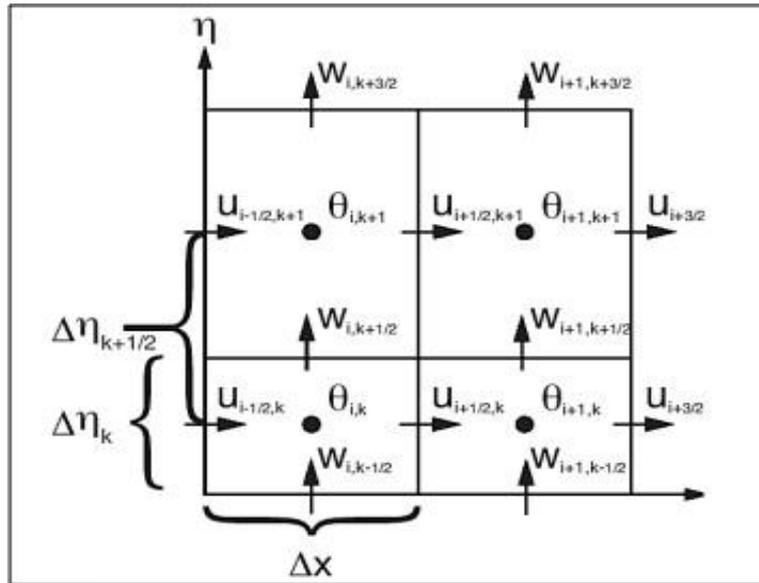


Figura 7. Grilla Vertical del Modelo WRF-ARW.
FUENTE: Skamarock et al. (2008)

2.7.2. Grilla horizontal del modelo WRF

El tipo de grilla horizontal que utiliza el modelo WRF es del tipo Arakawa C, tal y como se muestra en la figura 8. Existen puntos determinados en la grilla horizontal donde se calculan las variables meteorológicas necesarias para la simulación numérica. En la figura 8 los componentes v y u corresponden a variables vectoriales, como por ejemplo la dirección del viento, los cuales se calculan en los contornos de las celdas de grilla. La variable θ corresponde a las variables escalares tales como la temperatura, humedad relativa, etc. Es calculada en el centro de cada celda de grilla y representa el promedio de esa variable en cada celda (Coiffier, 2011).

A diferencia de la Figura 8, en la Figura 9 se muestra la grilla horizontal de un dominio parental con un anidamiento de proporción 3:1. La elección de realizar las simulaciones estableciendo anidamientos permite ejecutar el modelo sin consumir demasiado recurso computacional (Wang, 2014).

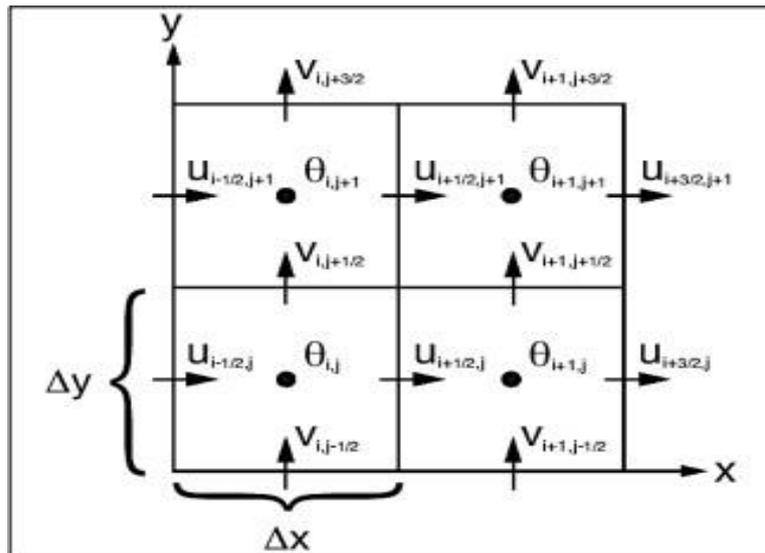


Figura 8. Grilla horizontal tipo Arakawa-C del modelo WRF-ARW.
FUENTE: Skamarock *et al.* (2008)

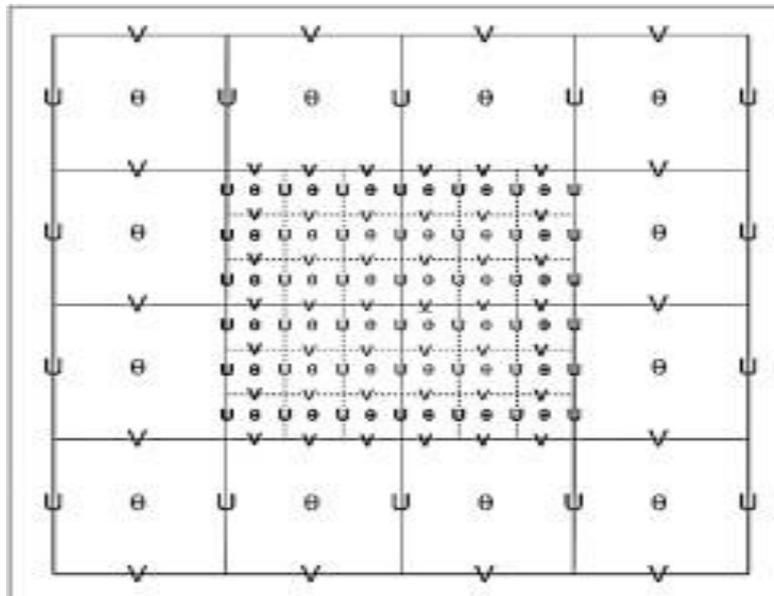


Figura 9. Grilla horizontal con anidamiento de proporción 3:1.
FUENTE: Skamarock *et al.* (2008)

2.7.3. Componentes del sistema de modelado WRF

La Figura 10 muestra el diagrama de flujo para la versión 4 del sistema de modelización WRF.

El sistema de modelado WRF consiste de estos programas principales:

- El Sistema de Pre - procesamiento WRF (WPS)
- WRF-Var
- ARW solver

- Post-procesamiento y visualización de los datos simulados.

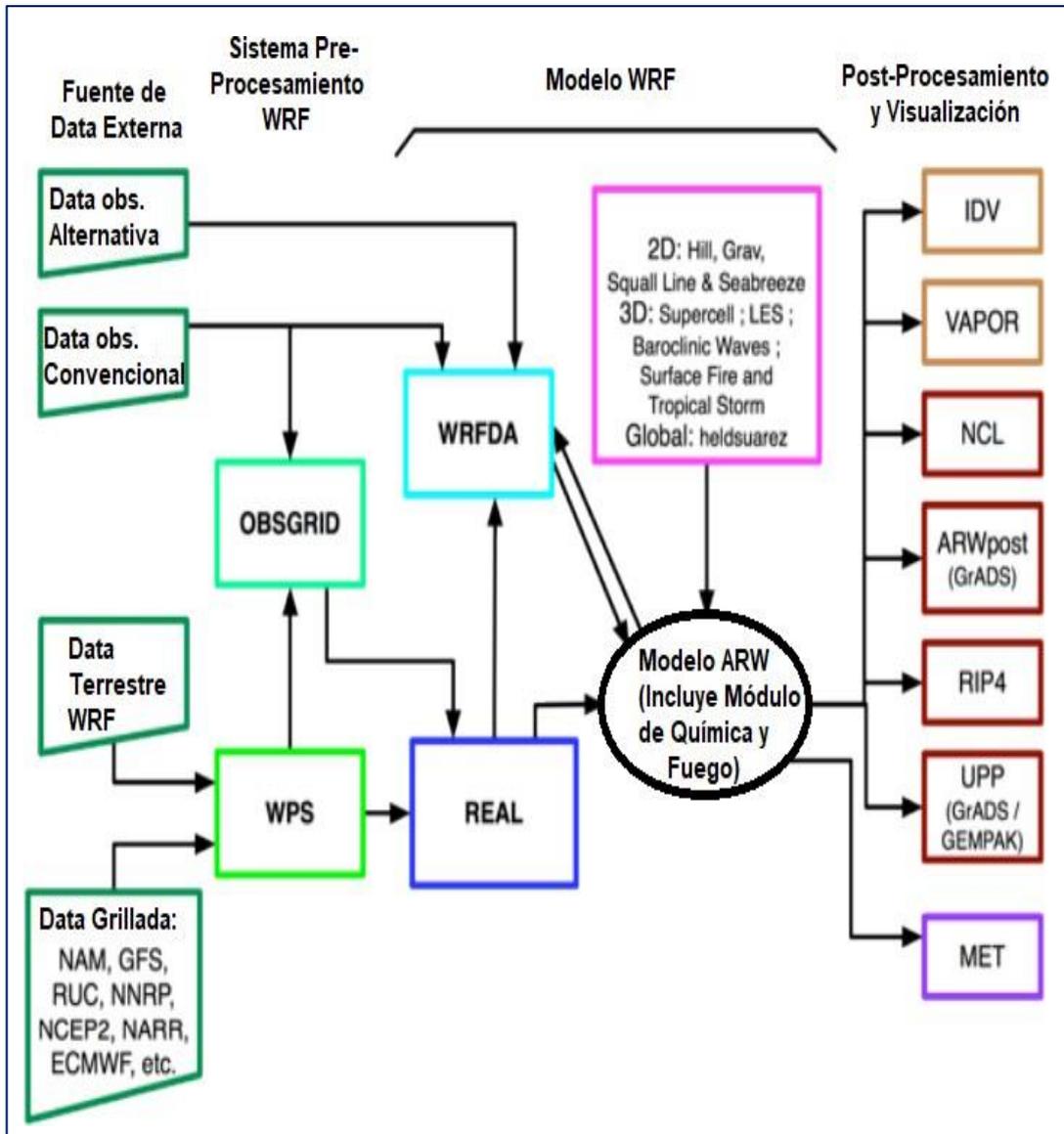


Figura 10. Diagrama del flujo del sistema de modelamiento WRF-ARW.
FUENTE: Guía de usuario del modelo WRF-ARW (2018)

2.7.4. Sistema de Pre-Procesamiento WRF (WPS)

Este programa se utiliza principalmente para simulaciones de datos reales. Sus funciones incluyen la definición de dominios de simulación; interpolar datos terrestres (como terreno, vegetación, uso y tipos de suelo) al dominio de simulación; y decodifica e interpola los datos meteorológicos de otro modelo a este dominio de simulación mediante tres programas cuya función es elaborar elementos para el programa. Las principales funciones de estos programas se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1: Principales funciones de los programas del preprocesador WPS.

Programas	Funciones
Geogrid	<ul style="list-style-type: none">• Define la proyección del mapa terrestre.• Establece el lugar geográfico y las dimensiones de los dominios• Interpola los datos terrestres estáticos horizontalmente (altura de topografía, uso de suelo, tipo de suelo, vegetación, albedo)
Ungrib	<ul style="list-style-type: none">• Pasa los datos de entrada desde un formato GRIB a un formato intermedio entendido por el modelo.• Extrae los campos meteorológicos necesarios de los datos de entrada
Metgrid	<ul style="list-style-type: none">• Interpolar horizontalmente los datos meteorológicos de entrada extraídas por el ungrid para los dominios definidos por el Geogrid.• Interpolar otros campos meteorológicos a la ubicación “θ” de las celdas de grilla del modelo WRF.

FUENTE: Guía de Usuario del modelo WRF v.4.

2.7.5. Procesador del modelo WRF-ARW

Este es el componente clave del sistema de modelado, que se compone de varios programas de inicialización para simulaciones idealizadas y de datos reales, y programa de integración.

Las características claves del modelo WRF se pueden observar en la Tabla 2.

Tabla 2: Principales funciones de los programas del procesador del WRF-ARW.

Programas WRF-ARW	Funciones
Real	<ul style="list-style-type: none">• Elige los niveles del modelo en la vertical.• Interpola los datos a los niveles del modelo en la vertical - Crea las condiciones iniciales de los dominios que se eligen.• Crea las condiciones de frontera de la simulación
Wrf	<ul style="list-style-type: none">• Hace las integraciones numéricas de la simulación• Usa los cálculos de la parametrizaciones físicas para la simulación

FUENTE: Guía de Usuario del modelo WRF v.4.

a **Parametrización física del modelo**

Las parametrizaciones, son una aproximación de los distintos fenómenos físicos que ocurren en una escala más pequeña, en la que, por su complejidad o desconocimiento de su física, se realiza una simplificación de esos procesos atmosféricos, para obtener representaciones lo más cercanas a lo real (Castro et al., 1991).

Las parametrizaciones son orientadas como sub-modelos dentro del modelo dinámico meso - escalar, representando implícitamente la influencia de la física de sub-escala en los procesos resueltos explícitamente, es decir una parametrización es una aproximación de un término desconocido a partir de uno o más factores conocidos. Las parametrizaciones según la descripción que hace Skamarock et al. (2008) se describen a continuación:

- **Microfísica:** incluye explícitamente procesos de cambio de estado como: vapor de agua, formación de nubes y precipitación.
- **Capa límite planetario (PBL):** es responsable de los flujos verticales a escala sub grilla generados por el transporte de fluido dinámico (eddies) en toda la columna de atmósfera, no sólo en la capa límite. De esta forma, cuando un esquema de PBL es activado, la explícita difusión vertical es desactivada asumiendo que el esquema se encargará de este proceso.
- **Radiación atmosférica:** estos esquemas proveen el calentamiento atmosférico a causa de los flujos radiativos divergentes y la radiación de onda larga y corta incidente del balance de radiación de la superficie. La radiación de onda larga incluye la radiación infrarroja o termal absorbida y emitida por gases y superficies. El flujo de radiación de onda larga saliente del suelo es determinado por la emisividad de la superficie que a su vez dependen del tipo de uso de suelo, como también de la temperatura del suelo. La radiación de onda corta incluye longitudes de onda visible y alrededores de su espectro que componen el espectro solar. Todos los esquemas de radiación del WRF son esquemas de una columna (unidimensionales), por tal motivo cada columna es tratada de manera independiente y los flujos corresponden a aquellos planos horizontales uniformes infinitos, que son una buena aproximación si el grosor vertical de las capas de modelo es menor que el largo horizontal de la grilla.
- **Parametrizaciones de cúmulos:** estos esquemas son responsables de los efectos a escala de sub grilla de nubes convectivas y/o superficiales. Están diseñados para representar flujos verticales generados por movimientos ascendentes o descendentes y para compensar el movimiento fuera de las nubes. Operan solamente en columnas individuales donde el esquema ha sido activado y provee perfiles verticales de humedad y de calor (calentamiento). Todos los esquemas proveen un componente convectivo de la precipitación superficial. Teóricamente estas parametrizaciones son válidas para grillas de tamaño grueso (Coarse domains), un tamaño mayor a los 10 km, donde son necesarias para liberar calor latente propiamente en una escala de tiempo realista en las columnas convectivas.
- **Tratamiento de capa superficial:** los esquemas de este grupo calculan las velocidades de fricción y los coeficientes de intercambio que permiten el cálculo del calor superficial y los flujos de humedad por medio del modelo de suelo (land surface) y tensión superficial en los esquemas de capa límite planetaria.

- **Modelos de suelo:** usa la información atmosférica de los esquemas de tratamiento de la capa superficial, el forzamiento radiactivo de los esquemas de radiación, el forzamiento de precipitación de los esquemas de microfísica y esquemas convectivos, junto con la información interna sobre las variables del estado de la superficie y las propiedades de la capa superficial, para proveer flujos de calor y humedad sobre los puntos de suelo y los puntos mar-hielo.

2.7.6. Post Procesamiento

Existen varias herramientas para visualizar los archivos de salida del procesador del modelo. Sin embargo, el más utilizado es el componente conformado por el programa ARWpost, que permite convertir los archivos de salida del WRF a un formato en el que pueda ser leído por otro software. El software más frecuente utilizado es el GRADS, el cual permite visualizar los archivos de salida en formato. ctl provenientes del ARWpost y también hace uso de scripts para extraer datos de este archivo, así como permite generar productos para la interpretación de las variables atmosféricas simuladas.

2.8. Estadísticos cuantitativos de validación

Es la evaluación de los datos de forma numérica, mediante medidas de precisión para evaluar estadísticamente los pronósticos de los modelos de predicción numérica, siendo los más importantes: el sesgo o error medio (BIAS), el error medio absoluto (MAE), la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y la correlación Spearman (**rs**), estas medidas de precisión explican las diferentes relaciones que existen entre los valores pronosticados y observados. Por lo cual, las medidas de precisión a utilizar en esta investigación serán:

2.8.1. BIAS

El sesgo o error medio, es la diferencia entre la media de los valores pronosticados y observados, y por lo tanto expresa el sesgo de los pronósticos (Wilks, 2006). Para lo cual, un $BIAS > 0$ nos indica una sobreestimación de los valores pronosticados, mientras que un $BIAS < 0$ nos expone una subestimación de los valores pronosticados. Esta medida de precisión se calcula de la siguiente forma:

$$BIAS = \sum_{i=1}^N \frac{P_i - O_i}{N} \quad (2)$$

Donde:

N : Número de datos

P_i : Valor pronosticado en el tiempo i

O_i : Valor observado en el tiempo i

2.8.2. MAE

La media del error absoluto, es el promedio aritmético de los valores absolutos de las diferencias entre el valor pronosticado y el observado, es una magnitud típica para los errores del pronóstico en un conjunto de pronósticos y observaciones y es frecuentemente usado como medida de verificación. Un MAE es igual al cero si el pronóstico es perfecto y aumenta positivamente a medida que el pronóstico se aleja de la observación. Esta medida además se usa para calcular otras medidas de precisión y/o habilidad de los pronósticos (Wilks, 2006). Esta medida de precisión se calcula de la siguiente forma:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i| \quad (3)$$

Donde:

N : Número de datos

P_i : Valor pronosticado en el tiempo i

O_i : Valor observado en el tiempo i

2.8.3. RMSE

La raíz del error cuadrático medio, es la medida de precisión más usada para evaluar pronósticos. Ya que, esta medida es sensible a valores atípicos presentes en la muestra de datos, y los errores derivados de estos valores atípicos son elevados al cuadrado. Un RMSE de cero, nos indica que el pronóstico es igual al valor observado, que sería lo ideal; por esta razón, siempre se busca que el valor del RMSE sea el menor posible para interpretar una determinada precisión en los resultados de la simulación (Wilks, 2006). El RMSE se calcula de la siguiente forma:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (4)$$

Donde:

N : Número de datos

P_i : Valor pronosticado en el tiempo i

O_i : Valor observado en el tiempo i

2.8.4. Coeficiente de correlación Spearman (r_s)

Este coeficiente es una medida de asociación lineal que utiliza los rangos, números de orden, de cada grupo de sujetos y compara dichos rangos. Existen dos métodos para calcular el coeficiente de correlación de los rangos: uno, señalado por Spearman y otro, por Kendall. El r de Spearman llamado también rho de Spearman es más fácil de calcular que el de Kendall.

El coeficiente de correlación de Spearman (Tabla 3) es recomendable utilizarlo cuando los datos presentan valores extremos, ya que dichos valores afectan mucho el coeficiente de correlación de Pearson, o ante distribuciones no normales. No está afectada por los cambios en las unidades de medida.

$$r_s = 1 - \frac{\sum d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (5)$$

Donde d es la diferencia de los dos rangos asociados con cada punto.

Tabla 3: Grado de relación según al coeficiente de correlación Spearman.

Rango	Relación
-0.91 a -1.00	Correlación negativa perfecta
-0.76 a -0.90	Correlación negativa muy fuerte
-0.51 a -0.75	Correlación negativa fuerte
-0.11 a -0.50	Correlación negativa moderada
-0.01 a -0.10	Correlación negativa débil
0.00	No existe correlación
+0.01 a 0.10	Correlación positiva débil
+0.11 a +0.50	Correlación positiva moderada
+0.51 a +0.75	Correlación positiva fuerte
+0.75 a +0.90	Correlación positiva muy fuerte
+0.91 a +1.00	Correlación positiva perfecto

FUENTE: Montes *et al.* (2021)

2.9. Tabla de contingencia 2 x 2

La tabla de contingencia 2x2, es frecuentemente utilizada en varias investigaciones para realizar la verificación de pronósticos no probabilísticos, ya que permite determinar si el evento de interés ocurrió o no, mediante la correspondencia de uno a uno entre los valores de pronóstico no probabilísticos permitidos y los valores predictivos observables discretos a los que pertenecen.

Es por esta razón que en esta investigación se optó por convertir a la precipitación mensual máxima en 24 horas a datos binarios, para ser utilizada en la tabla de contingencia y mediante los atributos escalares se determinó si los eventos pronosticados son cercanos o lejanos a lo observados. Para lo cual, la porción en la Figura 11a muestra la disposición de las cuatro combinaciones posibles de pares pronóstico / evento como una tabla cuadrada de contingencia, y la porción correspondiente de la figura 11b muestra estos conteos transformados a frecuencias relativas conjuntas (Wilks, 2006).

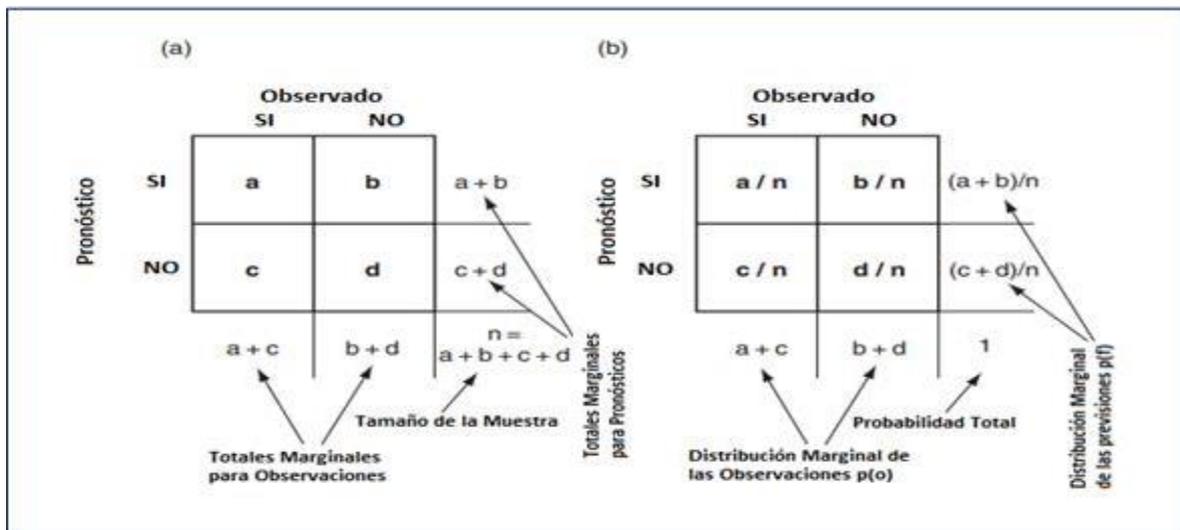


Figura 11. Tabla de contingencia de 2x2 para analizar las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas en las zonas de investigación.

FUENTE: Wilks (2006).

2.9.1. Atributos escalares mediante predictores discretos

a. Índice de éxito crítico

Es el número de pronósticos sí correctos dividido por el número total de ocasiones en que ese evento fue pronosticado y/u observado (Wilks, 2006). Se puede ver como una proporción correcta para la cantidad que se pronostica, después de eliminar los pronósticos correctos de consideración. La peor puntuación de amenaza posible es cero y la mejor puntuación de amenaza posible es uno.

$$CSI = \frac{a}{a + b + c} \quad (6)$$

b. Bias

El Bias es simplemente la relación entre el número de pronósticos de sí y el número de observaciones de sí. Los pronósticos imparciales muestran $B = 1$, lo que indica que el evento fue pronosticado igual número de veces que fue observado. Tenga en cuenta que el Bias no proporciona información sobre la correspondencia entre las previsiones y observaciones del evento en ocasiones particulares, para que el Bias no sea una medida de precisión. Bias mayor que uno indica que el evento fue pronosticado con mayor frecuencia que lo observado, lo que se conoce como sobre predicción. A la inversa, Bias inferior a uno indica que el evento fue pronosticado con menos frecuencia que lo observado, o fue bajo previsión (Wilks, 2006)

$$B = \frac{a + b}{a + c} \quad (7)$$

c. Confiabilidad y resolución

Radio de falsa alarma (FAR) es la fracción de pronósticos de sí que resulta ser incorrecta, o esa proporción de los eventos de pronóstico que no se materializan. La FAR tiene una orientación negativa, por lo que los valores más pequeños de FAR son preferidos. El mejor FAR posible es cero, y el peor FAR posible es uno. La FAR también se ha denominado la tasa de falsa alarma, aunque este término bastante similar ahora se reserva generalmente para la medida de discriminación (Wilks, 2006).

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (8)$$

d. Discriminación

La ecuación 9 se conoce comúnmente como la tasa de acierto,

$$H = \frac{a}{a + c} \quad (9)$$

Con respecto solo al evento observado como "el" evento de interés, la tasa de acierto es la proporción de aciertos que pronostica la cantidad de veces que ocurrió este evento (Wilks, 2006). De manera equivalente, esta estadística se puede considerar como la fracción de las ocasiones en que se produjo el evento de pronóstico sobre el cual también se pronosticó, y también se llama probabilidad de detección (POD).

2.10. Variables dinámicas y termodinámicas

2.10.1. Vorticidad relativa (ζ)

Es la medida de rotación de un fluido. Puede ser absoluta (rotación del fluido más la rotación de la Tierra) o relativa (rotación respecto a la Tierra, solo del fluido). Solo interesa la componente vertical (Holton, 2004).

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (10)$$

2.10.2. Humedad relativa (HR)

Es la relación (expresada en porcentaje) de la actual relación de mezcla (w) del aire con la relación de mezcla saturada (w_s) respecto a una superficie a la misma temperatura y presión. (Wallace & Hobbs, 2006).

$$HR = 100 * \frac{w}{w_s} \quad (11)$$

2.10.3. Temperatura potencial equivalente (θ_e)

Esta dada por:

$$\theta_e = \theta * \exp\left(\frac{L * w_s}{c_p * T}\right) \quad (12)$$

Donde L es el calor latente de condensación, y w_s y T son la razón de mezcla de saturación y la temperatura del aire, cuando ella alcanza la saturación por primera vez. En cuanto la temperatura potencial se conserva solo para procesos adiabáticos no saturados, la temperatura potencial equivalente se conserva para procesos adiabáticos secos y saturados.

2.10.4. Divergencia

Es la expansión de un campo vectorial. Magnitud escalar definida para un campo de vectores como lo es el campo de viento. La expresión matemática de la divergencia está dada por:

$$DIV = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (13)$$

La unidad de este campo es s-1. Además, el flujo es divergente cuando el signo del valor es positivo, mientras que es convergente cuando la expresión es negativa.

2.10.5. Convergencia de humedad

Movimiento horizontal en donde el aire se "concentra" en una región determinada y debido a la conservación de la masa produce ascenso de aire. Es una característica del flujo en tres dimensiones en el que un elemento material del fluido tiende a disminuir su volumen (AEMET, 2010).

2.10.6. Líneas de corriente

Es una línea tangente al vector velocidad en cada punto, la separación de estas líneas nos indica zonas cálidas y vientos ligeros, mientras que el apiñamiento nos permite determinar el incremento de la velocidad del viento, así como zonas menos cálidas. Además, estas líneas nos permiten identificar las zonas de confluencia y difluencia de vientos, las cuales nos permiten identificar las zonas de ascenso y descenso de masas de aire.

2.10.7. Índice Gálvez Davison

El Índice Gálvez-Davison (GDI, por sus siglas en inglés) fue elaborado con el propósito de mejorar la predicción de la convección tropical, debido que los índices tradicionales no tienen la capacidad de identificar la inestabilidad atmosférica de los trópicos. Este índice utiliza las propiedades termodinámicas de la troposfera baja y media, ya que en los trópicos las precipitaciones se desarrollan por la convección de masas de aire cálido y húmedo proveniente de nivel medio y bajo de la troposfera. El GDI, se calcula a partir de las temperaturas y proporciones de mezcla disponibles a 500, 700, 850 y 950 hPa. Además, considera tres procesos físicos que modulan la convección tropical: (1) la disponibilidad simultánea de calor y humedad en la troposfera media y baja, (2) los efectos estabilizadores/desestabilizadores de las crestas/depresiones de nivel medio, y (3) el arrastre de aire seco y estabilización asociada con inversiones de tipo vientos alisios (Gálvez &

Davison, 2016).

$$GDI = CBI + MWI + II + TC \quad (14)$$

donde CBI es un índice de flotabilidad de columna, MWI es un índice de calentamiento de la troposfera media, II es un índice de inversión y TC es la corrección de terreno opcional.

III. METODOLOGÍA

Para la ejecución de esta investigación se requirió conocer el funcionamiento del modelo WRF, así como las características meteorológicas locales y regionales de la zona donde se realizó la simulación numérica, además de las capacidades necesarias para desarrollar códigos fuentes en diferentes lenguajes de programación.

3.1. Materiales

3.1.1. Descripción de la zona de estudio

La investigación se desarrolló en la costa norte del territorio ecuatoriano, enfocándose específicamente en el perfil costero norte ubicado en la Provincia de Esmeraldas (Figura 12), el área de investigación presenta diferentes características meteorológicas, oceanográficas, topográficas, así como zonas urbanas, cultivos y bosques que dan lugar a una fuerte interacción entre la superficie y la atmósfera.

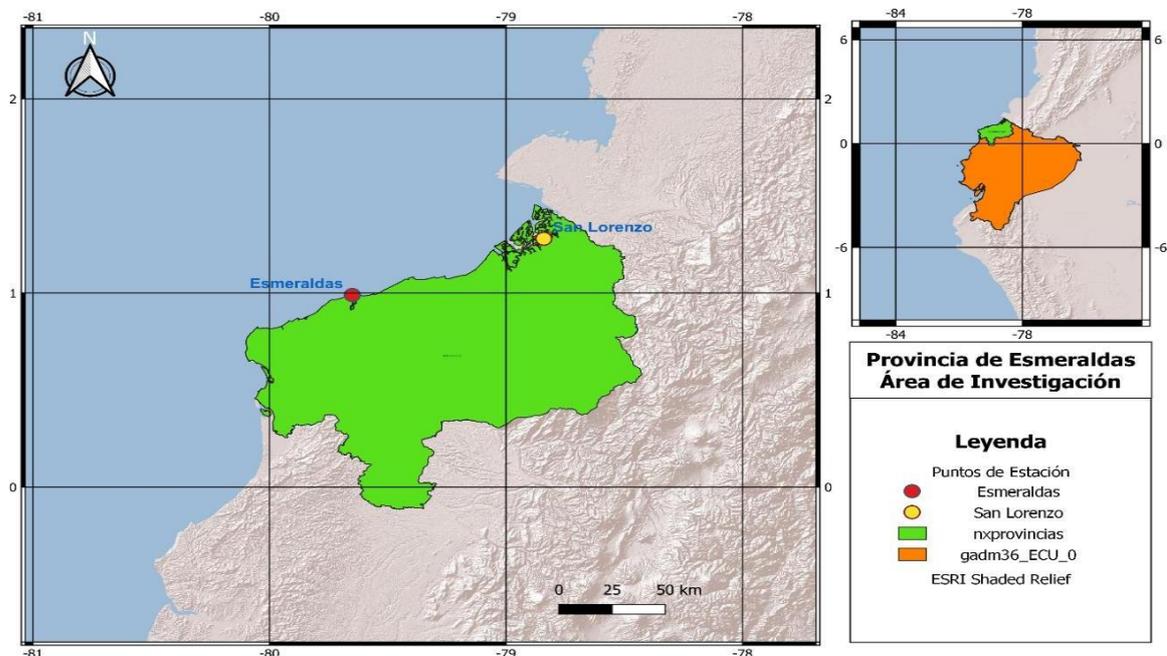


Figura 12. Área de investigación y ubicación de las estaciones meteorológicas convencionales.

3.1.2. Equipos y software

- Maquina Dell Inspiron 3511, 11th Generation Intel Core i7 de 1TB de Disco Duro Solido, con 16Gb de RAMS.
- Sistema operativo Linux Ubuntu 18.04.6 LTS
- WRF Model.3.9.0
- WPS 4.0.1
- ARWpost 3.9
- Visualizador GRADS 2.0.2
- Python 3.7
- Excel

3.1.3. Datos y período de estudio

En esta investigación, se escogió la variable de precipitación registrada en las estaciones meteorológicas costeras del Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada (INOCAR) ubicadas dentro del área de estudio, ya que dicha variable es la más representativa en la climatología, debido a su impacto directo sobre la población y el desarrollo de las actividades socio-económicas de la Provincia de Esmeraldas. Para lo cual, en la tabla 4 se detallan las estaciones meteorológicas que fueron consideradas:

Tabla 4: Estaciones meteorológicas en la zona de investigación.

Estación	Tipo	Coordenadas		Altitud (m)
		Latitud	Longitud	
San Lorenzo	Convencional	1° 17' 28.8" N	78° 50' 41.4" O	6
Esmeraldas	Convencional	0° 59' 27.02" N	79° 38' 46.4" O	4

Referente al período de investigación, se consideró la información climatológica de la época húmeda y seca de las estaciones meteorológicas costeras del INOCAR, lo que permitió determinar los dos meses más significativos durante el año, siendo estos: febrero, por ser el mes de mayor acumulado de precipitación, así como también agosto por ser el mes con menor valor de precipitación en el perfil costero ecuatoriano. Además, se consideró evaluar las precipitaciones durante tres eventos ENOS distintos, utilizando el Índice Oceánico del Niño (ONI) para determinar los años de estudio, correspondiendo estos años al: 2015 el cual

fue considerado como un evento cálido, así como el 2017 que fue determinado como un evento neutral, y el 2021 que fue definido como un evento frío.

3.1.4. Datos de entrada utilizados en el modelo WRF.

Se utilizaron los datos operativos del Análisis Global NCEP (FNL), con resolución espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ y cada seis horas de resolución temporal. Los FNL son generados con el mismo modelo que NCEP usa el Sistema Global de Pronóstico (GFS), pero con la diferencia que los FNL son preparados una hora después que GFS se inicia. Los FNL se generan con un periodo de retraso con la finalidad de incorporar una mayor cantidad de datos de diferentes sistemas de observación meteorológica a nivel mundial, los cuales utilizan para corregir las salidas del modelo GFS. Además, los análisis contienen información de superficie, así como en 34 niveles de altura obligatorios desde 1000 milibares hasta 10 milibares. Cabe recalcar que los niveles de altura varían en los años de investigación, ya que en el 2015 y 2017 los niveles de altura fueron de 27 y 32, mientras que el 2021 los niveles de altura aumentaron a 34.

3.2. Métodos

3.2.1. Obtención de las simulaciones de las precipitaciones diarias con el modelo WRF, utilizando las parametrizaciones físicas previamente determinadas para el perfil costero norte de Ecuador

Para la ejecución del primer objetivo específico de esta investigación se realizaron los siguientes pasos:

- a. Primero, se analizó las características atmosféricas, oceánicas, topográficas y orográficas del perfil costero norte de Ecuador, así como también, los resultados y conclusiones de las investigaciones realizadas por los autores García (2014), Garzón (2014), Sierra (2015), García (2017), Ñavincopa (2018), Moya *et al.* (2018), López (2018) y Dioses (2020), lo que permitió determinar cuatro (4) configuraciones de parametrizaciones físicas para el modelo WRF, las cuales se pueden observar en la Tabla 5. Estas configuraciones se encuentran conformadas por parametrizaciones físicas que se mantuvieron estáticas, así como cuatro esquemas de microfísica que representaron las variaciones de las condiciones atmosféricas presentes en los años de estudio.

- b.** Segundo, se analizó las precipitaciones diarias en el perfil costero norte, las cuales se encuentran dentro de la escala temporal que va de una a seis horas, así como espacialmente en el orden de 10 hasta 100 km o de altura de 1 a 10 km, siendo estos eventos de precipitación de tipo mesoescala, se optó por trabajar con grillas anidadas, precisamente con tres dominios, para mejorar la capacidad del modelo en resolver las condiciones meteorológica locales.
- c.** Tercero, se determinó las resoluciones a utilizar en los tres dominios, se escogieron tres grupos de resoluciones (27, 9, 3 km; 18, 9, 3 km; 9, 3, 1 km) de acuerdo a los trabajos previos realizados por los autores mencionados en el primer paso, para lo cual, se realizaron tres simulaciones numéricas utilizando las parametrizaciones físicas de control (Tabla 5) donde los resultados de las simulaciones se compararon con los datos observados en las estaciones meteorológicas mediante series de tiempo que permitieron determinar que la resolución 27, 9, 3 km presenta una correcta tendencia de precipitación durante los meses de febrero y agosto (Anexo 1).
- d.** Cuarto, se simuló las precipitaciones diarias para cada uno de los periodos de investigación seleccionados, utilizando los resultados de los puntos a, b y c. Para llevar a cabo las simulaciones, se realizaron los procedimientos descritos en la Figura 13:

Tabla 5: Configuraciones de la parametrización física para el perfil costero norte de Ecuador

Parametrización Física	Control	Experimento_I	Experimento_II	Experimento_III
Microfísica	Un momento de 3 clases (3)	Doble momento Morrison (10)	Doble momento de 6 clases (16)	Lin Purdue (2)
Cúmulos	Kain-Fritsch (1)	Kain-Fritsch (1)	Kain-Fritsch (1)	Kain-Fritsch (1)
Radiación de Onda Larga	RRTM (1)	RRTM (1)	RRTM (1)	RRTM (1)
Radiación de Onda Corta	DUDHIA (1)	DUDHIA (1)	DUDHIA (1)	DUDHIA (1)
Capa de Superficie	MM5 similarity (91)	MM5 similarity (91)	MM5 similarity (91)	MM5 similarity (91)
Superficie de suelo	Noah Land Surface (2)	Noah Land Surface (2)	Noah Land Surface (2)	Noah Land Surface (2)
Capa Limite Planetaria	Yonsei University (1)	Yonsei University (1)	Yonsei University (1)	Yonsei University (1)

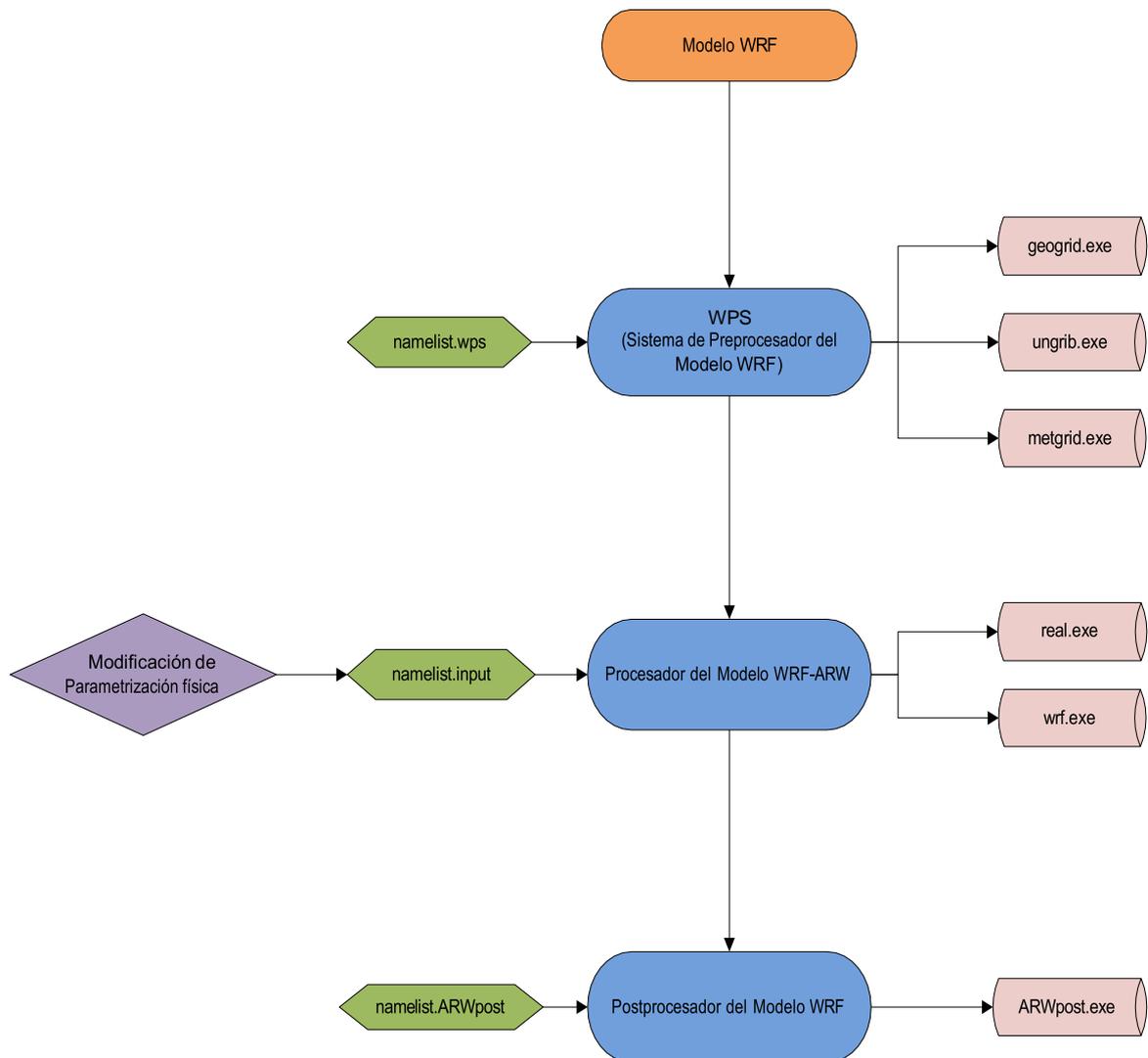


Figura 13. Diagrama de flujo de la simulación numérica realizada por el modelo WRF.

3.2.2. Validación de las precipitaciones simuladas por el modelo WRF en el perfil de la costa norte

Para llevar a cabo el segundo objetivo específico, primero se definió como día de lluvia cuando la precipitación sea igual o superior a 0,1 mm, así como también, se determinó que, la precipitación mensual máxima en 24 horas, es el valor más alto de precipitación diaria registrado durante el mes. Una vez definido estos puntos se realizó los siguientes procedimientos para la ejecución de dicho objetivo:

- a. Evaluación de la precipitación diaria mediante los estadísticos cuantitativos.

Para validar el pronóstico de las precipitaciones diarias generadas por el modelo WRF, se consideró los siguientes estadísticos cuantitativos:

- **BIAS:** el sesgo o error medio de las simulaciones generadas a partir de las

configuraciones locales del modelo WRF, lo que dio lugar a identificar si el modelo subestima o sobreestima los valores de la precipitación diaria.

- **Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE, por sus siglas en inglés):** el RMSE determinó la precisión del error que se generó entre los valores observados y pronosticados en esta investigación, dando lugar a observar la magnitud típica del error de la simulación.
 - **Media del Error Absoluto (MAE, por sus siglas en inglés):** el MAE permitió identificar la magnitud típica para los errores del pronóstico en un conjunto de simulaciones y observaciones, permitiendo verificar la precisión de los pronósticos realizados por el modelo.
 - **Coefficiente de correlación de Spearman (r_s):** la correlación de Spearman permitió determinar el grado de asociación entre los datos observados y simulados.
- b.** Evaluación de la precipitación mensual máxima en 24 horas mediante predictores discretos

Para la evaluación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas, se corrió el modelo WRF utilizando los experimentos que presentaron los mejores valores de precisión en la evaluación cuantitativa de las precipitaciones diarias obtenidas del punto (a), con el propósito de analizar la capacidad de resolver las condiciones atmosféricas de eventos de precipitación fuertes por parte del modelo WRF, para lo cual, se realizó los siguientes pasos:

1. Se determinó los días de precipitación mensual máxima en 24 horas, para lo cual, se realizó la corrida un día antes y dos días después del evento, estos días se encuentran descritos en la tabla 6.

Tabla 6: Periodos de precipitación mensual máxima en 24 horas en la estación meteorológica de San Lorenzo y Esmeraldas.

Día de mayor precipitación durante el mes – San Lorenzo				
Año	Mes	Inicio	Evento	Fin
2015	Febrero	24/02/2015	25/02/2015	27/02/2015
	Agosto	09/08/2015	10/08/2015	12/08/2015
2017	Febrero	31/01/2017	01/02/2017	03/02/2017
	Agosto	17/08/2017	18/08/2017	20/08/2017
2021	Febrero	31/01/2021	01/02/2021	03/02/2021
	Agosto	29/08/2021	30/08/2021	01/09/2021

Día de mayor precipitación durante el mes - Esmeraldas				
Año	Mes	Inicio	Evento	Fin
2015	Febrero	26/02/2015	27/02/2015	01/03/2015
	Agosto	08/08/2015	09/08/2015	11/08/2015
2017	Febrero	31/01/2017	01/02/2017	03/02/2017
	Agosto	17/08/2017	18/08/2017	20/08/2017
2021	Febrero	01/02/2021	02/02/2021	04/02/2021
	Agosto	29/08/2021	30/08/2021	01/09/2021

2. Para validar el pronóstico de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas generadas por el modelo WRF, se utilizó la tabla de contingencia de 2x2, para lo cual, se consideró a la precipitación como una variable binaria, con el propósito de evaluar la salida del modelo y lo observado mediante los atributos escalares que se observan en la Tabla 7.

Tabla 7: Tabla de atributos escalares utilizados para evaluar los pronósticos de precipitación mensual máxima en 24 horas durante el mes en las estaciones meteorológicas de Esmeraldas y San Lorenzo.

Atributo	Descripción	Condición
CSI	Número de pronósticos correctos dividido por el número total de ocasiones en que ese evento fue pronosticado y/u observado.	El mejor CSI posible es uno, y el peor CSI posible es cero.
B	Relación entre el número de pronósticos y observaciones que si fueron predichos.	El mejor B posible es uno, y el peor B posible es cero.
FAR	Fracción de pronósticos que resulta ser incorrecta.	El mejor FAR posible es cero, y el peor FAR posible es uno.
H	Proporción de aciertos que pronostica la cantidad de veces que ocurrió este evento.	El mejor H posible es uno, y el peor H posible es cero.

3.2.3. Identificación de la configuración sinóptica que favoreció las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas generadas por el modelo WRF

Para realizar el análisis de las configuraciones sinópticas durante los eventos de precipitación mensual máxima en 24 horas en los meses de febrero y agosto de los años de estudios, se consideró solo los eventos de precipitación fuerte que coincidieron con nubes de desarrollo vertical, las cuales fueron identificadas mediante la utilización de las imágenes satelitales del GOES de la División de Satélite y Sistemas Ambientales del Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos de Brasil, luego se utilizó el visualizador OpenGrADS para la generación de productos que permitan identificar las configuraciones dinámicas que generó el modelo durante la ocurrencia de los eventos, para lo cual se realizaron los siguientes procedimientos:

- a. Primero, se analizó los sistemas atmosféricos que afectaron directa e indirectamente el norte de Sudamérica, mediante la generación de mapas de escala sinóptica (macroescala) utilizando la información del reanálisis del GFS.
- b. Segundo, se analizó los campos de vientos locales, brisas de tierra/mar, complejos convectivos de mesoescala y tormentas sobre el territorio ecuatoriano mediante la generación de mapas de mesoescala beta utilizando el dominio uno (dominio madre) del WRF.
- c. Tercero, se analizó las tormentas que se generan en el perfil de la costa norte, para lo cual se generó mapas de mesoescala gamma, utilizando el dominio tres (3) del WRF.

Los mapas de los puntos a, b y c de sus respectivos análisis, fueron generados mediante la utilización de las siguientes variables:

1. **Convergencia de humedad:** permitió identificar las áreas de ascenso de masas de aire cargadas de humedad hacia niveles superiores, donde se genere posibles eventos de inestabilidad atmosférica.
2. **Líneas de corriente:** permitió identificar patrones y/o configuraciones de sistemas meteorológicos que se presentan en el campo de vientos a diferentes niveles de la atmósfera, además permitió identificar las zonas de difluencia y confluencia de viento.
3. **Divergencia (DIV):** ayudó a identificar las zonas de estabilidad e inestabilidad atmosférica mediante la separación o unión de masas de aire.

4. **Humedad relativa (HR):** mediante la HR se identificó si el modelo está resolviendo correctamente las zonas con mayor humedad, así como el transporte de humedad proveniente del océano y la amazonia.
5. **Índice Gálvez Davison (GDI):** es un índice atmosférico que permite identificar las zonas de inestabilidad ubicadas específicamente en los trópicos.
6. **Temperatura potencial equivalente (θ_e):** permitió identificar las zonas de estabilidad e inestabilidad en la columna atmosférica, así como las inversiones térmicas a diferentes niveles de altura, ya que dicha temperatura se conserva para procesos adiabáticos secos y saturados.
7. **Vorticidad relativa (ζ):** permitió identificar las zonas de ascenso y descenso de masas de aire debido al tipo de rotación de la masas de aire que predominaron.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Obtención de las simulaciones de las precipitaciones diarias con el modelo WRF, utilizando las parametrizaciones físicas previamente determinadas para el perfil costero norte de Ecuador

Las parametrizaciones físicas escogidas en esta investigación (Tabla 5), fueron las siguientes:

a. Parametrizaciones fijas en los experimentos:

El esquema de parametrización convectiva de Kain-Fritsch (Kain, 2004), la radiación de onda corta de Dudhia (Dudhia, 1989) y la radiación de onda larga del modelo de transferencia radiativa rápida (RRTM), el esquema de capa límite planetaria (PBL) de la Universidad de Yonsei (Hong y Pan, 1996), la capa superficial en base a las longitudes de rugosidad térmica y de humedad sobre el océano, el modelo de superficie terrestre de Noah (LSM) de cuatro capas modelo de temperatura y humedad del suelo (Chen y Dudhia, 2001).

b. Parametrizaciones que fueron modificadas en los experimentos:

El esquema de microfísica (mp_physics), es el indicado para representar las variaciones de las diferentes condiciones océano atmosféricas presentes en la zona de investigación, estas parametrizaciones son las siguientes: WSM3 - Un momento de 3 clases (Hong *et al.*, 2004), Morrison 2-mom - Doble momento de Morrison (Morrison *et al.*, 2009), WDM6 - Doble momento de 6 clases (Hong *et al.*, 2010) y Lin Purdue (Chen y Sun, 2002).

Además, en base al análisis de las características meteorológicas, oceanográficas y topográficas predominantes de la zona, así como después de haber realizado una serie de corridas probando distintas configuraciones y resoluciones para los dominios anidados utilizados en esta investigación, se identificó la configuración adecuada de los namelist wps e input para el pronóstico de las precipitaciones diarias en el perfil de la costa norte, los cuales, se pueden observar en la tabla 8 y 9.

Estas tablas presentan cambios significativos en las configuraciones durante cada año, ya que, el modelo WRF es un modelo muy actualizado, y algunas de sus parametrizaciones están más actualizadas que las del GFS (García, 2014). Asimismo, hay que considerar que a través del tiempo el modelo GFS tiene varias actualizaciones, siendo una de las más importantes el número de niveles verticales.

Una vez determinada las configuraciones de parametrización física, así como de los namelist wps e input, se procedió a realizar las simulaciones numéricas del modelo WRF, durante el mes de febrero y agosto de los años 2015, 2017 y 2021.

Tabla 8: Información utilizada en el Namelist.wps para la simulación numérica.

Características	Nomenclatura en wrf	Dominios		
		1er	2do	3er
Intervalo de tiempo (s)	interval_seconds	21600	21600	21600
Identificación de la grilla madre	parent_id	1	1	2
Razón de grilla madre	parent_grid_ratio	1	3	3
Puntos entre grilla y anidada (eje x)	j_parent__start	1	36	32
Puntos entre grilla y anidada (eje y)	i_parent__start	1	37	34
Número de puntos en el eje x	e_we	100	88	76
Número de puntos en el eje y	e_sn	104	94	82
Resolución de datos estáticos	geog_data_res	10m	2m	30s
Resolución espacial (km)	dx,dy	27	9	3
Mapa de proyección	map_proj	Mercator		
Latitud del centro de la grilla	ref_lat	1.12	1.12	1.12
Longitud del centro de la grilla	ref_lon	-78.81	-78.81	-78.81
Latitud verdadera de proyección	truelat1	1.12	1.12	1.12

Tabla 9: Información utilizada en el Namelist.input para la simulación numérica.

Características	Nomenclatura en wrf	Dominios		
		1er	2do	3er
Tiempo de control				
Intervalo de tiempo (s)	interval_seconds	21600	21600	21600
Intervalo del archivo de salida (min)	history_interval	1	3	3
Dominio				
Paso de tiempo	time_step			60
Número de puntos en el eje x	e_we	100	88	76
Número de puntos en el eje y	e_sn	104	94	82
Número de niveles eta verticales (2015)	e_vert (max_dom)			27
Número de niveles eta verticales (2017)	e_vert (max_dom)			32
Número de niveles eta verticales (2021)	e_vert (max_dom)			34
Número de niveles verticales en los datos (2015)	num_metgrid_levels			27
Número de niveles verticales en los datos (2017)	num_metgrid_levels			32
Número de niveles verticales en los datos (2021)	num_metgrid_levels			34
Número de niveles verticales en superficie	num_metgrid_soil_levels	4	4	4
Resolución espacial (km)	dx,dy	27	9	3

«Continuación»

Dinámica				
Turbulencia y opción de mezcla	diff_opt	1	1	1
Coefficiente de Foucault	km_optar	4	4	4
Bandera de amortiguación	w_damping	0	0	0
Coefficiente de humedad	dampcoef	0.2	0.2	0.2

4.2. Validación de las precipitaciones simuladas por el modelo WRF en el perfil de la costa norte

4.2.1. Evaluación de la precipitación diaria mediante los estadísticos cuantitativos

a. Validación de precipitación diaria del 2015

Tabla 10: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante febrero del 2015.

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-0.18	0.43	-0.06	-0.18
MAE	3.68	4.15	3.35	3.10
RMSE	10.87	10.60	9.50	8.32
C. SPEARMAN	0.39	0.24	0.46	0.43

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	0.34	1.50	-0.14	0.41
MAE	1.46	2.44	0.92	1.14
RMSE	6.66	7.67	2.72	3.36
C. SPEARMAN	0.12	0.32	0.41	0.7

Tabla 11: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante agosto del 2015.

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-0.13	0.81	0.11	-0.16
MAE	1.46	2.15	2.04	1.14
RMSE	4.36	5.40	5.52	2.98
C. SPEARMAN	0.57	0.46	0.49	0.46

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	0.07	1.07	0.15	0.21
MAE	0.26	1.11	0.37	0.44
RMSE	0.79	2.81	2.12	1.27
C. SPEARMAN	0.40	0.32	0.41	0.33

En la tabla 10 y 11, se observa que en la mayoría de los experimentos los valores del BIAS son cercanos a cero, lo que nos permite inferir que, el modelo WRF simula valores cercanos a las precipitaciones diarias durante los meses de febrero y agosto del 2015 en el perfil de la costa norte de Ecuador. Sin embargo, existe una subestimación de los valores de precipitación durante el mes de febrero, así como una sobreestimación durante el mes de agosto. Una de las razones que el BIAS sea pequeño, se debe a la implementación de las

parametrizaciones físicas que mejor se adaptan a las características de la zona, así como también, la utilización de la información generada en el dominio de la resolución más pequeña (Dioses, 2020).

Referente al mes de febrero (Tabla 10), el estadístico BIAS presentó un valor mínimo y máximo de -0.18 y 0.43 en San Lorenzo, mientras en Esmeraldas varió entre -0.14 a 1.50. Siendo el valor más aceptable el del experimento II por presentar el valor más cercano a cero durante los meses de febrero y agosto del año 2015, es decir, los valores simulados de precipitación fueron los más cercanos a lo observado. El MAE, nos permitió identificar la magnitud del error típico que existe entre el valor simulado y observado, obteniendo los valores más pequeños de error en los experimentos II y III, con valores de 0.92 y 3.10 para la estación de Esmeraldas y San Lorenzo respectivamente. Los valores más bajos de la RMSE se encontraron en los experimentos II y III, con valores de 2.72 y 8.32 para la estación de Esmeraldas y San Lorenzo. La correlación de Spearman entre 0.12 y 0.70 en la ciudad de Esmeraldas, siendo el más bajo el experimento de control y el más alto en el experimento III, mientras que en San Lorenzo se determinó entre 0.24 y 0.46, presentando el valor más bajo en el experimento I y más alto en el experimento II.

Durante el mes de agosto (Tabla 11), el experimento II también presenta los valores del BIAS cercanos a lo observado, presentando una variación de -0.16 a 0.81 en San Lorenzo y de 0.07 a 1.07 en Esmeraldas, sin embargo, presenta una sobreestimación de la precipitación diaria en las dos estaciones meteorológicas. El MAE presentó una tendencia a disminuir en las dos estaciones, prevaleciendo los valores más bajos en el experimento II y control, con valores que fluctúan entre 0.26 a 2.04. La RMSE presentó los valores más bajos en el experimento III y Control, así como también, se puede observar los valores atípicos más altos en San Lorenzo. La correlación Spearman presentó valores más altos en el experimento II y control con un valor de

0.41 y 0.57 en Esmeraldas y San Lorenzo respectivamente, además, se determinó los valores más bajos de correlación en los experimentos I y III.

b. Validación de precipitación diaria del 2017

Tabla 12: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante febrero del 2017.

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-0.53	-0.10	-0.76	-0.46
MAE	1.99	1.89	1.74	1.82
RMSE	7.55	5.29	5.79	5.79
C. SPEARMAN	0.23	0.30	0.24	0.26

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-0.23	0.29	-0.26	-0.49
MAE	0.88	0.63	0.73	0.66
RMSE	4.03	2.29	3.88	3.33
C. SPEARMAN	0.45	0.33	0.47	0.33

Tabla 13: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante agosto del 2017.

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-1.57	-0.13	-0.77	-0.61
MAE	1.88	2.62	2.27	2.30
RMSE	5.73	6.67	6.11	6.22
C. SPEARMAN	0.45	0.5	0.45	0.53

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-0.01	0.31	-0.09	0.04
MAE	0.33	0.59	0.24	0.27
RMSE	1.25	1.65	1.06	0.97
C. SPEARMAN	0.28	0.32	0.05	0.38

Los valores del BIAS observados en la tabla 12 y 13 son cercanos a cero, demostrando que el modelo WRF simula valores de precipitación diaria cercano a lo observado, utilizando los esquemas de parametrización física definidos en esta investigación.

Referente al mes de febrero (Tabla 12), el estadístico BIAS presentó un valor mínimo y máximo de -0.76 y -0.10 en San Lorenzo, mientras en Esmeraldas varió entre -0.23 a 0.29. Lo que nos permitió determinar que el experimento I presenta los valores de precipitación más cercanos a lo observado, a pesar de presentar una subestimación de los valores simulados por el modelo. El MAE, permitió determinar que el error típico más pequeños se encontraba en los experimentos II para San Lorenzo y en el experimento I para Esmeraldas con valores de 1.74 y 0.63 respectivamente. Así como también, se puede observar el valor más bajo de la RMSE en el experimento I para ambas estaciones. La correlación Spearman varió entre 0.33 a 0.47 en la ciudad de Esmeraldas, siendo el experimento II, la correlación más alta, mientras que en San Lorenzo fluctúa entre 0.23 a 0.30, presentando el valor más alto el experimento I.

El BIAS durante el mes de agosto (Tabla 13) permitió determinar que, el modelo presenta

una subestimación de la precipitación diaria en las dos estaciones meteorológicas, al igual que en febrero del mismo año. Sin embargo, los valores siguen manteniéndose cerca a cero, presentando una variación de -1.57 a -0.13 en San Lorenzo y de -0.01 a 0.31 en Esmeraldas. Esto generó que el MAE más bajo se observó en el experimento II y control, con un valor de 0.24 y 1.88 para la estación de Esmeraldas y San Lorenzo, mientras que los valores del RMSE más bajos se encontraron en el experimento de control y II. Así como también, la correlación de Spearman en Esmeraldas varió entre 0.05 a 0.38 presentando el valor más alto en el experimento III, mientras en San Lorenzo los valores se encontraron entre 0.45 a 0.53, siendo el experimento III el valor más alto y el experimento II el más bajo.

c. Validación de precipitación diaria del 2021

Tabla 14: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante febrero del 2021.

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-3.18	-2.03	-1.77	-1.08
MAE	4.43	5.29	5.40	6.73
RMSE	11.36	12.42	13.33	18.66
C. SPEARMAN	0.41	0.58	0.63	0.63

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-0.74	0.45	-0.83	0.22
MAE	1.29	2.20	1.30	1.71
RMSE	3.98	7.69	4.25	4.99
C. SPEARMAN	0.58	0.67	0.34	0.74

Tabla 15: Validación de las precipitaciones diarias simuladas en las estaciones meteorológicas de San Lorenzo (verde) y Esmeraldas (azul) durante agosto del 2021.

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	-1.29	-0.49	-1.11	0.25
MAE	2.05	1.88	2.09	2.23
RMSE	6.73	5.01	5.28	5.70
C. SPEARMAN	0.33	0.68	0.71	0.67

Estadísticos	Control	Experimento I	Experimento II	Experimento III
BIAS	0.24	0.67	0.16	0.52
MAE	0.27	0.67	0.22	0.55
RMSE	0.82	1.98	0.94	1.79
C. SPEARMAN	0.37	0.41	0.25	0.43

En la tabla 14 y 15, se observó los valores del BIAS cercanos a cero en la estación de Esmeraldas, mientras en la estación de San Lorenzo presenta los valores más altos. Esto permitió determinar que, el modelo WRF subestima las precipitaciones diarias en San Lorenzo, así como sobreestima las precipitaciones en Esmeraldas durante un evento frío.

Referente al mes de febrero (Tabla 14), el valor del BIAS presentó un valor mínimo y máximo de -3.18 y -1.08 en San Lorenzo, mientras en Esmeraldas varió entre -0.83 a 0.22, lo

que nos permitió identificar que el experimento III presenta el valor más cercano al observado. A pesar que el experimento III presentó el mejor valor del BIAS, el MAE nos permitió identificar que existe un error típico alto, con valores entre 6.73 y 1.71 tanto para la estación de San Lorenzo y Esmeraldas respectivamente. La RMSE, permitió observar que existen valores atípicos altos en la estación de San Lorenzo (11.36 a 18.66), los cuales superan los valores determinados en el mismo estadístico durante los años 2015 y 2017, mientras que Esmeraldas presenta valores más bajos en comparación con San Lorenzo (3.98 a 7.69). La correlación de Spearman presentó una correlación entre 0.34 y 0.74 en la ciudad de Esmeraldas, mientras que en San Lorenzo fluctuó entre 0.41 y 0.63, presentando los valores más altos en el experimento III.

Durante el mes de agosto (Tabla 15), los valores del BIAS tienden aumentar con respecto a lo observado durante el mes de febrero en ambas ciudades. Sin embargo, los valores tienden a ser más cercanos al cero, sobre todo en el experimento III; esta disminución permitió una variación de -1.29 a 0.25 en San Lorenzo y de 0.16 a 0.67 en Esmeraldas. El MAE presentó una tendencia a disminuir en las dos estaciones, con valores 2.23 y 0.55 en San Lorenzo y Esmeraldas. La RMSE presentó valores más bajos durante el mes agosto, lo que nos permite determinar que, el modelo WRF simula las precipitaciones diarias cercanas a lo observado en el área de investigación. Esto también es observado en la correlación de Spearman presentando un valor entre 0.33 a 0.71 en San Lorenzo y de 0.25 a 0.43 en Esmeraldas, siendo el experimento III el que presenta los mejores valores de asociación.

d. Análisis de la validación de los experimentos

Los estadísticos utilizados para realizar la evaluación de la precipitación diaria pronosticada y observada, permitieron obtener los siguientes resultados:

Análisis del año 2015:

Los estadísticos cuantitativos de la tabla 10 y 11 permitieron determinar que, el modelo WRF simula las precipitaciones diarias cercanas a los valores observados, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II, esto se debe que; el BIAS presentó un valor cercano a cero (-0.06 a 0.15); así como el MAE un valor de 0.37 a 3.35; asimismo el RMSE obtuvo un valor entre 2.12 a 9.50; mientras que el coeficiente de Spearman obtuvo un valor de correlación positiva moderada en las dos estaciones durante la época húmeda y seca. Además, se observó que el experimento II generó una variación significativa en las precipitaciones diarias modeladas por el WRF. Ya que presentó una subestimación durante

el mes de febrero y una sobrestimación en el mes de agosto, lo que nos permite inferir que el modelo resuelve correctamente las condiciones atmosféricas durante la época húmeda y seca de Ecuador. A pesar que durante noviembre y diciembre del 2015 se observaron los mayores valores de anomalías positivas de la Temperatura Superficial del Mar en el Pacífico Central Oriental (Martínez *et al.*, 2017).

El modelo WRF con el esquema de microfísica de seis (6) clases de doble momento (WDM6) utilizado en el experimento II, permitió que el modelo pronostique valores cercanos a las precipitaciones diarias, sobre todo las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas del mes en el perfil de la costa norte. La mejora en los pronósticos de precipitaciones con mayor acumulado diario se debe que, el esquema WDM6 además de la predicción de las proporciones de mezcla de seis especies de agua (vapor de agua, gotitas de nube, hielo de nube, nieve, lluvia y granulado) también agrega la microfísica de lluvia cálida de momento doble, la cual predice la concentración del número de nubes y agua de lluvia, así como la concentración del número de núcleos de condensación de nubes (Lim & Hong, 2010), lo que permite mejorar las características evolutivas de las nubes de mal tiempo sobre la costa norte donde prevalecen condiciones cálidas y húmedas durante todo el año. Esto concuerda con Hong *et al.* (2010), ya que en su investigación los puntajes confirmaron que la precipitación pronosticada usando el esquema WDM6 mejora significativamente la precipitación fuerte sobre zonas cálidas.

Análisis del año 2017

Los estadísticos cuantitativos de la tabla 12 y 13 permitieron determinar que, el experimento I presenta los mejores valores de validación para el mes de febrero en ambas estaciones, ya que, presento un BIAS con un valor entre -0.10 a 0.29; un MAE con un valor dentro de 0.63 a 1.89; además, el RMSE presentó un valor de 2.29 a 5.29; mientras que la correlación Spearman presentó una asociación positiva moderada entre los datos pronosticados y observados. Sin embargo, la correlación presento valores más bajos en comparación con el año 2015. En el mes de agosto, se determinó que el experimento III presenta los mejores resultados: ya que, el BIAS presento un valor entre -0.61 a 0.04; además, un MAE con valores de 0.27 y 2.30; un RMSE de 0.97 y 6.22; mientras que la correlación presento valores de 0.38 y 0.53 siendo una correlación positiva moderada.

Los estadísticos cuantitativos nos permitieron identificar que los pronósticos de precipitación diaria presentaron valores de error más altos durante febrero del 2017. Esto se debe que,

durante mencionado mes la costa norte de Ecuador presentó anomalías negativas de la temperatura superficial del mar, debido al debilitamiento de los vientos alisios del hemisferio sur, lo que permitió que la corriente a chorro del caribe se desplace hacia el hemisferio sur, generando afloramiento de masas de agua menos cálidas frente la costa sur de Colombia y norte de Ecuador, lo que generó mayor estabilidad atmosférica en la zona dando como resultado un déficit de precipitación de 41% (ERFEN, 2017). Además, los estadísticos cuantitativos permitieron observar que no existió el cambio de subestimación a sobreestimación del mes de febrero a agosto tales como se observó en el 2015, esto nos permite determinar que, durante mencionado año, a pesar de haber sido considerado un año neutral según el valor del Índice Oceánico Niño (ONI), el área marítima de Ecuador presentó anomalías opuestas a lo observado durante un período normal, es decir, anomalías negativas en el norte y positivas en el sur durante la época húmeda, esta alteración al comportamiento normal de la temperatura del mar a lo largo del perfil costero fue debido que durante el 2017 se presentó el evento cálido local definido como El Niño Costero (ENFEN, 2017), el cual influyó con anomalías positivas de la TSM al sur de Ecuador y Norte de Perú. Este calentamiento presentó una transición a un período frío durante la época seca (junio a noviembre), sin embargo, la TSM del sector norte presentó un ligero calentamiento dando como resultado valores normales para mencionado área y período.

Análisis del año 2021

Los estadísticos cuantitativos de la tabla 14 y 15 permitieron determinar que, los mejores valores de validación se determinaron en las simulaciones donde se utilizó el experimento III; ya que, el BIAS presentó un valor que fluctuó entre -

1.08 a 0.52; un MAE con un valor dentro de 0.55 a 6.73; además, el RMSE presentó un valor de 1.79 a 18.66; mientras que la correlación Spearman presentó una asociación positiva moderada a alta entre los datos pronosticados y observados, presentando los valores más altos de correlación que el 2017. La alta eficiencia del experimento III, se debe que cuenta con el esquema Lin Purdue, el cual posee seis clases de hidrometeoros, así como también tiene incluidos la presión no-hidrostática, microfísica más sofisticada, arrastre, mezcla lateral de remolinos, mezcla vertical de remolinos que permite reproducir resultados más realistas, dando lugar que el modelo genere precipitaciones más puntuales durante el mes de agosto del 2021.

Una vez realizado el análisis de los estadísticos cuantitativos utilizados en esta investigación

se determinó el experimento idóneo para cada año. Ya que, permitieron al modelo simular las precipitaciones diarias cercanas a los valores observados durante eventos cálidos, neutrales y fríos, lo cual, se puede observar en la Tabla 16.

Tabla 16: Experimentos que presentaron los estadísticos cuantitativos más precisos durante el análisis de los años con eventos cálido (2015), neutral (2017) y frío (2021).

Evento	Año	Experimento I	Experimento II	Experimento III
El Niño	2015		X	
Neutral	2017	X		
La Niña	2021			X

4.2.2. Evaluación de la precipitación mensual máxima en 24 horas mediante predictores discretos

a. Verificación del experimento II durante febrero y agosto del 2015

La simulación numérica donde se utilizaron las parametrizaciones microfísicas del experimento II, muestra valores de precipitación mensual máxima en 24 horas cercanos a lo observado en San Lorenzo durante los meses de febrero y agosto del 2015 (Figura 14 a-c). Sin embargo, los valores pronosticados en Esmeraldas están por debajo de los datos observados, hay que tomar en consideración que las precipitaciones observadas en Esmeraldas durante el mes de febrero y agosto fueron menores a 5 mm/día (Figura 14 b-d).

El experimento II cuenta con el esquema de microfísica de doble momento de 6 clases, el cual tiene las características físicas para zonas cálidas, tal como lo es, el perfil de la costa norte de Ecuador. Es por esta razón que, el modelo tiende a mejorar su predicción en San Lorenzo, debido que en mencionada zona la tropósfera inferior prevalece cálida y húmeda durante todo el año, producto de encontrarse rodeada por manglares, vegetación y el abundante vapor de agua proveniente de la zona marítima y amazónica.

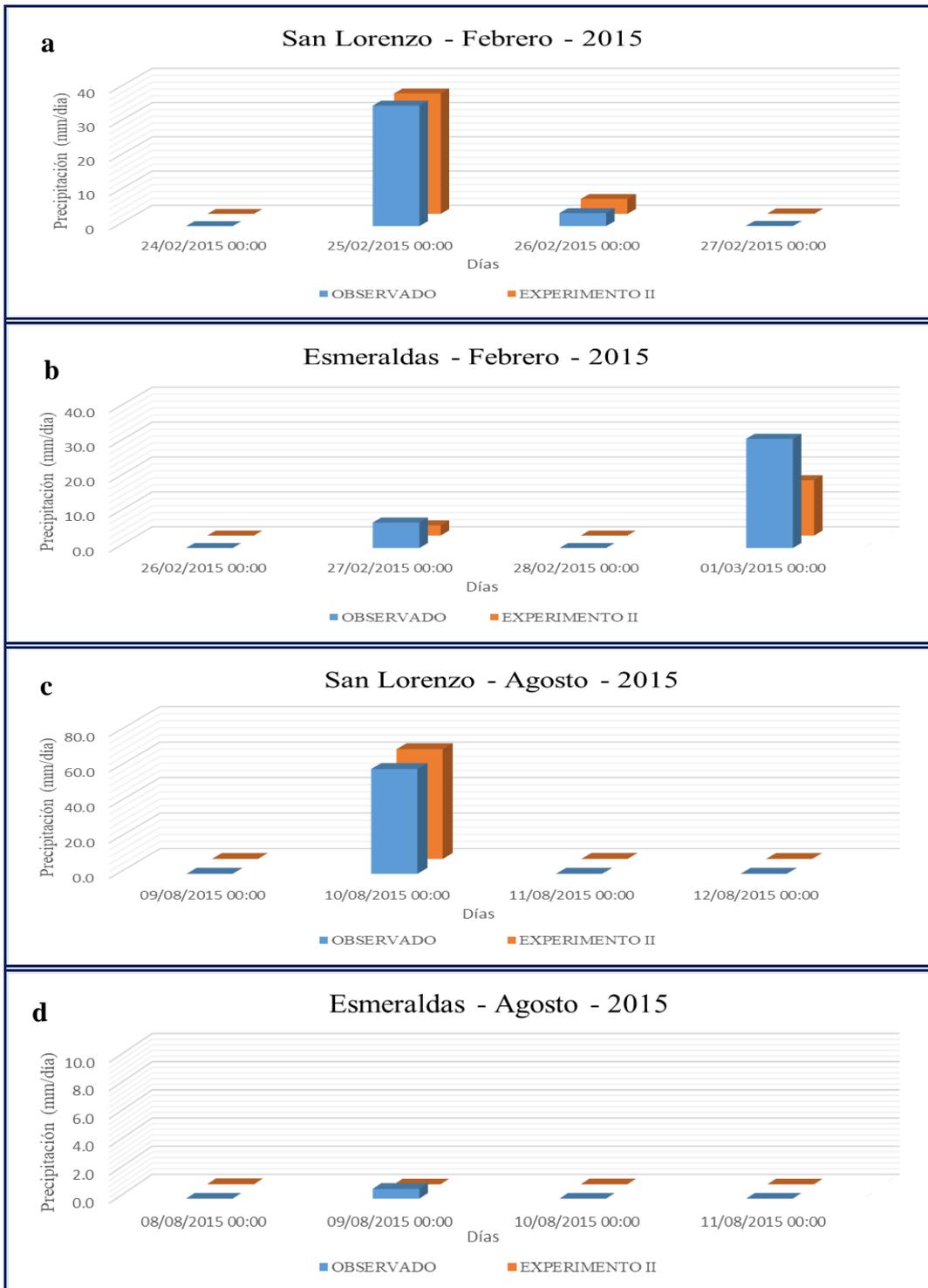


Figura 14. Comparación del día de mayor precipitación entre el valor observado y simulado en el mes febrero y agosto del 2015 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II.

Durante el año 2015, ocurrió un evento cálido según el Índice Oceánico del Niño (ONI) determinado en la región Niño 3.4 (Figura 17). A pesar de esto, se evidenció en el área local (Región 1+2) la presencia de anomalías negativas de temperatura superficial del mar, debido a masas de agua menos cálidas provenientes del sur, producto de la intensificación de los vientos alisios generados por el Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO). Lo que generó un déficit de precipitación en Esmeraldas durante el mes de febrero y agosto de 67.54% y 79.44%, lo cual se puede observar en la figura 15b. Sin embargo, en el mismo periodo, el comportamiento de la precipitación fue distinto en San Lorenzo, ya que en dicha zona superó sus valores normales de precipitación durante el mes de febrero y agosto con un superávit del 14.78% y 12.4% respectivamente (Figura 15a). Esto, nos permite definir dos microclimas distintos a pesar de encontrarse ambas estaciones en el perfil costanero norte de Ecuador. Ya que, Esmeraldas se encuentra directamente influenciada por las masas de agua provenientes del sur, mientras que San Lorenzo al encontrarse rodeada por manglares se mantiene menos influenciada, esto se observa en los registros de temperatura superficial del mar de las estaciones meteorológicas costeras del INOCAR (Figura 16). Además, se visualiza el aumento de la temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas del mes de febrero a agosto, el cual es un comportamiento normal. Ya que, los perfiles climatológicos mensuales de temperatura del mar en función de la profundidad en las estaciones costeras muestran que de abril a agosto la mayor parte de la columna de agua es más cálida que el resto del año, con una ligera profundización de la isoterma de 20°C. (Marin Jarrin & Lippmann, 2019). Por lo que nos permite determinar que la orografía, así como el transporte de masas de agua y aire provenientes del sur tiene una fuerte influencia sobre las condiciones meteorológicas de Esmeraldas.

Tabla 17: Atributos escalares generados a partir de la comparación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas simuladas y observadas durante los meses de febrero y agosto del 2015 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando el experimento II.

2015 Atributos escalares	Febrero		Agosto	
	San Lorenzo	Esmeraldas	San Lorenzo	Esmeraldas
CSI	0.92	1.00	0.92	0.84
B	1.09	1.00	1.09	1.00
FAR	0.08	0.00	0.08	0.09
H	1.00	1.00	1.00	0.91

La evaluación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas en el período de tiempo registrado, se realizó mediante el análisis de la precipitación como una variable binaria, utilizando la tabla de contingencia de 2x2 (Tabla 17). Esto permitió determinar que, en las

estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas durante el mes de febrero presenten una H de uno (1), lo que nos permitió inferir que el modelo simuló las precipitaciones mensuales máximas de 24 horas cercanas a los valores observados; el CSI, presenta un valor de 0.92 y 1; lo que concuerda con el FAR, ya que presenta un valor de 0.08 y 0.0 en la estación de San Lorenzo y Esmeraldas respectivamente; Así como también, el B presentó un valor de 1.09, debido que el modelo predijo un evento de precipitación más que lo observado en la estación de San Lorenzo.

Los atributos escalares durante el mes de agosto del 2015 (Tabla 17), presentan una H de 1 para San Lorenzo y 0.91 para Esmeraldas, permitiéndonos determinar que el número de eventos de precipitación máximo de 24 horas del mes simulados son iguales y cercanos a los observados respectivamente. Esto también se puede observar en el CSI el cual presentó valores de 0.92 y 0.84; mientras que el FAR presenta un valor de 0.08 y 0.09; el B permitió determinar que existe una ligera sobreestimación de evento de precipitación en la estación de San Lorenzo. Además, hay que considerar que, las precipitaciones pronosticadas por el modelo en Esmeraldas fueron muy por debajo de los valores observados. Lo que nos permite determinar que, el modelo WRF utilizando los esquemas del experimento II, no resuelve de forma correcta los eventos de precipitación menores a 5 mm/día durante la presencia de condiciones cálidas en la zona marítima de Ecuador.

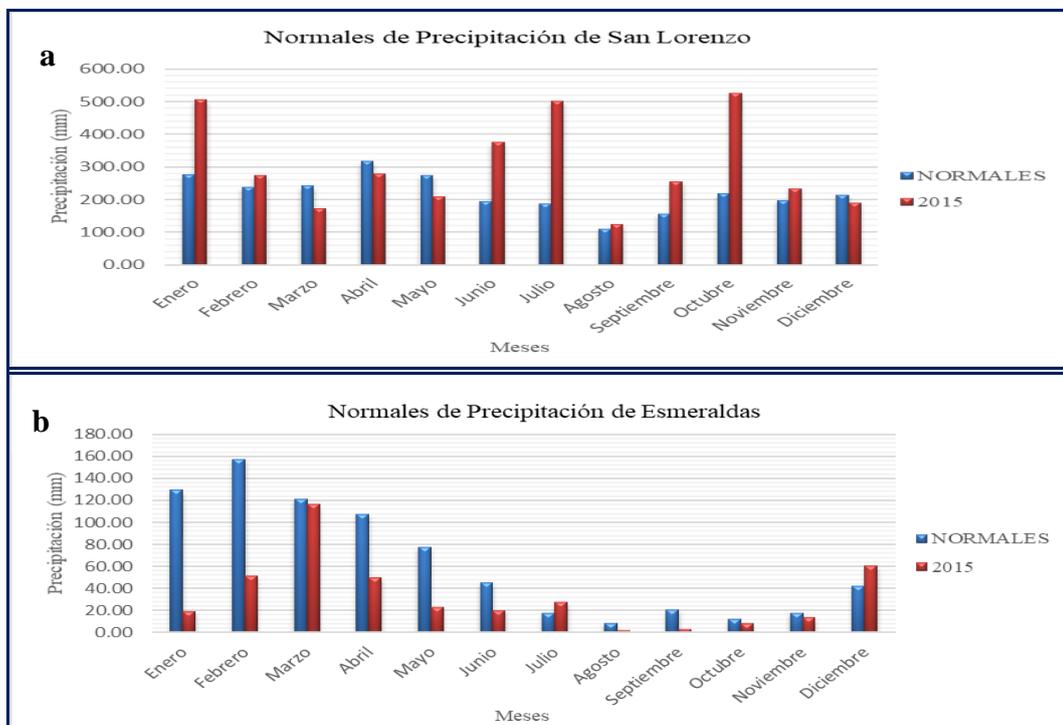


Figura 15. Normales de precipitación de la estación de San Lorenzo y Esmeraldas, y los acumulados mensuales de precipitación durante el 2015.

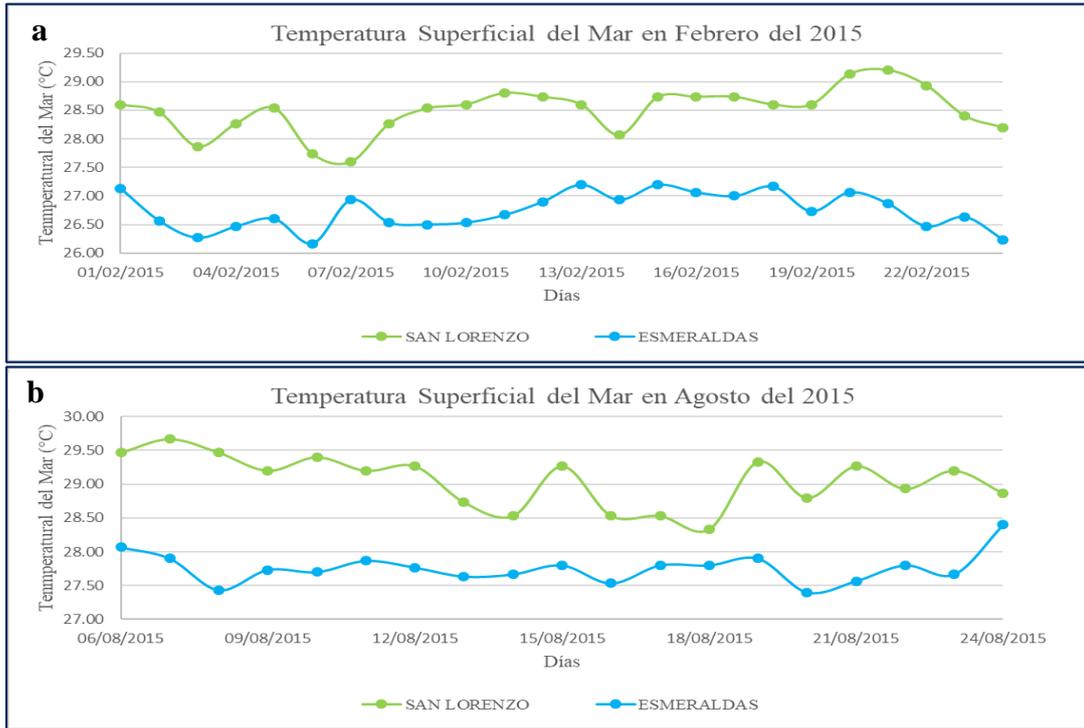


Figura 16. Temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2015.

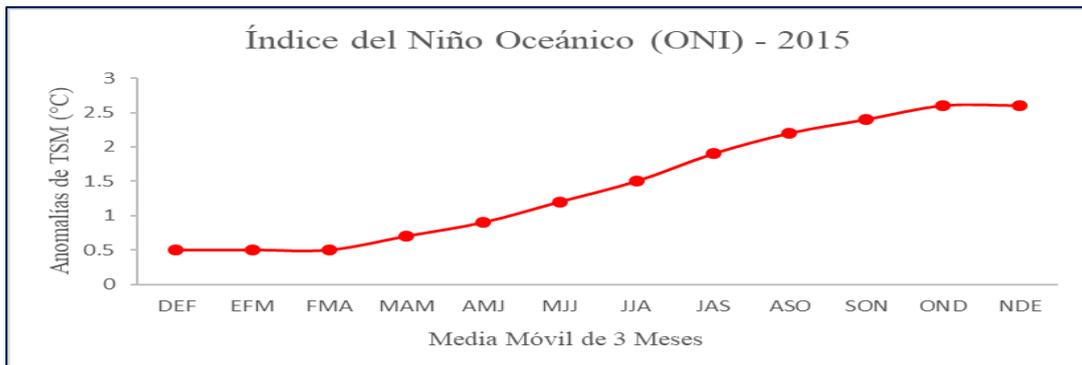


Figura 17. Índice del Niño Oceánico durante el 2015, determinado mediante la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3,4 (5° N – 5° S, 120° - 170° W)], basado en Períodos bases centrados de 30 años.

FUENTE: Elaborado a partir de información de la NOAA.

b. Verificación del experimento I durante febrero y agosto del 2017

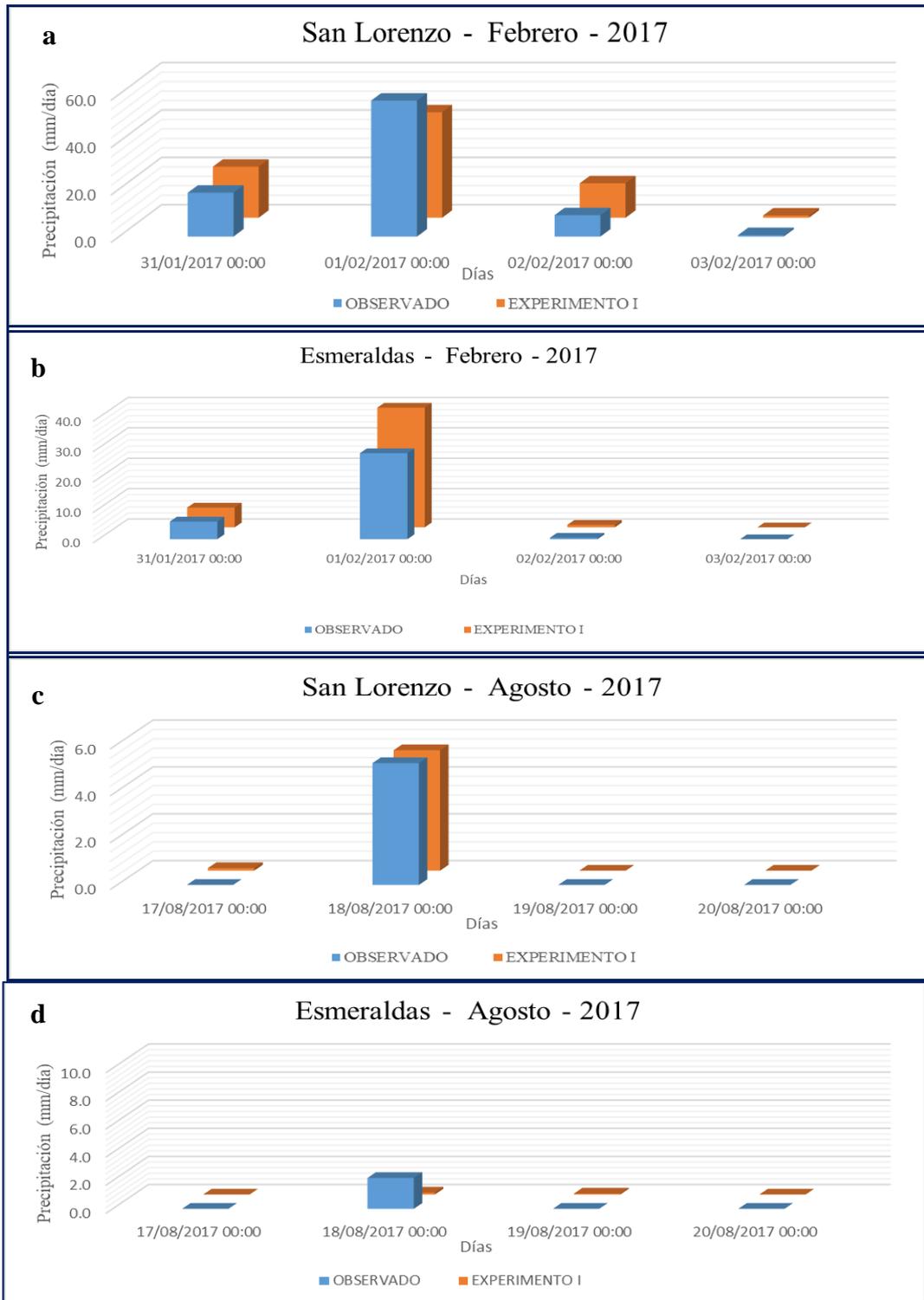


Figura 18. Comparación del día de mayor precipitación entre el valor observado y simulado durante el mes febrero y agosto del 2017 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II.

En la Figura 18, se observa valores de precipitación simulada cercano a lo observado durante el mes de febrero y agosto del 2017. Sin embargo, en Esmeraldas el modelo WRF no puede

simular las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas debido que estas se encuentran por debajo de 5 mm/día. Esto nos permite determinar que, el modelo WRF utilizando los esquemas de parametrización física del experimento I resuelve las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas durante la presencia de condiciones frías en el área de investigación. Ya que, durante el 2017 se evidenció en la zona marítima norte la presencia de anomalías negativas de la temperatura superficial del mar.

Las condiciones océano atmosféricas observadas durante febrero y agosto del 2017, se debieron a la presencia del fenómeno de El Niño Costero, el cual generó anomalías negativas de la temperatura superficial del mar en el norte, termoregularon la tropósfera inferior, la cual generó estabilidad atmosférica y un déficit de precipitación en Esmeraldas durante el mes de febrero y agosto de 71.67% y 96.37%, lo cual se puede observar en la figura 19b. Así como también, en San Lorenzo el comportamiento de la precipitación presentó un déficit de 50.32% para el mes de febrero y un superávit de 58.24% en el mes de agosto (Figura 19a).

El descenso de la temperatura superficial del mar registrado en el sector norte de la costa ecuatoriana durante el mes de febrero (Figura 20), generó una disminución de la precipitación, provocando un déficit de 50.32% y 71.67% en San Lorenzo y Esmeraldas respectivamente (Figura 19). Sin embargo, el aporte de humedad proveniente de la Amazonía y la vegetación, así como calentamiento térmico diurno dió lugar a eventos de precipitación aislados en la zona de estudio. Estas precipitaciones observadas durante mencionado período, fueron simuladas por el modelo WRF utilizando el experimento I, el cual cuenta con un esquema de parametrización física de dos momentos que permite determinar de forma correcta los movimientos ascendentes y descendentes en niveles medios de la tropósfera.

Tabla 18: Atributos escalares generados a partir de la comparación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas simuladas y observadas durante los meses de febrero y agosto del 2017 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando el experimento I.

2017 Atributos escalares	Febrero		Agosto	
	San Lorenzo	Esmeraldas	San Lorenzo	Esmeraldas
CSI	1.00	0.92	0.75	0.92
B	1.00	1.09	0.75	1.09
FAR	0.00	0.08	0.00	0.08
H	1.00	1.00	0.75	1.00

En la validación de las precipitaciones durante febrero del 2017 (Tabla 18), se observó en las dos estaciones una H de 1, el cual permitió determinar que el evento de precipitación mensual máxima en 24 horas, así como las precipitaciones dentro de los tres días fueron

simulados correctamente por el modelo; así como también, el CSI presenta un valor de 1 en San Lorenzo y 0.92 en Esmeraldas, esto nos permite determinar que los eventos de precipitación mensual máxima en 24 horas fueron simulados por el modelo WRF, sin embargo, el modelo simuló un evento de precipitación más de lo observado durante el cuarto día de modelamiento.

Durante el mes de agosto, se observó un aumento de la temperatura superficial del mar en el sector norte (Figura 20b), presentando anomalías neutrales en la zona. Sin embargo, al presentar condiciones neutrales, las precipitaciones en Esmeraldas fueron deficitarias y ligeras observándose valores menores de 5 mm/día, las cuales no pueden ser pronosticadas por el modelo al igual que lo observado en el experimento II en el 2015. Sin embargo, el B durante el mes agosto permitió determinar una subestimación del número de precipitaciones en San Lorenzo, mientras que en Esmeraldas tiende a mejorar presentando una ligera sobrestimación (1.09) del número de precipitaciones siendo estas menores a 1 mm/día. Esto, también se observó en el FAR, con un valor de 0 en San Lorenzo y 0.08 en Esmeraldas. Esto nos permitió determinar que, el modelo WRF simula las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas cercanas a los valores observados, implementando el experimento I durante la presencia de condiciones frías y neutras en San Lorenzo y Esmeraldas.

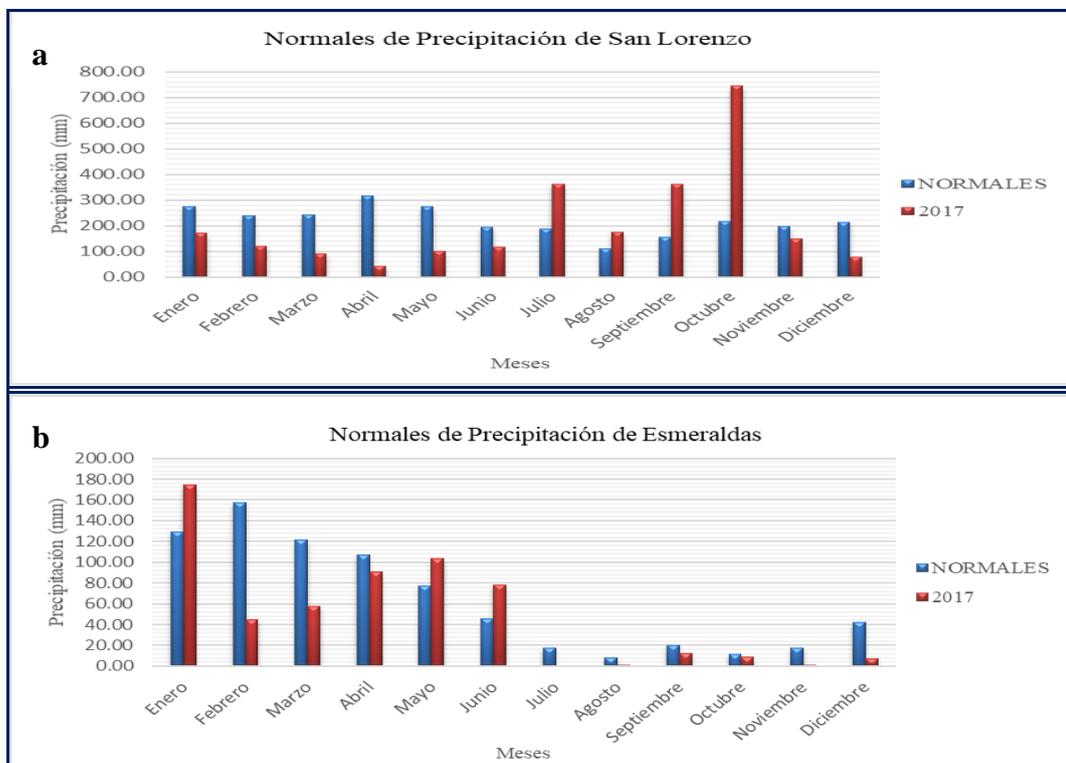


Figura 19. Normales de precipitación de la estación de San Lorenzo y Esmeraldas, y los acumulados mensuales de precipitación durante el 2017.

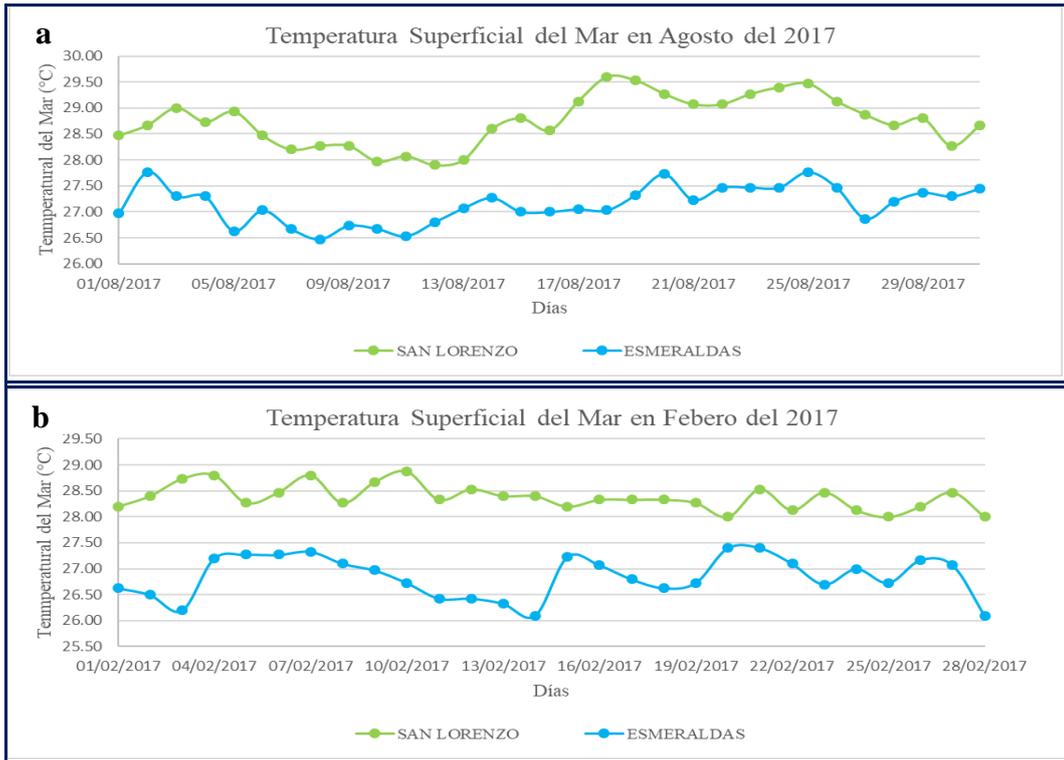


Figura 20. Temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2017.

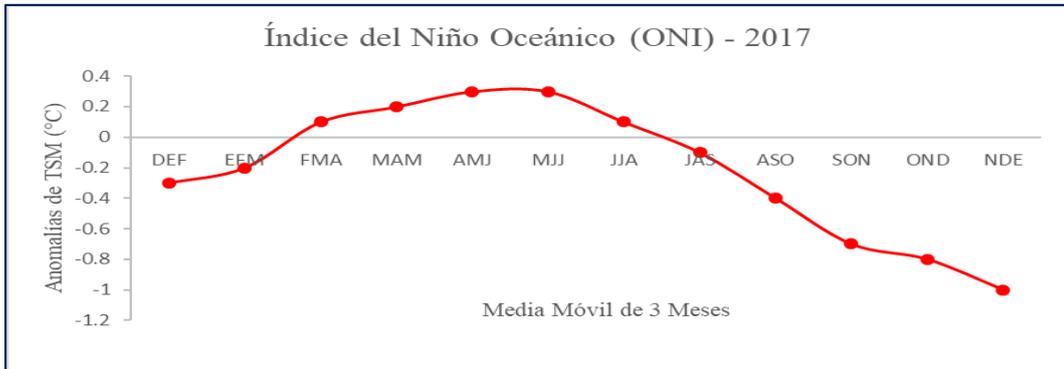


Figura 21. Índice del Niño Oceánico durante el 2017, generado a partir de la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3,4 (5° N – 5° S, 120° - 170° W)], basado en Períodos base centrados de 30 años.

FUENTE: Elaborado a partir de información de la NOAA.

c. Verificación del experimento III durante febrero y agosto del 2021.

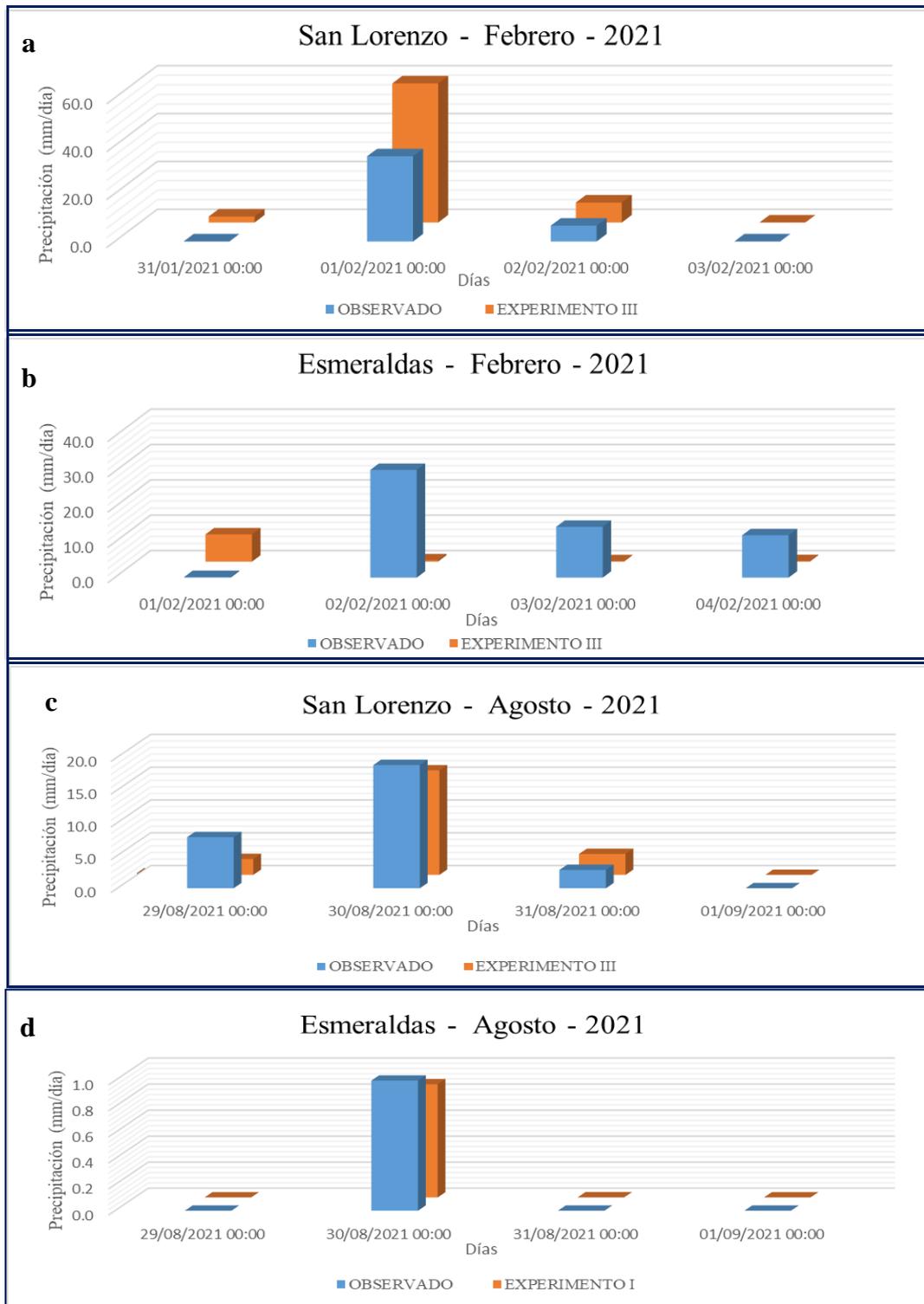


Figura 22. Comparación del día de mayor precipitación entre el valor observado y simulado o durante el mes febrero y agosto del 2021 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando los esquemas de parametrización física del experimento II.

En base a los estadísticos cuantitativos, el experimento III fue determinado como el mejor para identificar las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas durante los eventos de características frías como lo fue el año 2021 según el ONI (Figura 25). Sin embargo, durante el mes de febrero de mencionado año, se observó anomalías positivas de temperatura superficial del mar a lo largo de la zona marítima norte. Este calentamiento, permitió que los esquemas de parametrización utilizados en el experimento en mención, afecten al modelo durante la simulación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas durante el mes de febrero de mencionado año, lo cual, se puede observar en la figura 22 a-b. Durante el mes de agosto, se evidenció las anomalías negativas de temperatura superficial del mar en la zona marítima norte de Ecuador, lo cual permitió que el modelo mediante la implementación del experimento III determine de forma correcta las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas en las dos estaciones utilizadas en esta investigación. Así como también, hay que observar que el modelo simuló las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas menores a 5 mm/día (Figura 22 c-d).

Durante el mes de agosto, la temperatura superficial del mar presentó un descenso (Figura 24b), lo cual concuerda según la climatología de las estaciones meteorológicas costeras del INOCAR, así como también, debido a la influencia del evento frío ocurrido durante el 2021 (Figura 25). Esto nos permitió determinar que, el modelo WRF mediante la implementación de los esquemas de parametrización del experimento III, simula las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas durante la presencia de un evento frío.

Tabla 19: Atributos escalares generados a partir de la comparación de las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas simuladas y observadas durante los meses de febrero y agosto del 2021 en las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas, utilizando el experimento III.

2021	Febrero		Agosto	
	San Lorenzo	Esmeraldas	San Lorenzo	Esmeraldas
CSI	0.83	0.92	0.92	1.00
B	1.20	1.09	1.09	1.00
FAR	0.17	0.08	0.08	0.00
H	1.00	1.00	1.00	1.00

Durante el 2021, la temperatura superficial del mar en San Lorenzo presentó una ligera disminución del mes de febrero a agosto (Figura 24a), mientras que en Esmeraldas se observó un ligero incremento durante el mismo período (Figura 24b). Esta variación es inusual, no solamente por encontrarse ambas estaciones en el perfil costero norte, sino que, durante mencionado año el ONI presentó condiciones de evento frío (Figura 25). Sin embargo, la variación ligera presentada en ambas estaciones no tiene influencia en las

precipitaciones, ya que, en San Lorenzo durante el mes de febrero y agosto (Figura 23a) existió un superávit de 66.97% y 71.9%, mientras en Esmeraldas presento un déficit de 32.60% en febrero y 85.12% en agosto (Figura 23b). Es por esta razón, que el modelo no resolvió los eventos de precipitación mensual máxima en 24 horas durante la presencia de temperaturas más calida, mientras que durante la presencia de masas de agua menos calida (época seca o Niña débil) el modelo tiende a generar simulaciones de precipitación cercanos a los valores observados en las estaciones meteorológicas del perfil costero norte, tal como se puede observar en la figura 22 c-d.

En la evaluación de la precisión de las precipitaciones (Tabla 19) durante el mes de febrero; el B presenta una sobreestimación del número de eventos de precipitación dentro de los cuatros días analizados; esta sobreestimación es debido a los eventos que no ocurrieron a pesar de ver sido pronosticados, este error del modelo se lo puede evidenciar mediante el CSI el cual presentó un valor de 0.83 para San Lorenzo y 0.92 para Esmeraldas. Estos valores son aceptables en la identificación de la ocurrencia del evento, sin embargo, los valores pronosticados tienen a ser superior e inferior a lo observado en las dos estaciones; la FAR presenta un valor mínimo entre 0.17 y

0.08 respectivamente; a pesar de existir un ligero error en sobreestimación de eventos, así como al valor de precipitación, el modelo presentó una correcta predicción de los eventos de precipitación mensual máxima en 24 horas durante el mes, lo cual permitió obtener una H alta. En el mes de agosto (Tabla 19) se puede observar que el CSI tiende a mejorar presentando un valor de 0.92 y 1 para San Lorenzo y Esmeraldas respectivamente. Esto también se puede observar en la H de las precipitaciones, ya que presenta un valor de 1 en ambas estaciones, mientras que el B presento una ligera sobreestimación de los eventos de precipitación en San Lorenzo, el cual se puede observar que es solo un evento mediante la FAR (0.08).

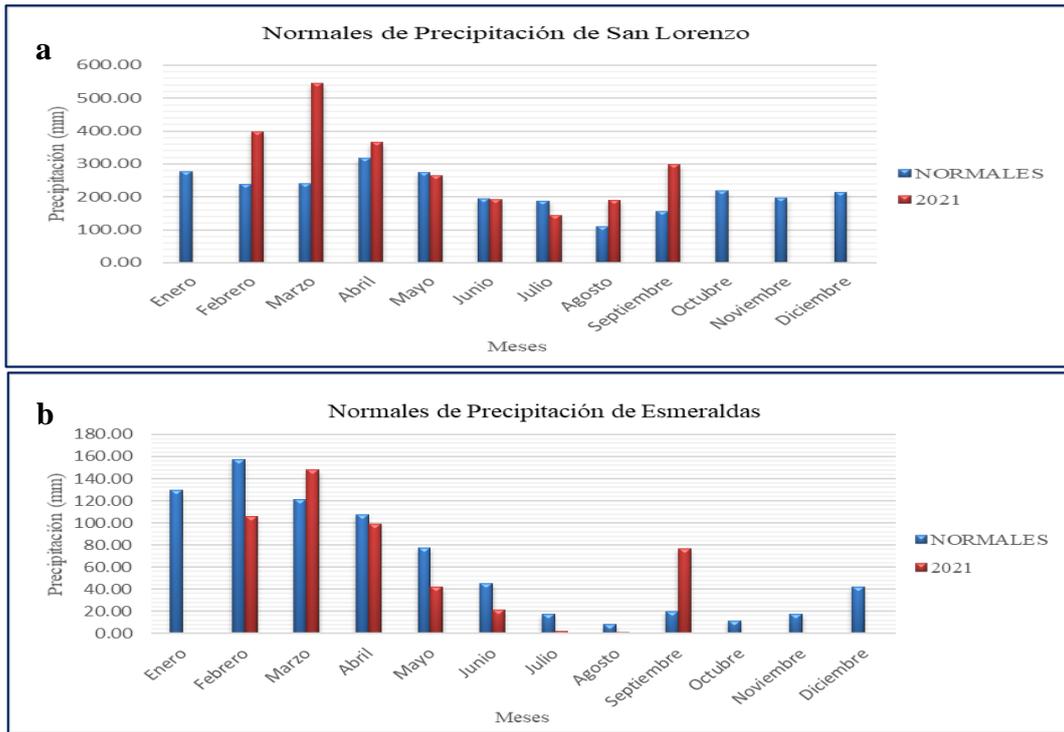


Figura 23. Normales de precipitación de la estación de San Lorenzo y Esmeraldas, y los acumulados.

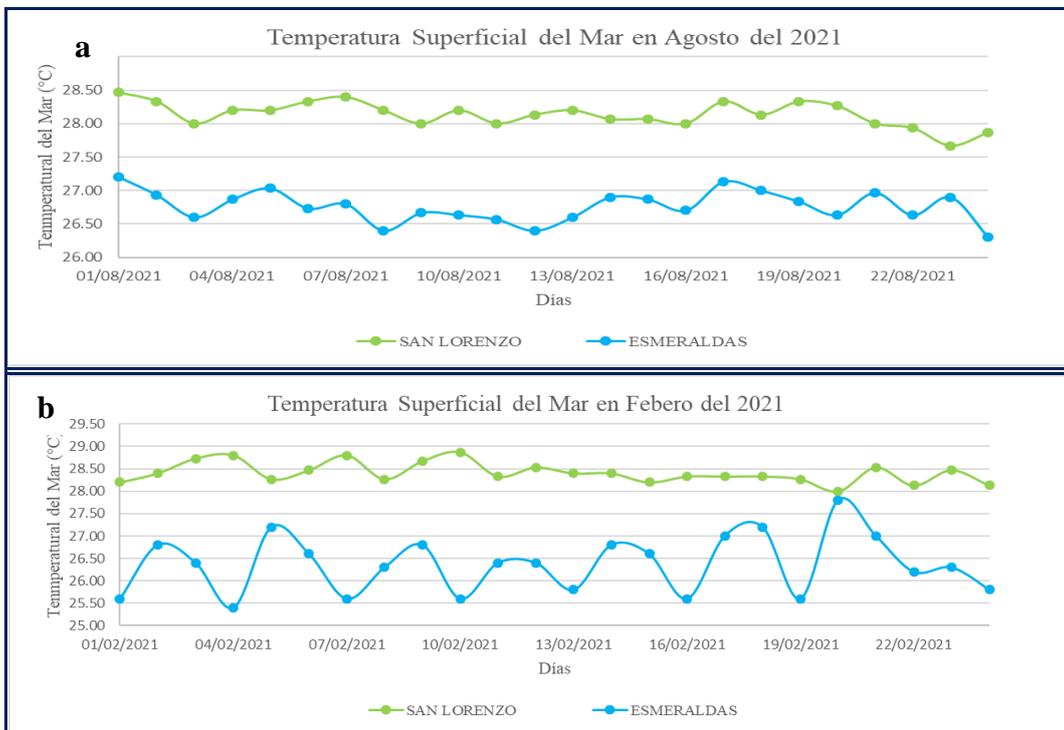


Figura 24. Temperatura superficial del mar en San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2021.

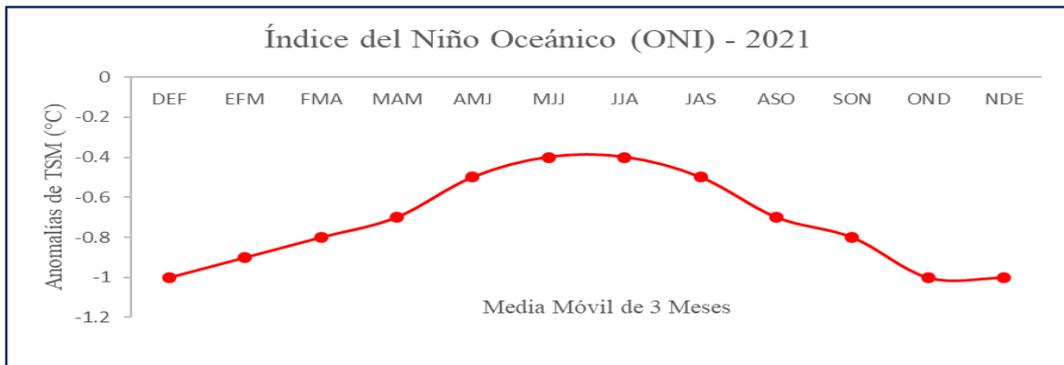


Figura 25. Índice del Niño Oceánico durante el 2021, generado a partir de la media móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región del Niño 3,4 (5° N – 5° S, 120° - 170° W)], basado en Períodos base centrados de 30 años.

FUENTE: Elaborado a partir de información de la NOAA.

4.3. Identificación de la configuración sinóptica que favoreció las precipitaciones mensuales máximas en 24 horas generadas por el modelo WRF

Los eventos de precipitación mensual máximo en 24 horas, son frecuentemente durante el mes de febrero en la costa ecuatoriana. Sin embargo, en el perfil costero norte existe una diferencia significativa entre las dos estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. Ya que, San Lorenzo tiene una distribución de precipitación bimodal, mientras que Esmeraldas su distribución es unimodal, esto a pesar de encontrarse ambas estaciones en el sector norte. La diferencia en la distribución de la precipitación nos permitió entender que existe configuraciones sinópticas distintas, las cuales se analizaron e identificaron en los siguientes productos:

4.3.1. Experimento II (2015)

a. Evento del 25 de febrero del 2015

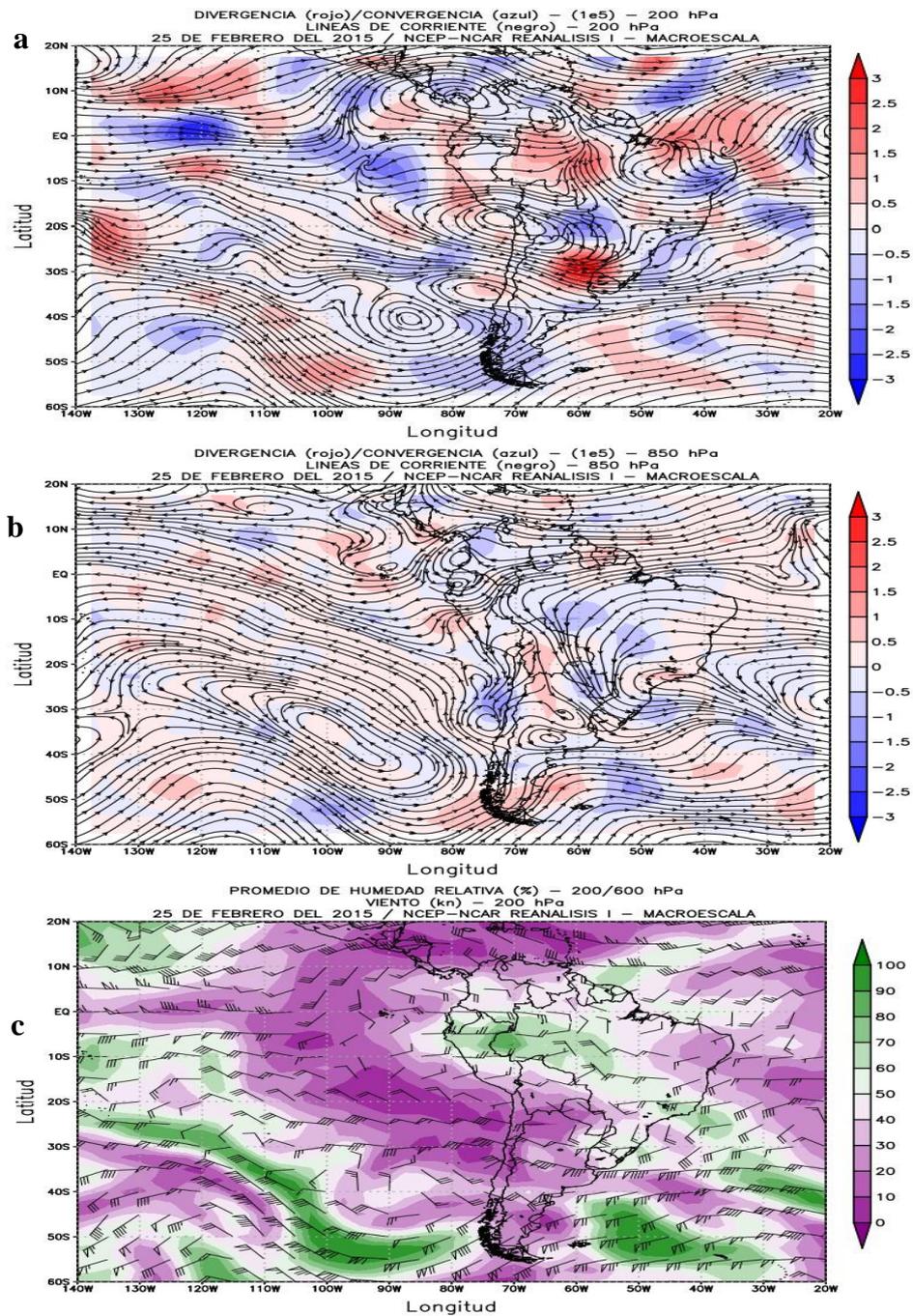


Figura 26. Análisis a macro-escala del dominio madre durante el 25 de febrero del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

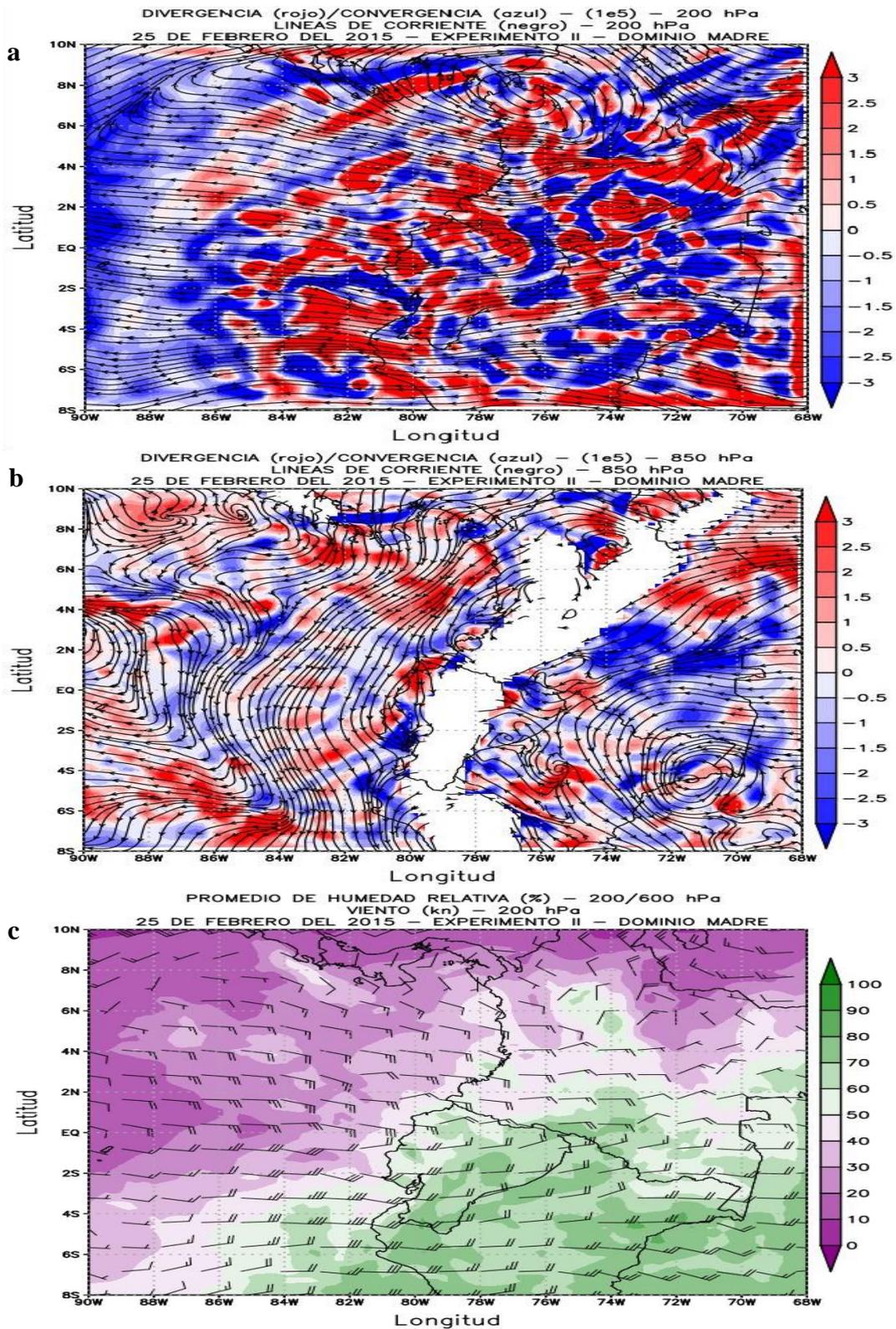


Figura 27. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 25 de febrero del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

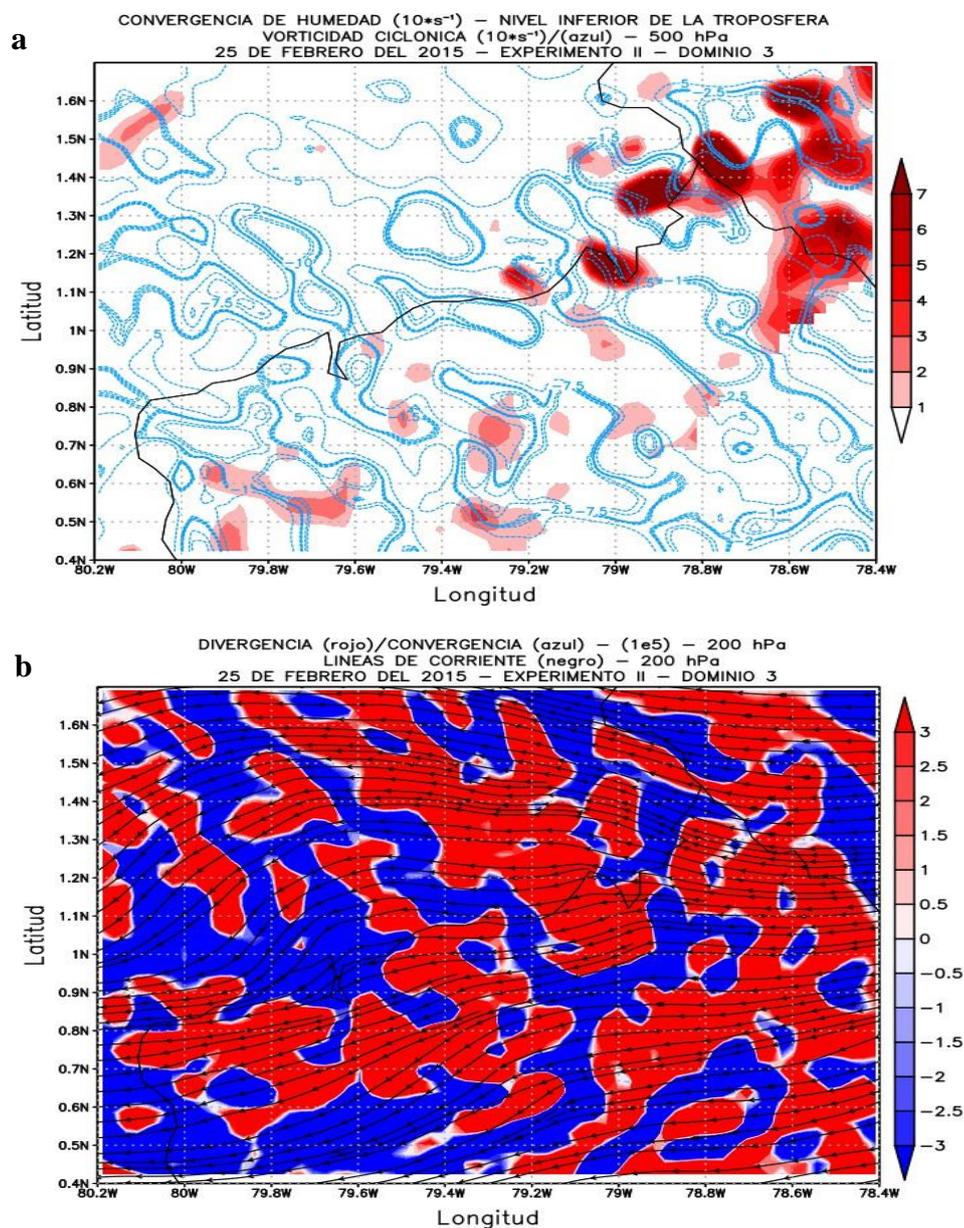
La circulación atmosférica sobre Sudamérica durante el evento de precipitación ocurrido en San Lorenzo el 25 de febrero del 2015 (Figura 26), permitió determinar que los sistemas atmosféricos del nivel superior predominantes durante la estación de verano del hemisferio sur, no se encontraron bien configurados y posesionados según a la climatológica sinóptica de la región (Figura 26a). Sin embargo, sobre Ecuador se puede observar en el nivel de 200 hPa los vientos predominan del Este, así como también transporte de divergencia, lo cual, es normal para la época, no obstante, a pesar de existir esta predominancia de viento, hay que considerar que el sistema de alta presión ubicado sobre Panamá está transportando masas de aire frío y seco en los niveles superiores de la tropósfera de Ecuador, tal como se puede observar en la figura 26c, lo cual es anómalo, ya que debería existir una mayor influencia de masas de aire cálido y húmedo proveniente de la Alta de Bolivia (AB).

El sistema de alta presión ubicado sobre Panamá (Figura 26a), genera un flujo de viento que desplaza la Alta de Bolivia sobre el sur de Perú, así como también este flujo provoca que dicho sistema se deforme debido que la corriente a chorro subtropical que obstaculiza el desplazamiento hacia latitudes polares. Esto permite que ambos sistemas de alta presión se ubiquen de forma paralela al ecuador, a pesar de esto, la circulación anticiclónica ubicada en el hemisferio norte presenta la mayor influencia de transporte de masas de frías y secas en la tropósfera superior del territorio ecuatoriano.

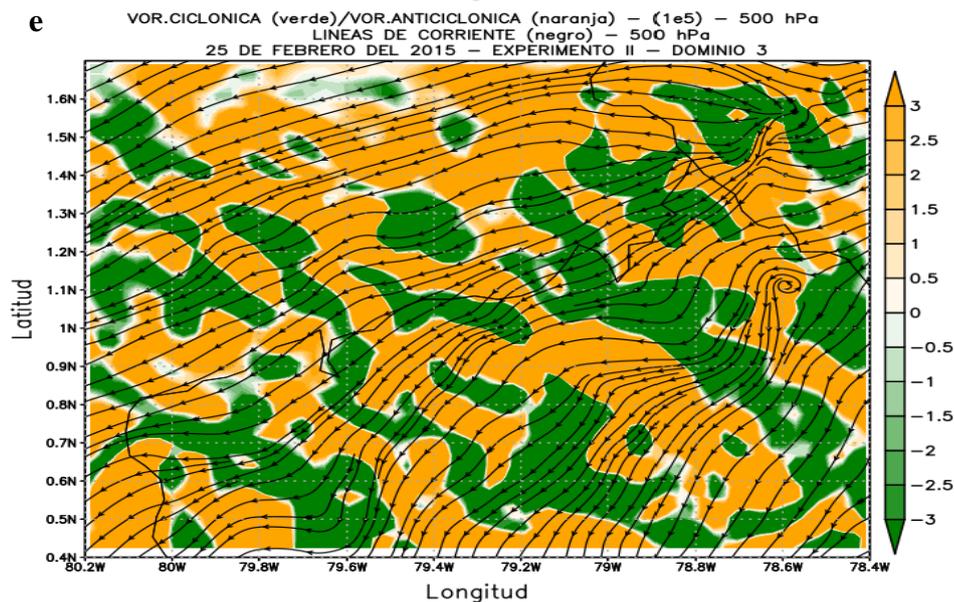
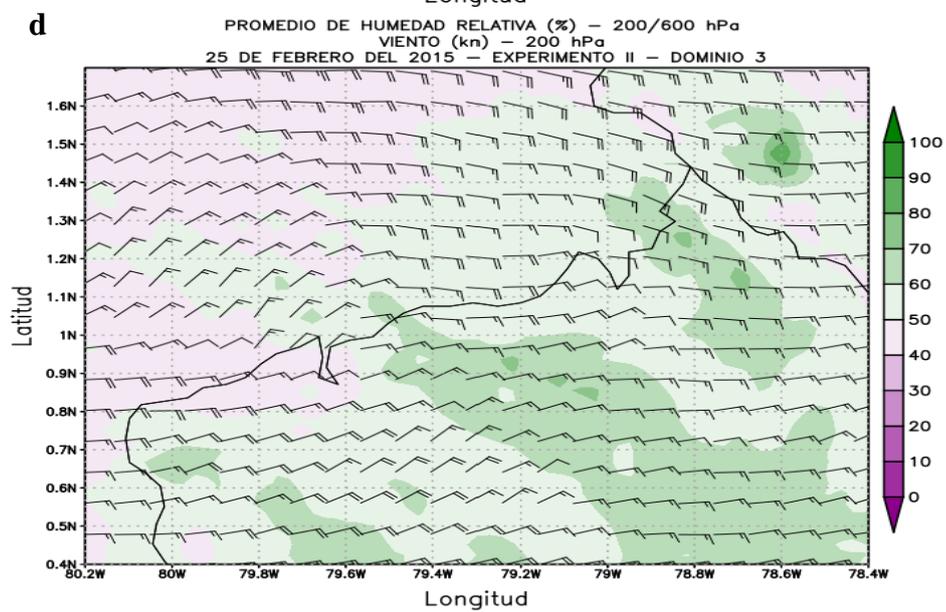
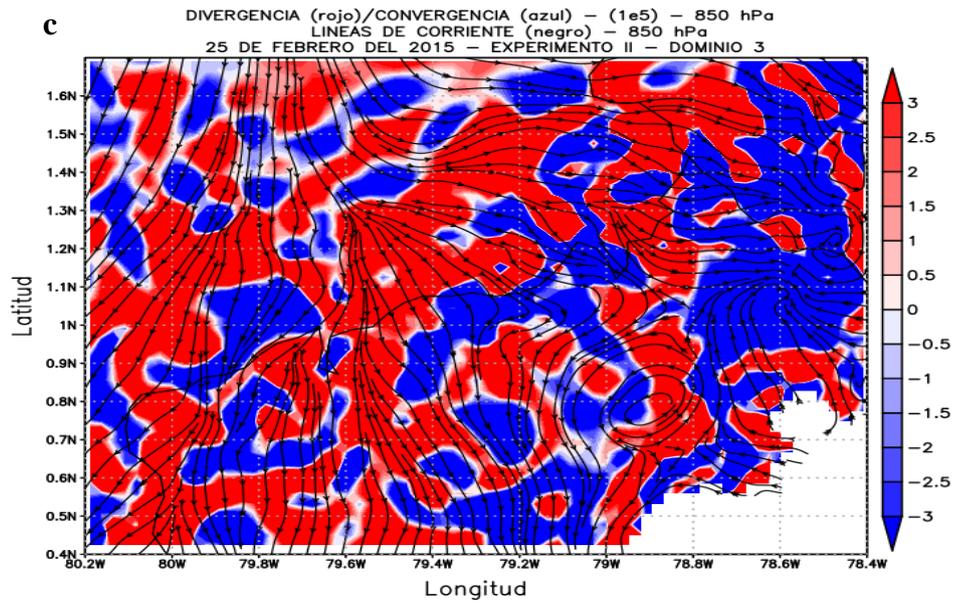
En la figura 26b, en el nivel de 850 hPa se visualiza el flujo viento proveniente del Océano Atlántico Central, el cual se divide en dos flujos (flujo norte y sur), el flujo norte genera la corriente a chorro del caribe, transportando húmeda proveniente de centro América hacia Ecuador, mientras que el flujo sur se ubica de forma transversal sobre el norte de Perú generando una vaguada al norte de Ecuador que promueve al transporte de masas de aire cargadas de húmeda al lado izquierdo de dicho sistema dando lugar a una baja presión en la costa interna sur de Ecuador (Golfo de Guayaquil).

El domino madre (Figura 27), permitió observar que el sistema de alta presión observado sobre Panamá mediante el producto de macro-escala, realmente se encontraba posesionado al Noroeste de Colombia. Este sistema contribuyó con vientos provenientes del Este, los cuales transportaron divergencia en altura sobre el continente y el área marítima de Ecuador (Figura 27a). Además, hay que recalcar que

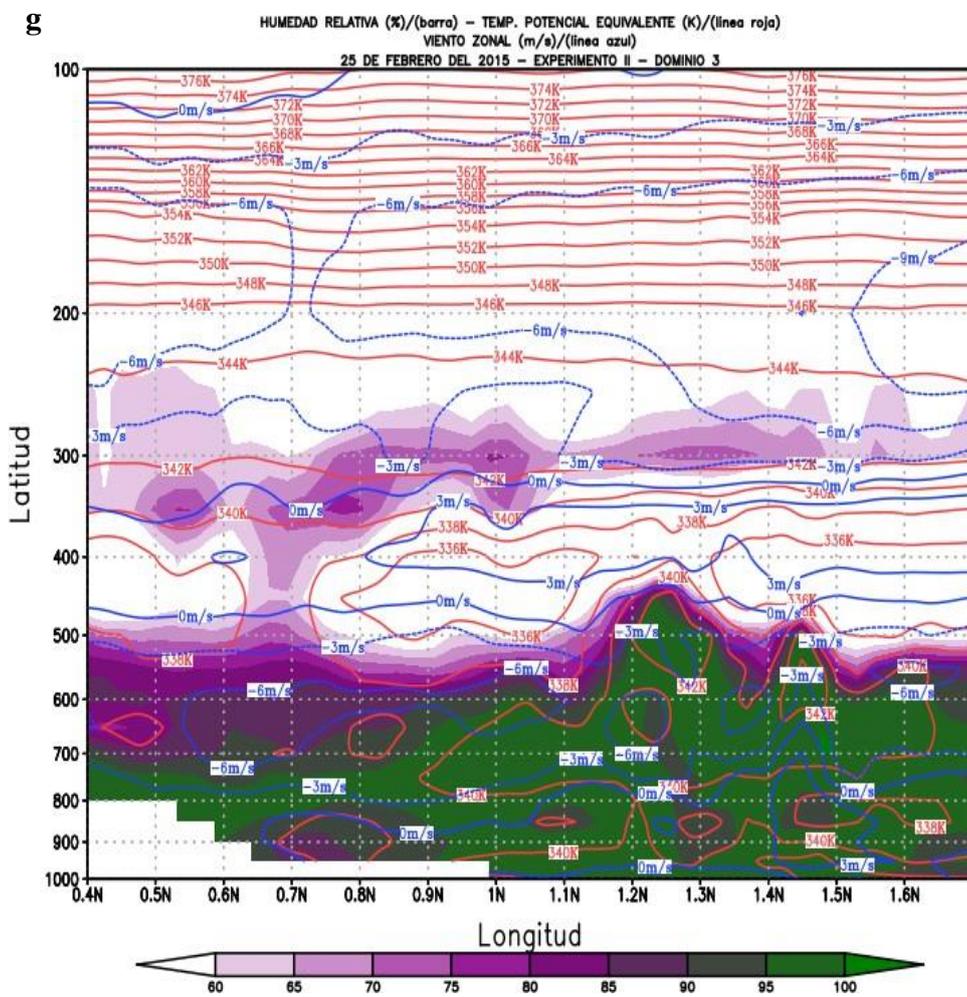
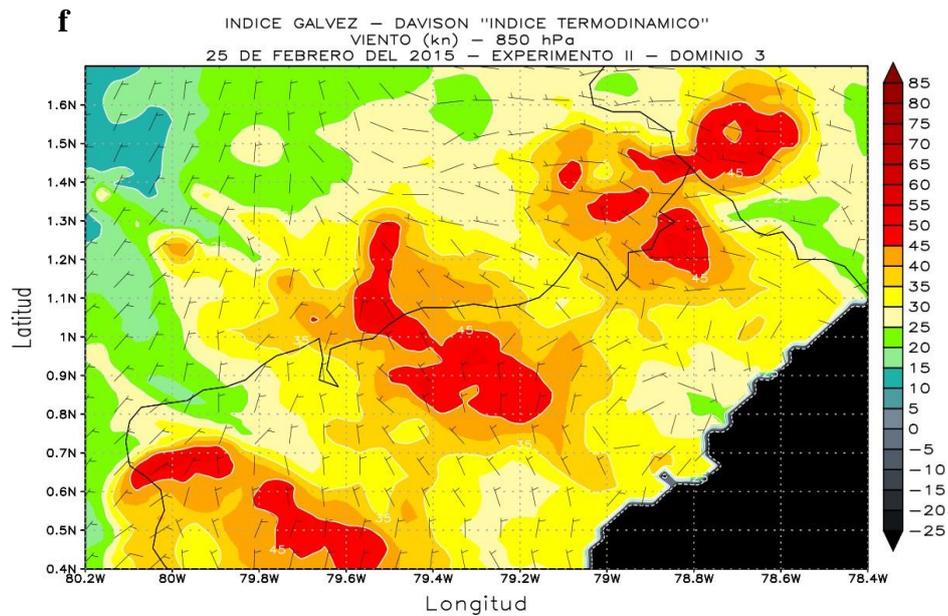
durante el mes de febrero debería ver influencia de masas de aire cálidos y húmedos sobre niveles superiores de Ecuador debido a los vientos provenientes de la Alta de Bolivia, sin embargo, hubo influencia directa de la circulación anticiclónica ubicada sobre el Noroeste de Colombia, la cual contribuyo con masas de aire frías y secas sobre la zona de investigación (Figura 27c). En el nivel de 850 hPa (Figura 27b), la corriente a chorro del Caribe apporto con divergencia y difluencia de vientos sobre la costa norte de Ecuador, excepto sobre San Lorenzo. Este flujo de viento disipó la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) dando lugar a la acumulación de masas de aire cargadas de húmeda al norte de la costa peruana.



Continuación ...



Continuación ...



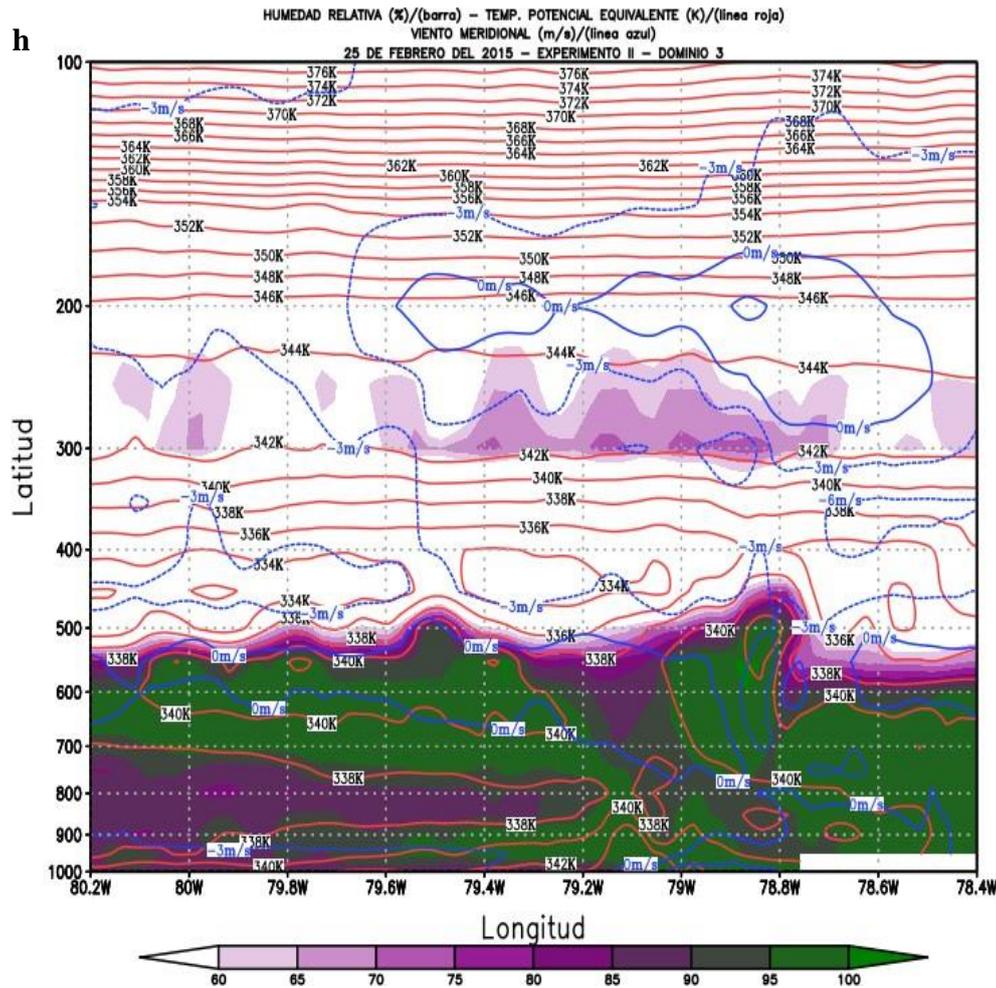


Figura 28. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 25 de febrero del 2015, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f), corte latitudinal y longitudinal de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional (g-h).

La dinámica de la circulación atmosférica en el dominio tres (Figura 28), nos permitió comprobar la predominancia de los vientos del Este en el nivel superior, así como también, la divergencia sobre la ciudad de San Lorenzo y convergencia sobre Esmeraldas (Figura 28b); en San Lorenzo la divergencia de vientos en el nivel superior promovió el ascenso de masas de aire desde el nivel inferior, mientras que la convergencia sobre Esmeraldas genera el descenso de masas de aire hacia niveles inferiores. Este comportamiento dinámico concuerda con lo observado en el nivel de 850 hPa, ya que, sobre Esmeraldas existe la divergencia y difluencia de vientos, mientras que en San Lorenzo existe la predominancia de convergencia de vientos (Figura 28c).

La convergencia de húmeda en el nivel inferior de la tropósfera (Figura 28a), permitió determinar el área de ascenso de masas de aire cargadas de húmeda (núcleo de relación de mezcla 7 g/kg) al norte de la ciudad de San Lorenzo, acompañada con vorticidad ciclónica en el nivel de 500 hPa, mientras que en Esmeraldas, no se observa convergencia de húmeda, así como también, la no existencia de vorticidad ciclónica sobre mencionada área (Figura 28e), lo cual, concuerda con la precipitación observada en las estaciones meteorológicas de Esmeraldas y San Lorenzo. Además, el ascenso de las masas de aire hacia niveles medios se representa de forma correcta, debido que el promedio de la húmeda entre la capa media y superior tiende a aumentar (70%), lo que nos permite inferir una convección profunda, ya que el flujo de aire atraviesa la inversión térmica del nivel medio (Figura 28d).

En el corte latitudinal y longitudinal (Figura 28 g-h), no existe transporte de húmeda en la capa de 1000 a 800 hPa, debido que el viento zonal y meridional en San Lorenzo presenta una intensidad de 0 m/s. En el corte latitudinal (Figura 28g), la capa conformada entre el nivel de 800 a 500 hPa, presenta viento zonal proveniente del Este con una intensidad entre 3 a 6 m/s, mientras que la capa de 500 a 350 hPa los vientos provienen del Oeste con una velocidad de 3 m/s, así como también, la capa de 300 a 100 hPa los vientos predominan del Este con una velocidad que fluctúa entre 3 a 6 m/s con una humedad relativa menor a 60%. En el corte longitudinal (Figura 28h), los vientos predominaron del Norte en toda la columna, siendo delimitada la capa húmeda entre los niveles de 500 a 1000 hPa, mientras que la capa seca se definió entre los niveles de 100 a 500 hPa.

Esto nos permite determinar que, en ambos cortes verticales sobre San Lorenzo, predomina las masas de aire saturadas entre la capa de 1000 a 450 hPa. Además, en dicha capa los vientos predominan del Este, así como también, en ambos cortes se observa la disminución paulatina de la temperatura potencial equivalente, lo cual representa la columna inestable, delimitada por una isoterma de 336°K por encima del núcleo convectivo, tal como se puede observar en la figura 25 g-h. Además, se observa que el núcleo convectivo rompe la inversión térmica definida a los 500 hPa, dando lugar a una convección profunda aislada.

Este evento de retroalimentación de humedad y convección, fue correctamente identificado por el Índice Gálvez Davison (Figura 28f), el cual considera las propiedades termodinámicas de la tropósfera baja y media, mediante procesos físicos

que modulan la convección tropical utilizando las temperaturas y proporciones de mezcla disponibles a 500, 700, 850 y 950 hPa (Gálvez & Davison, 2016). El GDI, es un índice que identifica la inestabilidad troposférica, sin embargo, este índice va depender directamente sobre la precisión del modelo numérico para poder simular de forma idónea las condiciones atmosféricas locales. Es decir, la simulación numérica generada por el modelo WRF mediante la implementación del experimento II resolvió correctamente las condiciones atmosféricas locales del perfil costero norte.

Este evento de precipitación mensual máximo en 24 horas, fue generado a partir del descenso de la inversión termina del nivel medio debido al transporte de masas de aire frías y secas generado por el viento del Este proveniente de la circulación anticiclónica ubicada en el nivel superior del norte de Colombia; así como también, a la acumulación de masas de aire cálida y humedad en la capa de 500 a 800 hPa debido al flujo de viento del Este proveniente de la Amazonía, y al fuerte ascenso de húmeda en la tropósfera inferior al norte de San Lorenzo, debido al calentamiento térmico generado en el período diurno.

b. Evento del 10 de agosto del 2015

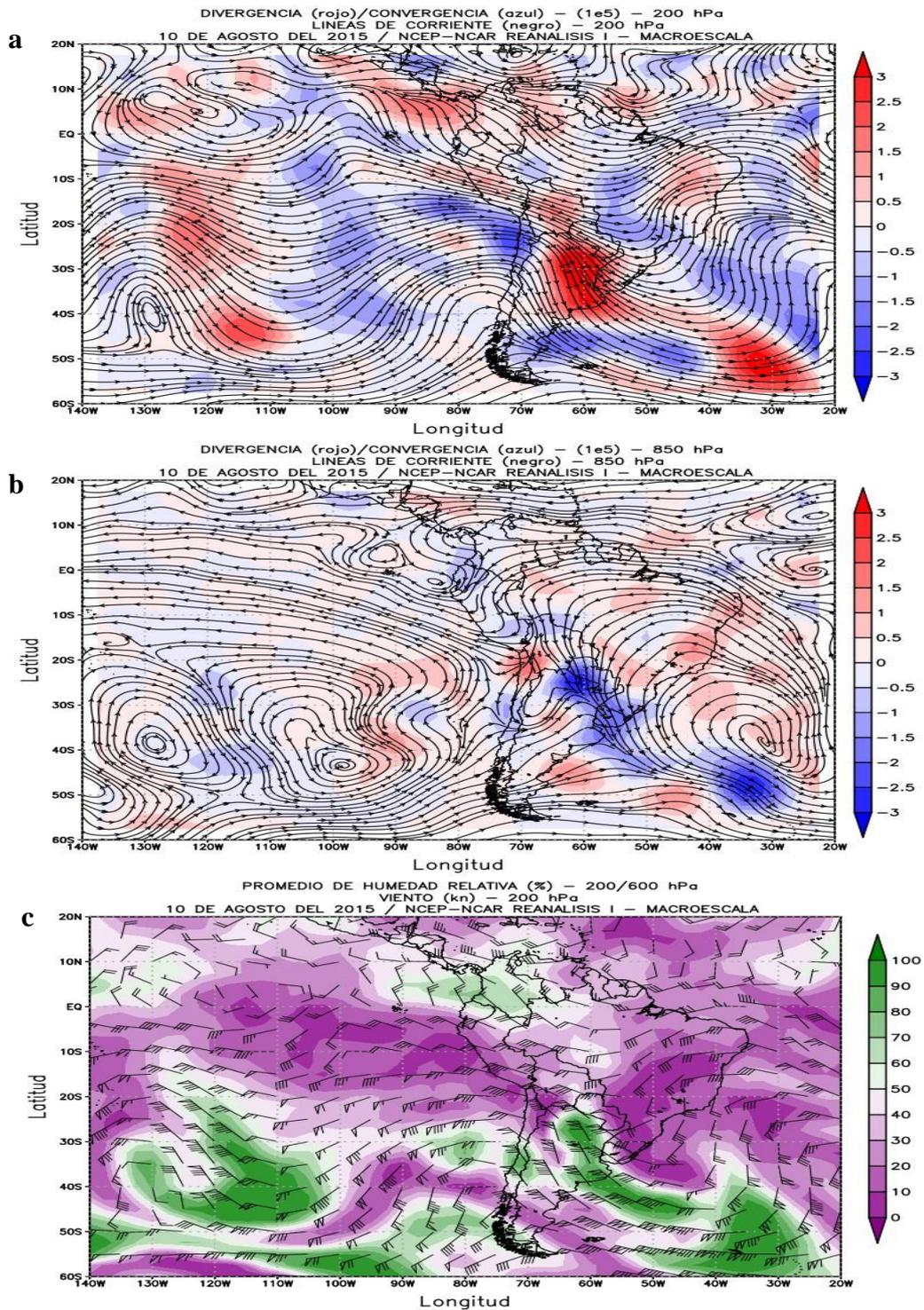


Figura 29. Análisis a macro-escala durante el 10 de agosto del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

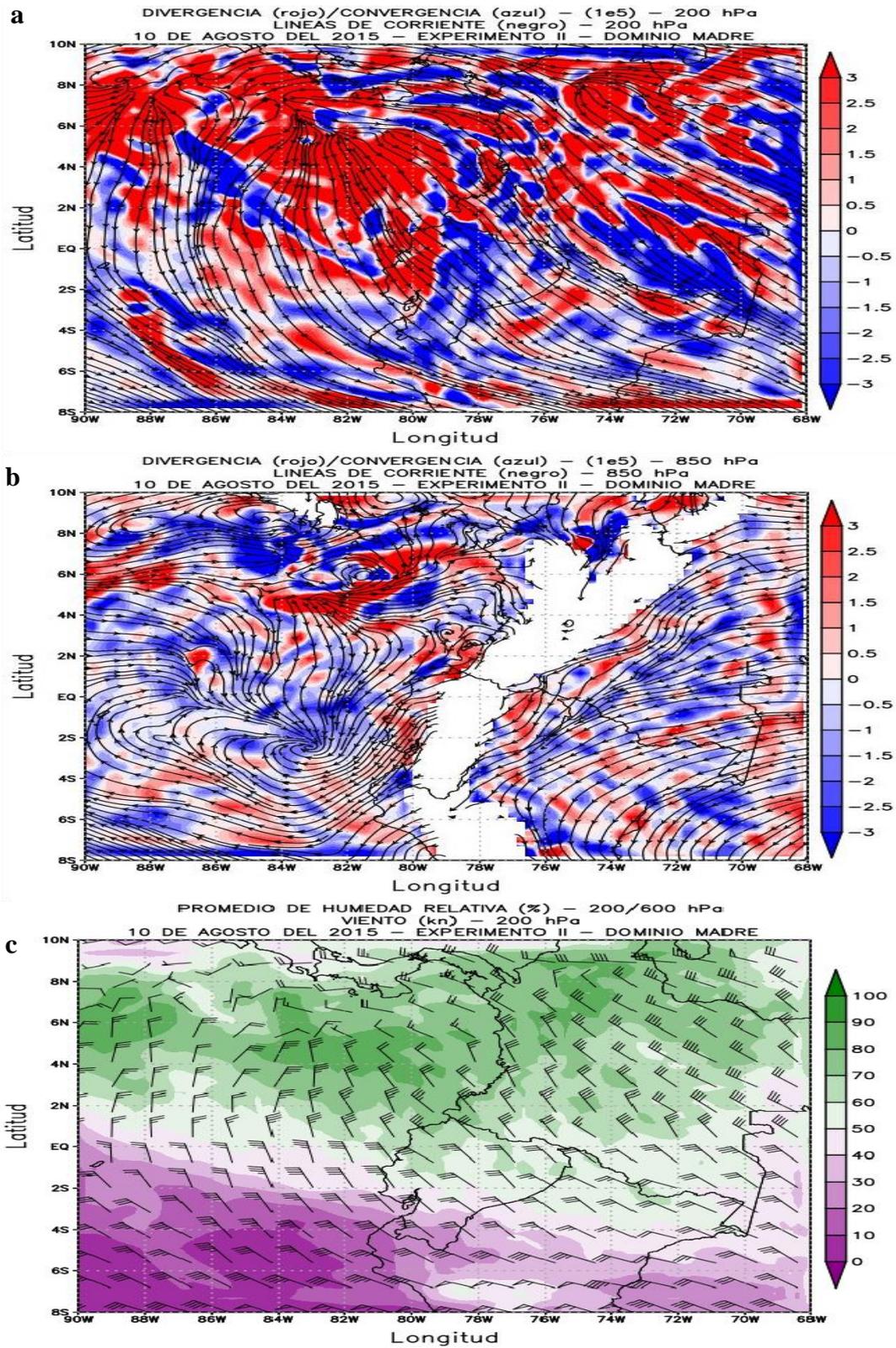
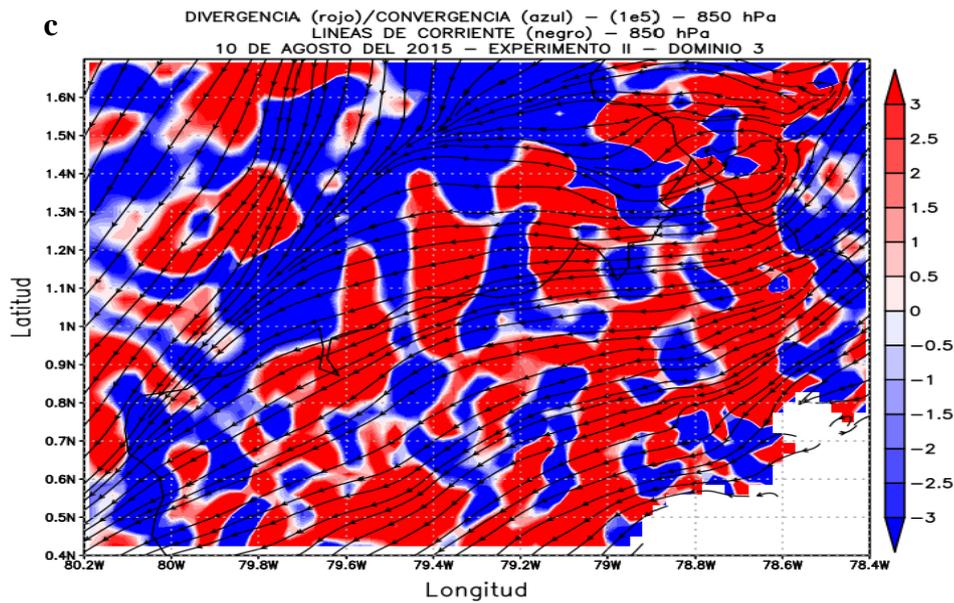
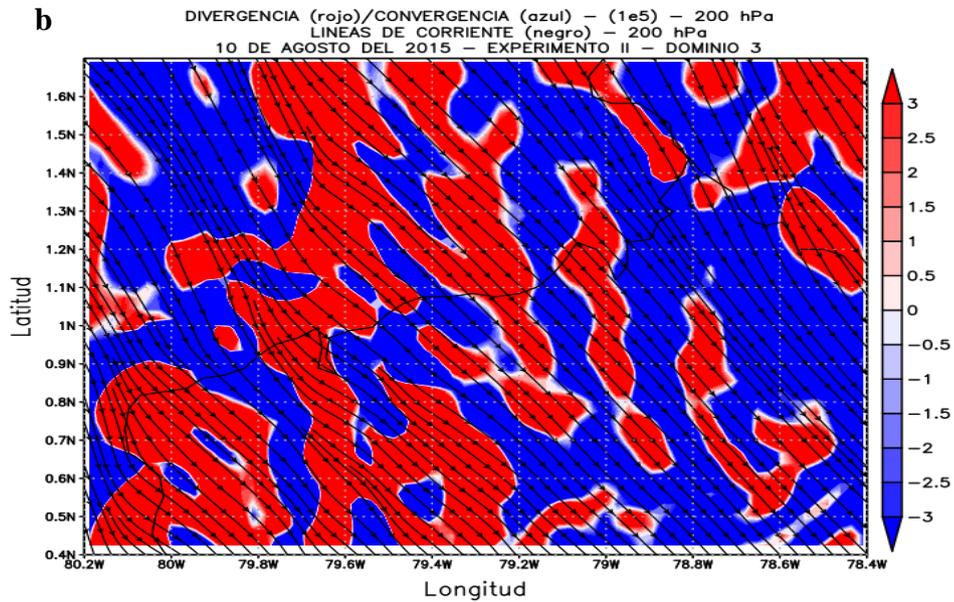
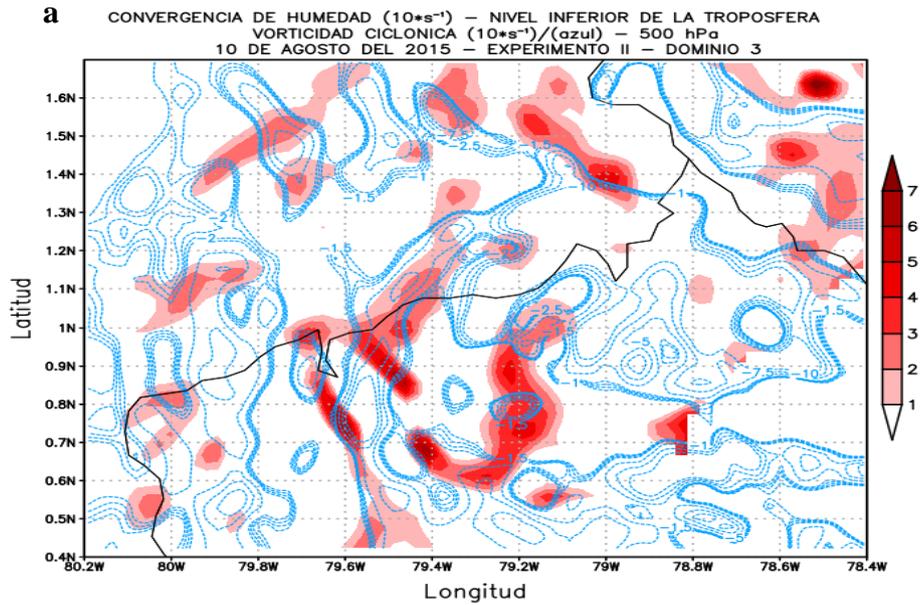


Figura 30. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 10 de agosto del 2015, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

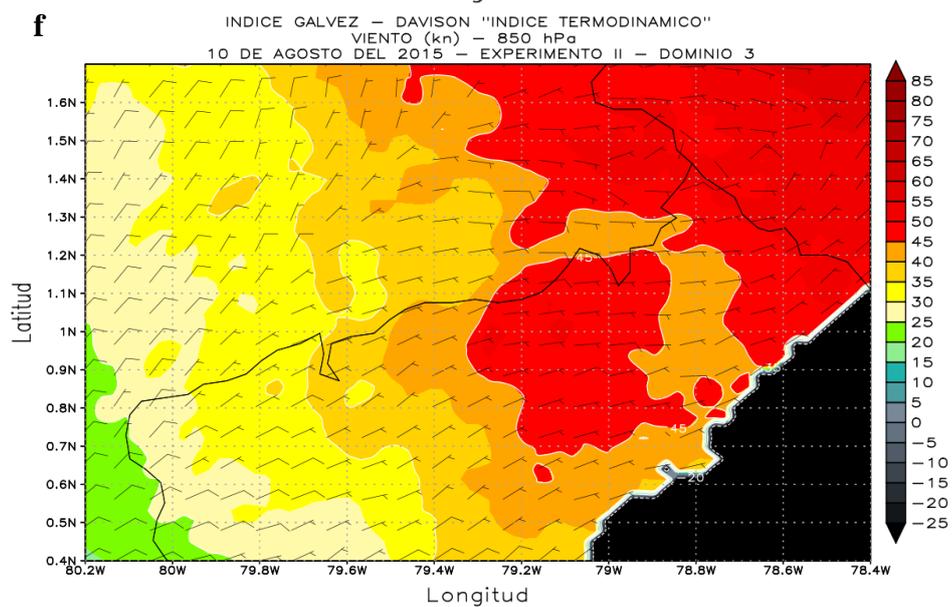
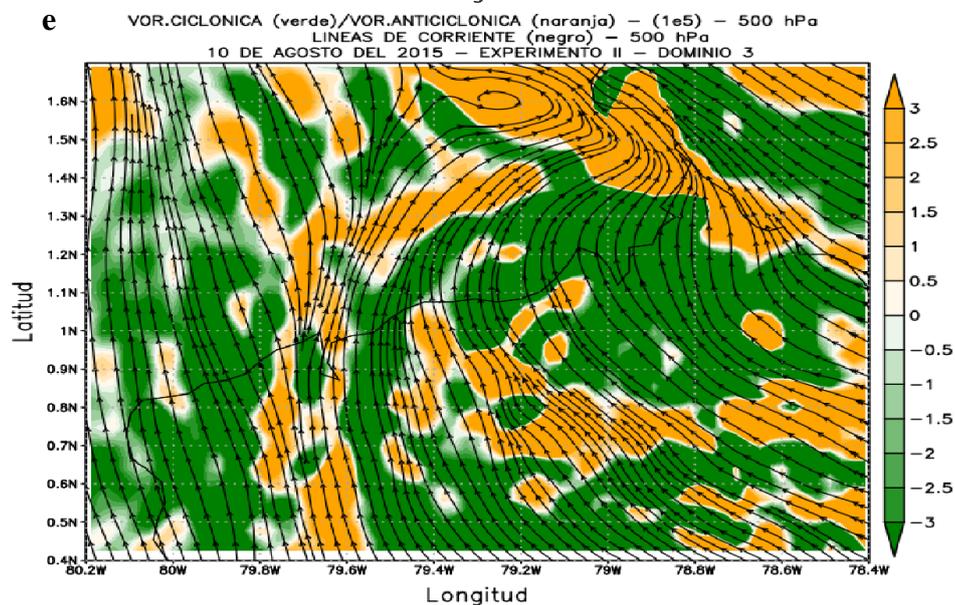
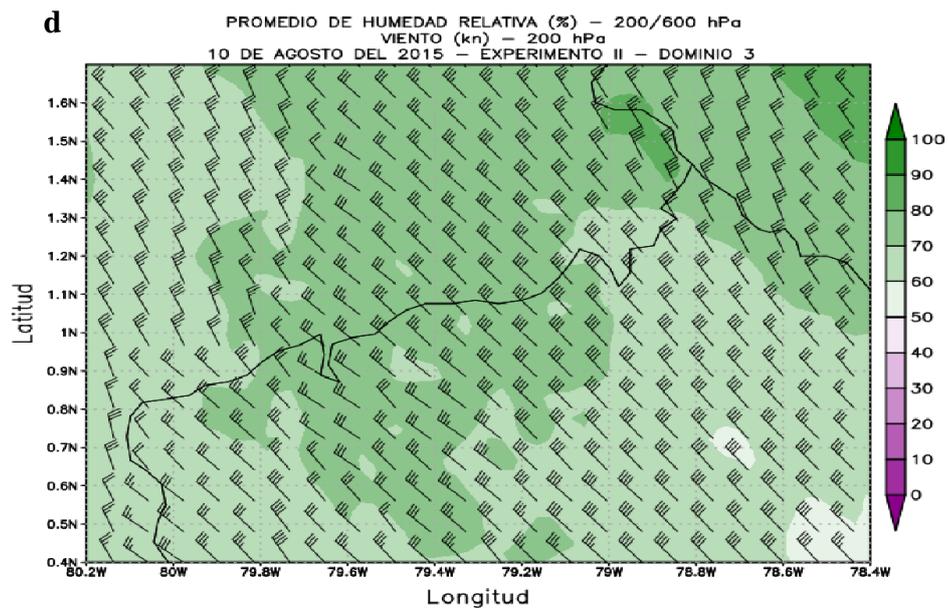
La circulación atmosférica sobre Sudamérica durante el evento de precipitación aislado ocurrido en San Lorenzo el 10 de agosto del 2015 (Figura 29), permitió observar la predominancia del viento del Noroeste en el nivel superior (Figura 29a), dicho viento transportó divergencia sobre Ecuador continental y marítimo, afectando con mayor énfasis el sector norte del territorio ecuatoriano. En el nivel de 850 hPa (Figura 29b), se observó la confluencia y convergencia de viento sobre Ecuador continental. Esto ocurrió debido a los vientos provenientes de la cuña del sistema de alta presión ubicado al sur del continente Sudamericano la cual aportó con masas de aire frío provenientes de latitudes polares, así como también de la cuña originada por los vientos provenientes del Océano Atlántico Central. Este acoplamiento dinámico entre los vientos de las dos cuñas anteriormente descritas, permitieron observar la acumulación de húmeda al norte de Ecuador, tal como se puede observar figura 29c.

En el domino madre (Figura 30), se observó la zona de divergencia y difluencia que se visualizó al Oeste de Panamá, así como también, el transporte de divergencia sobre la costa norte ecuatoriana (Figura 30a) producto de la predominancia del viento del Noroeste. Sin embargo, al nivel de 850 hPa en San Lorenzo existe una zona de convergencia en altura, mientras que en el nivel inferior (Figura 30b), se visualiza un núcleo de divergencia lo que permite evidenciar una característica distinta del evento analizado durante el mes de febrero del mismo año, así como también, en el mismo nivel se observó los vientos paralelos a la costa norte debido a la baja presión que se encontró frente de la costa sur de Ecuador.

El promedio de humedad relativa entre el nivel medio y superior (Figura 30c), permitió determinar el aporte de húmeda de la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) en la tropósfera media durante el mes de agosto, a pesar que mencionado mes durante la época seca de Ecuador climatológicamente la ZCIT se debe encontrar en los 10° N.



Continuación ...



Continuación ...

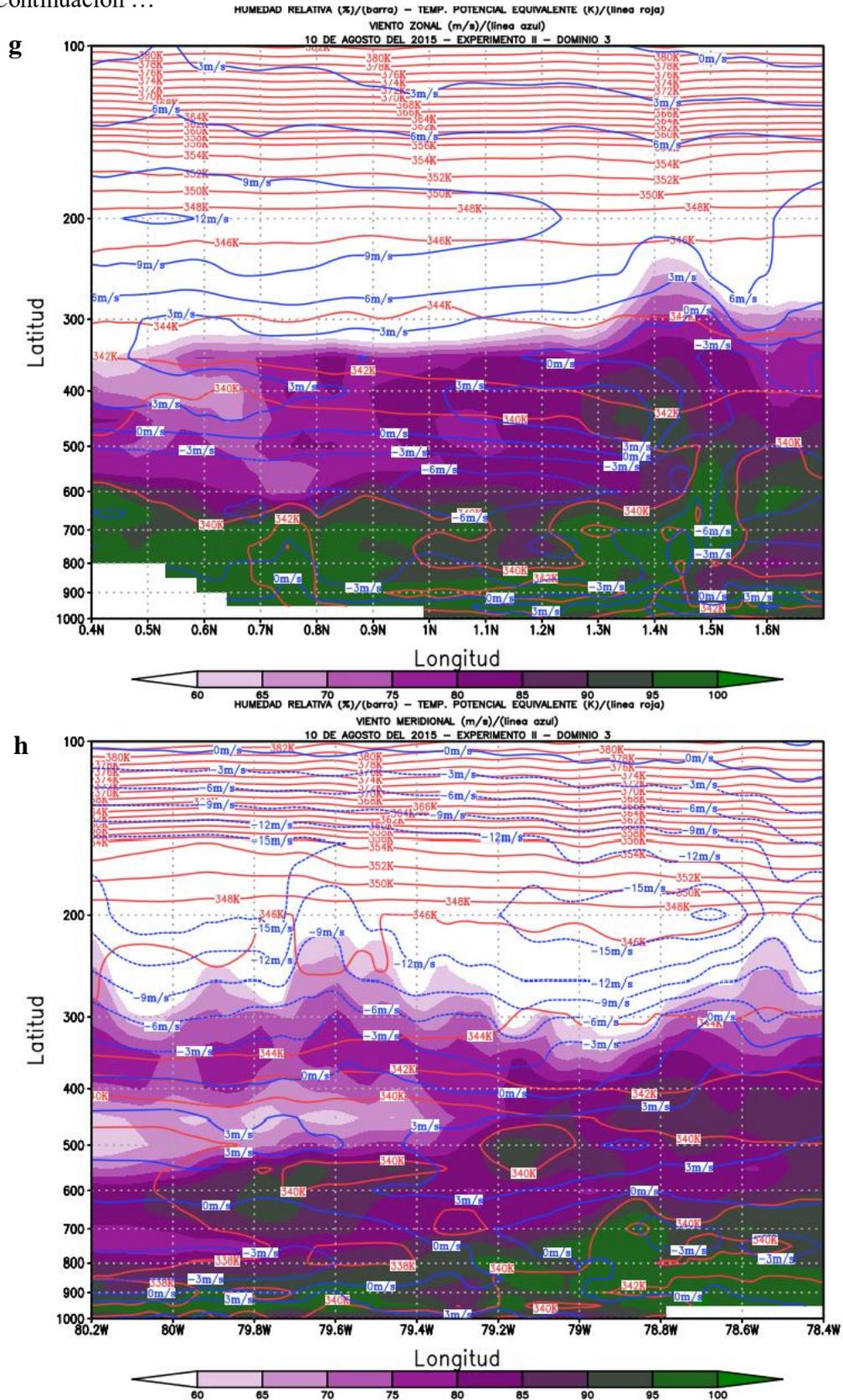


Figura 31. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 10 de agosto del 2015, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f) y corte latitudinal y longitudinal de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional (g-h).

La dinámica de la circulación atmosférica en el dominio tres (Figura 31), nos permitió comprobar la predominancia de los vientos del Noroeste en el nivel superior, así como también, la presencia de la divergencia sobre la ciudad de Esmeraldas, mientras que en San Lorenzo una convergencia de vientos (Figura 31b). En el nivel de 850 hPa (Figura 31c), se observó una zona de convergencia en San Lorenzo, con viento proveniente del Noreste. Además, se visualiza la confluencia y convergencia de vientos frente la costa norte, lo que nos permite inferir que en esta zona existe un mayor ascenso de masas de aire que aportan con húmeda hacia niveles superiores.

El mapa de la convergencia de húmeda en el nivel inferior de la tropósfera (Figura 31a), ayudo a identificar que no existió ascenso de masas de aire húmedas sobre la ciudad de San Lorenzo, así como también, permitió determinar el ascenso de masas de aire en el nivel medio de la atmósfera (500 hPa), ya que presenta una vorticidad ciclónica en el área de San Lorenzo (Figura 31e), mientras que Esmeraldas presenta un ligero ascenso de masas de aire con una relación de mezcla de 2 g/kg, la cual no genera un efecto significativo para la generación de lluvias en dicha zona. Esto, nos permite determinar que la húmeda observada en niveles medios, se debe a los núcleos convectivos generados en la ZCIT y transportados mediante los vientos del Noroeste hacia la costa norte ecuatoriana (Figura 31 d-g-h).

En el corte latitudinal (Figura 31g), se observa la predominancia del viento del Oeste en el nivel de 1000 a 950 hPa en la ciudad de San Lorenzo; así como también, la capa conformada entre el nivel de 900 a 600 hPa presenta vientos provenientes del Este con una intensidad entre 3 a 6 m/s, la cual, transporto abundante húmeda procedente de la Amazonía dando lugar a la saturación de la atmósfera, aportando al aumento de la inestabilidad atmosférica observada mediante el descenso de la temperatura potencial equivalente, en la capa superior conformado entre el nivel de 450 a 100 hPa los vientos predominan del Oeste con una velocidad entre 3 a 12 m/s, los cuales transportaron masas de aire frías y secas. Esta capa presenta una mayor humectación en comparación con el mes de febrero del mismo año, ya que existe una saturación de la atmósfera de 70% hasta el nivel de 300 hPa.

En el corte longitudinal (Figura 31h), en la capa conformada por el nivel de 1000 a 600 hPa, se observó que no existe influencia de viento meridional sobre San Lorenzo, lo que nos permite determinar que el único aporte de húmeda en dicha zona fue proveniente del Este tal como se puede observar en la figura 31g; en la capa media conformada por el nivel de 550 a 450 hPa se visualizó la presencia del viento proveniente del Sur con una intensidad de 3 m/s; así como también, en la capa conformada por el nivel de 350 a 150 hPa se observó los

vientos provienen del Norte con una intensidad que fluctúa entre 3 a 15 m/s, estos vientos son los que promovieron el transporte de los núcleos convectivos hacia la costa norte de Ecuador, lo cual se ve reflejado mediante la humectación de la tropósfera media hasta el nivel de 250 hPa.

El evento generado a partir del transporte de núcleos convectivos, fue identificado correctamente por el Índice Gálvez Davison (Figura 31f). Sin embargo, existe una sobreestimación de inestabilidad entre la costa de Esmeraldas y San Lorenzo. Este ligero error, se debe que el índice solo considera las propiedades termodinámicas de la tropósfera baja y media, mediante procesos físicos que modulan la convección tropical utilizando las temperaturas y proporciones de mezcla disponibles a 500, 700, 850 y 950 hPa (Gálvez & Davison, 2016). Es decir, el índice no considera el transporte de inestabilidad en nivel superior como el que se observó durante el evento del 10 de agosto del 2015.

Este evento de precipitación ocurrido durante el 10 de agosto del 2015, se generó a partir del transporte humedad en el nivel medio proveniente de los núcleos convectivos de la Zona de Convergencia Inter Tropical que se desplazó entre 5° y 7°N debido al aumento de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Central Oriental, así como también, al ascenso de masas de aire debido a la vorticidad ciclónica predominante en la capa media (500 hPa), y el aporte de húmeda de la amazonia en la capa de 900 a 600 hPa.

4.3.2. Experimento I (2017)

a. Evento del 01 de febrero del 2017

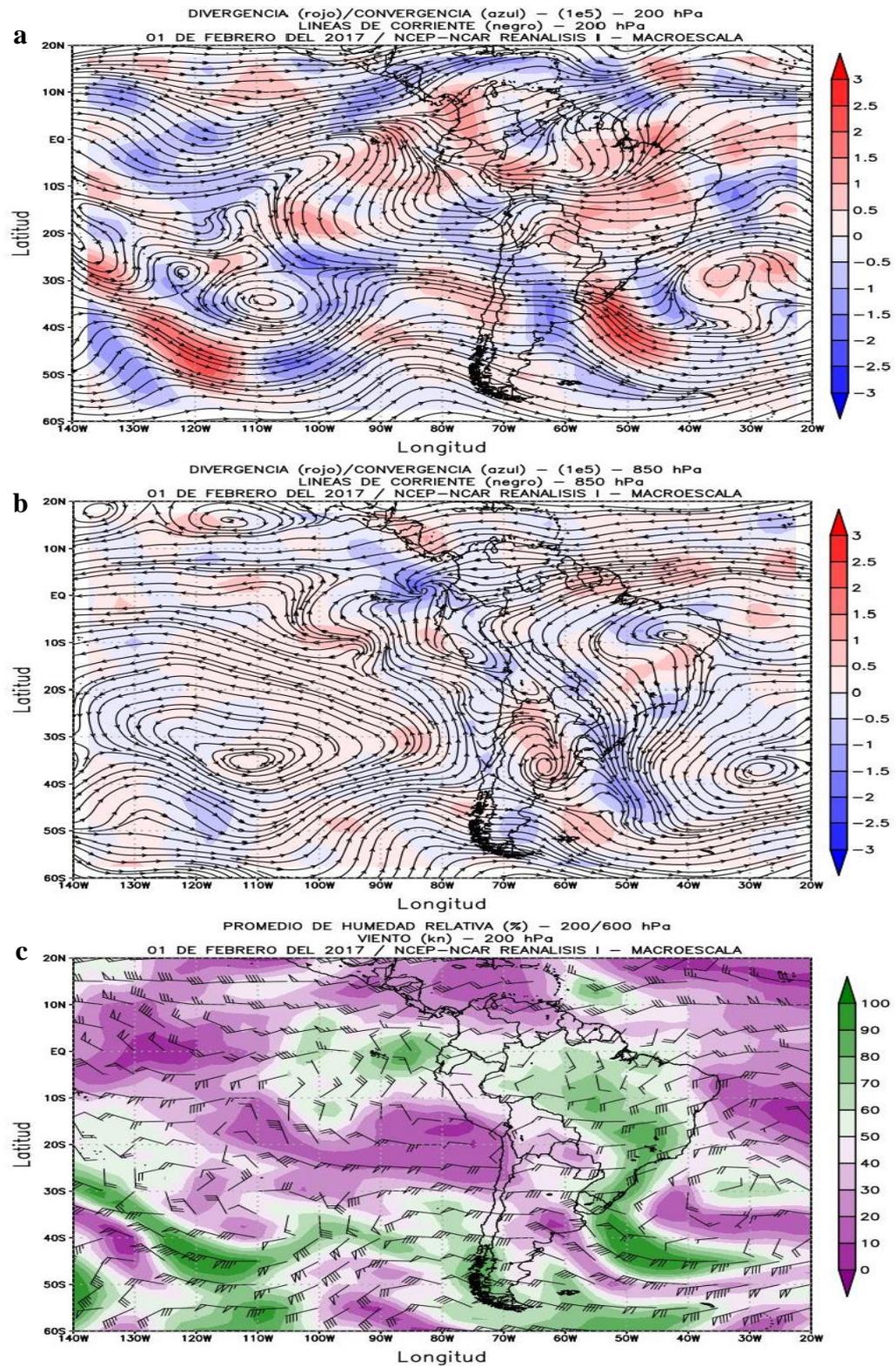


Figura 32. Análisis a macro-escala durante el 01 de febrero del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

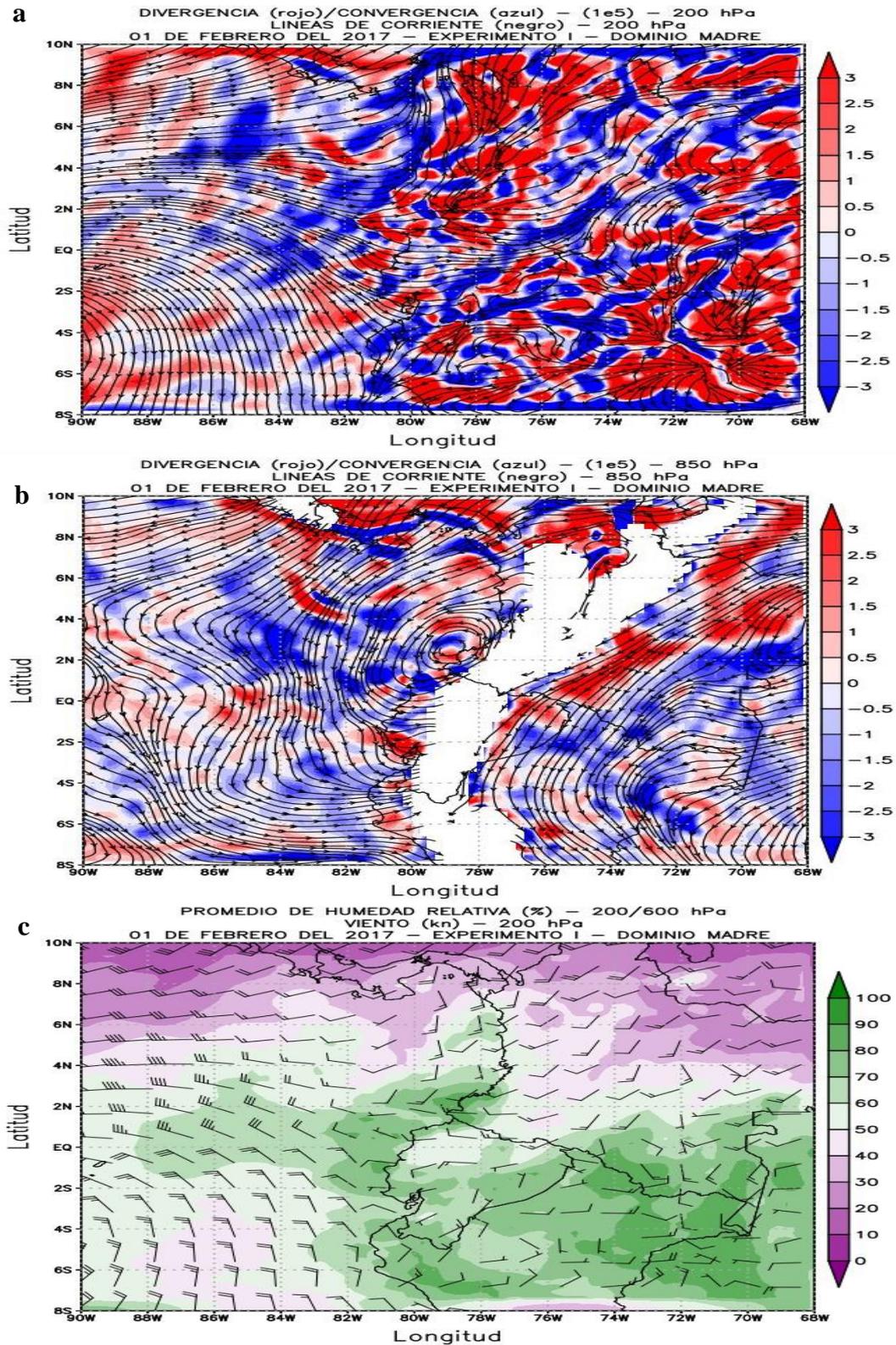
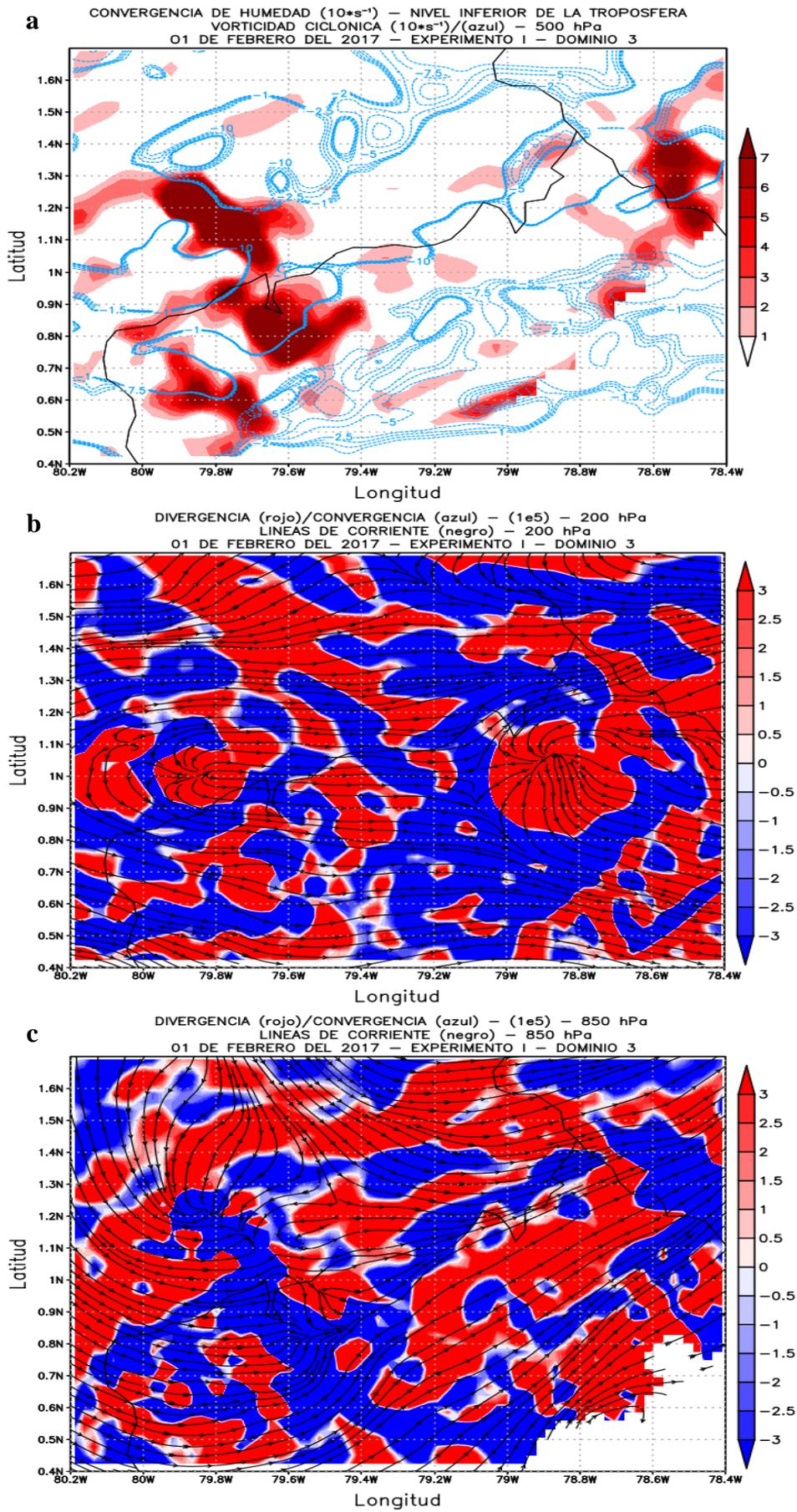


Figura 33. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 01 de febrero del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

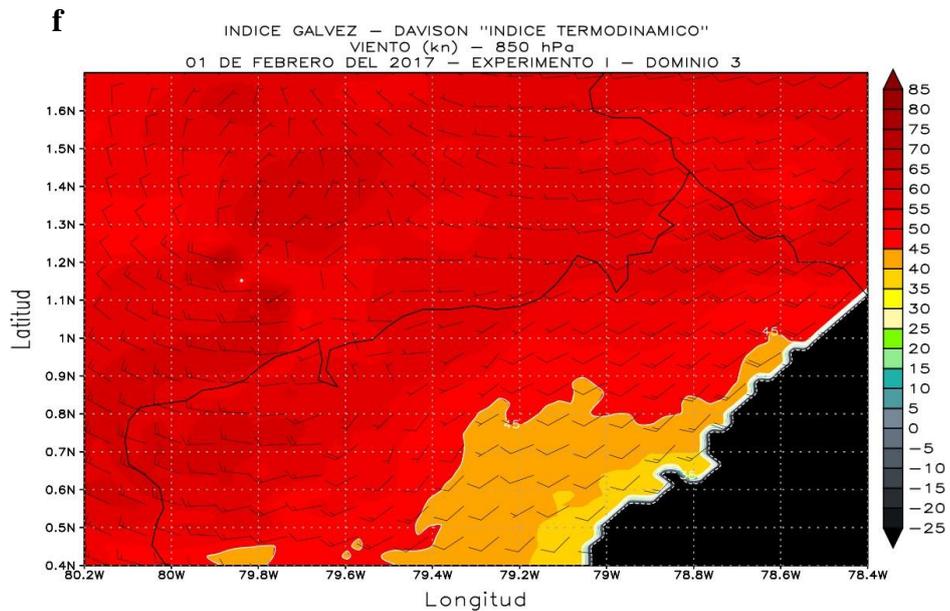
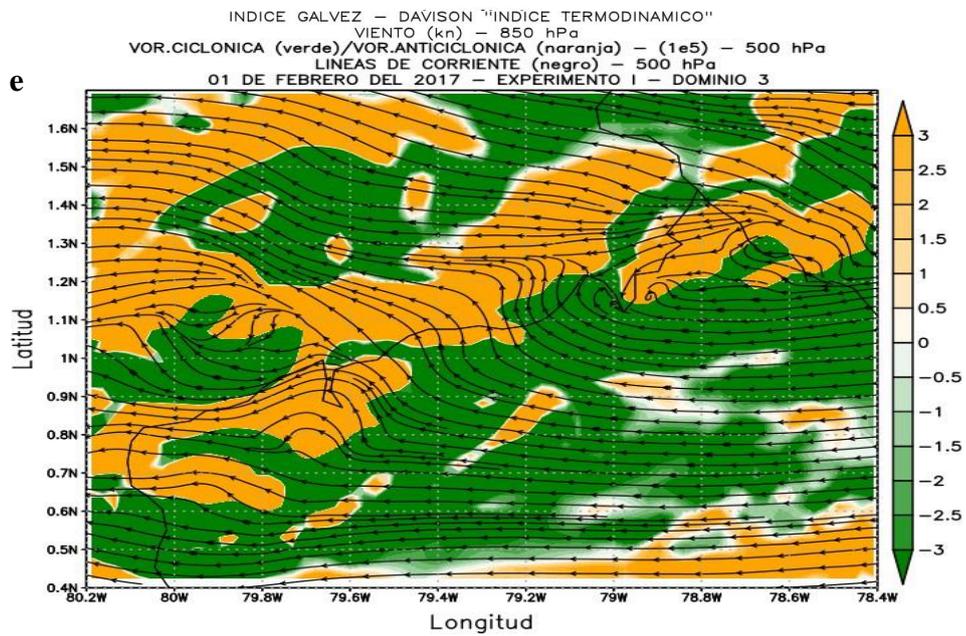
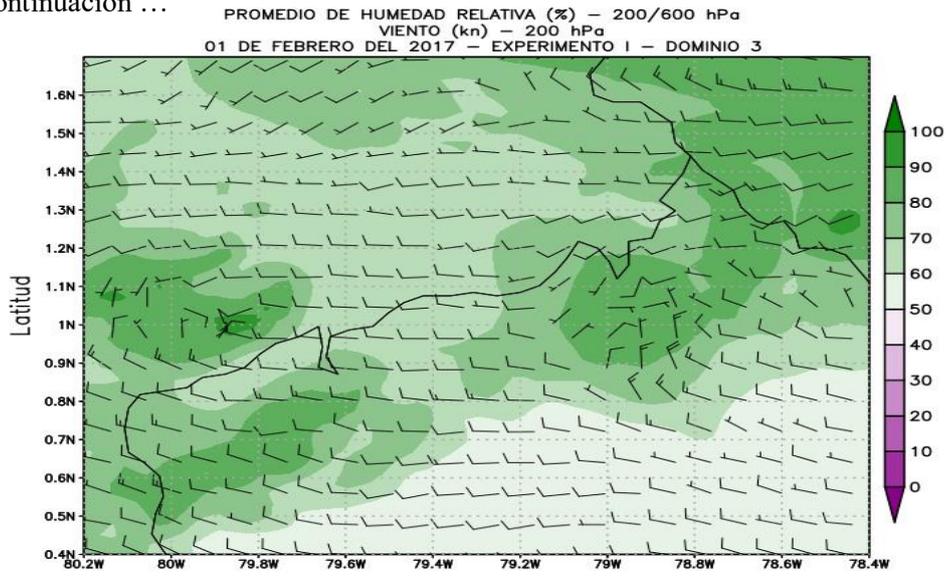
La circulación atmosférica sobre Sudamérica durante el evento de precipitación ocurrido en San Lorenzo y Esmeraldas durante el 01 de febrero del 2017 (Figura 32), permitió identificar la predominancia del viento del Noroeste en el nivel superior (Figura 32a), dicho viento transportó divergencia sobre Ecuador marítimo y continental. Además, en mencionado nivel no se observaron los sistemas atmosféricos que se desarrollan sobre Sudamérica durante el verano del hemisferio sur; ya que, no existe evidencia de la circulación de la Alta de Bolivia, así como también del anticiclón mellizo ubicado en el hemisferio Norte el cual promueve la generación del Collao sobre el territorio marítimo ecuatoriano durante la época húmeda de Ecuador.

En el nivel de 850 hPa (Figura 32b), se puede observar el flujo de viento proveniente del Océano Atlántico Central, el cual se divide en dos flujos al llegar al norte de Sudamérica. El flujo que mantiene la dirección del flujo principal, confluye en el sistema de circulación anticiclónica ubicado sobre la zona marítima norte de Ecuador, mientras que el segundo flujo es el Jet de Bajo Nivel de Sudamérica, el cual aporta con masas de aire cálidas y húmedas a la baja presión posesionada sobre el centro de Perú, que a su vez aporta con el transporte de divergencia acompañado con masas de aire cálido y húmedo al sistema de circulación anticiclónica posesionada sobre la zona marítima norte de Ecuador. Además, esta circulación anticiclónica también recibe el aporte de húmeda debido a los vientos provenientes del APSO dando lugar a una gran acumulación de húmeda, la cual, se puede observar en la figura 32c. Es importante recalcar que, esta configuración dinámica en el nivel de 850 hPa se generó durante la madurez del evento conocido como el Niño Costero.

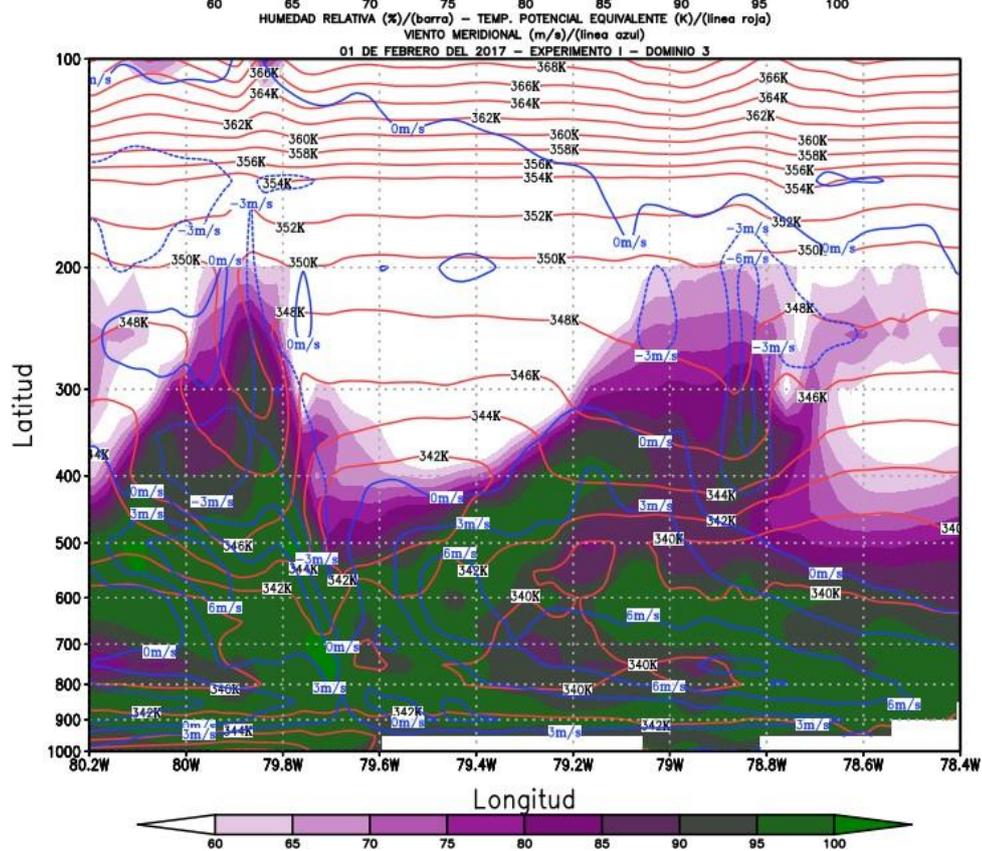
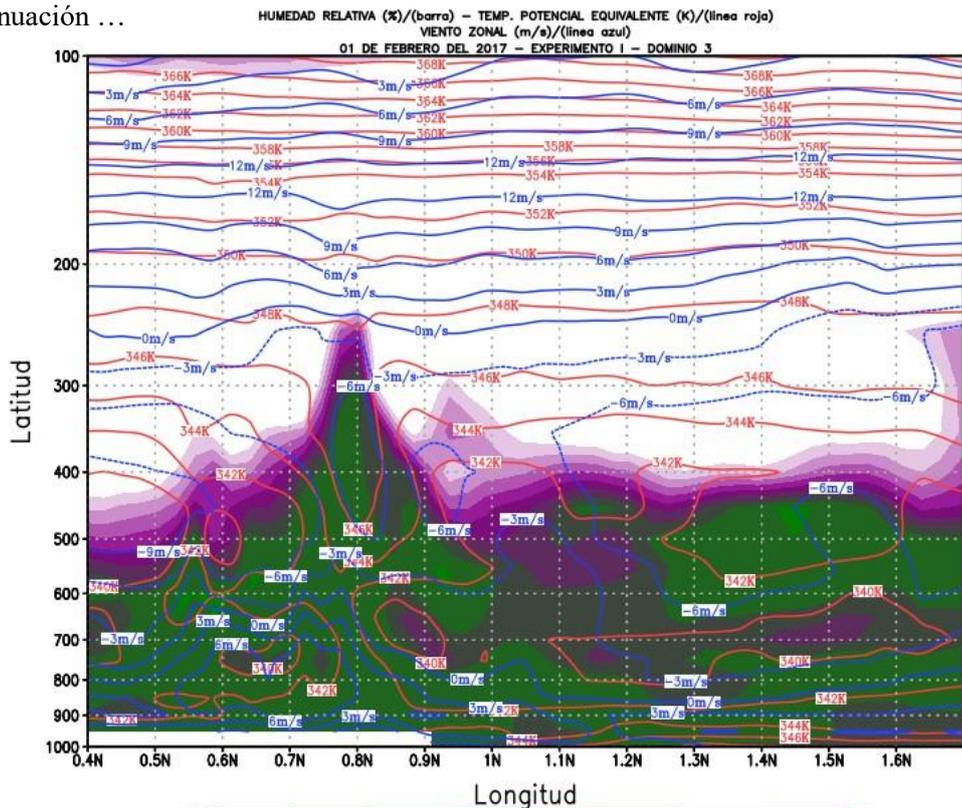
En el domino madre (Figura 33a), se observó divergencia en el nivel superior en Esmeraldas y San Lorenzo, así como una fuerte difluencia de vientos al norte de San Lorenzo debido a la circulación ciclónica ubicada al sur de las Islas Galápagos. En el nivel de 850 hPa (Figura 33b), el modelo WRF corrige la ubicación de la circulación anticiclónica visualiza al norte del área marítima de Ecuador, ya que realmente dicho sistema de baja presión se encontraba al sur de la costa colombiana, aportando con abundante húmeda a la costa norte de Ecuador, tal como se puede observar en la figura 33c.



Continuación ...



Continuación ...



Continuación ...

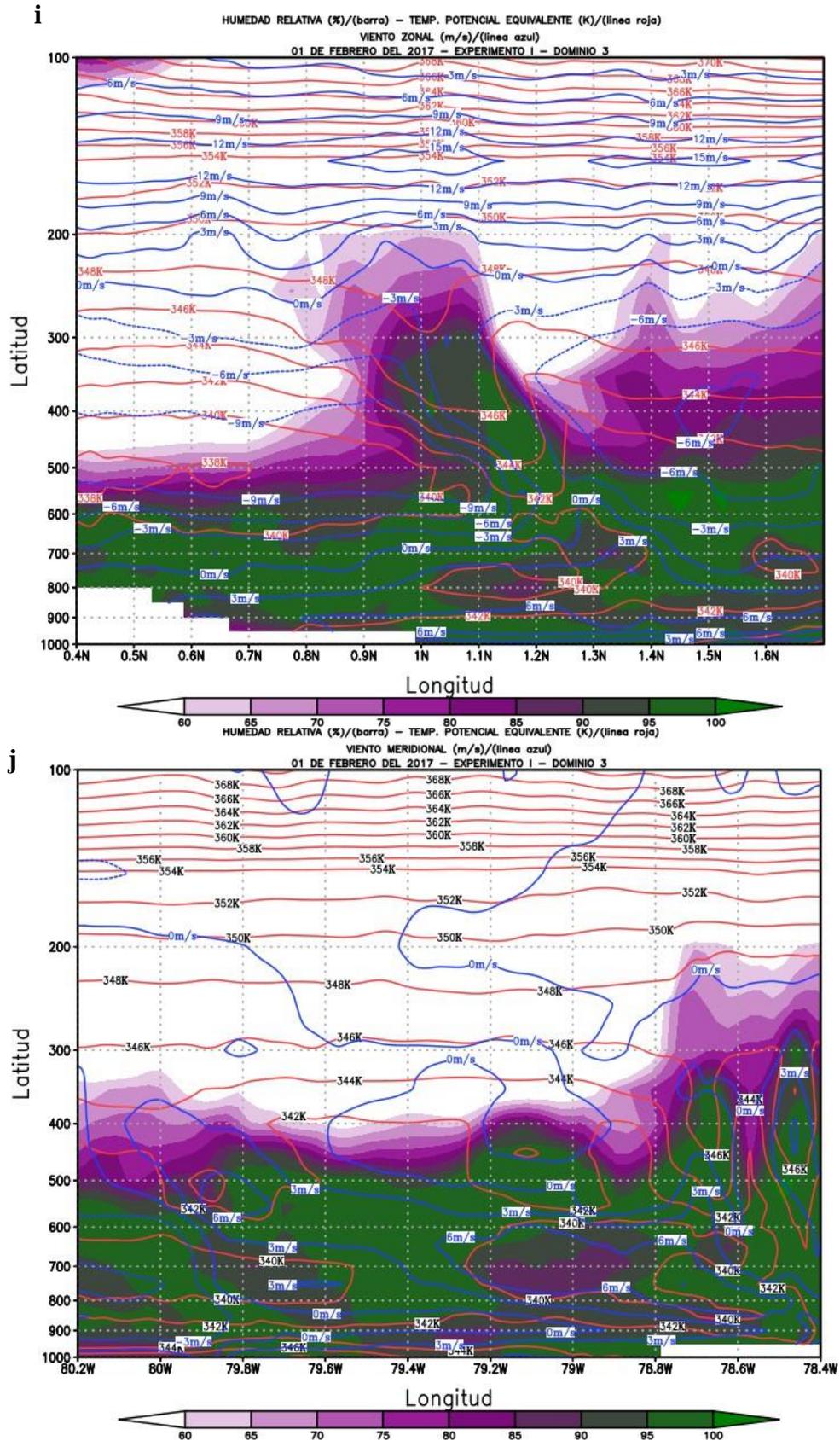


Figura 34. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 01 de febrero del 2017, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f) y corte latitudinal (g-i) y longitudinal (h-j) de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional.

La dinámica de la circulación atmosférica en el dominio tres (Figura 34), nos permitió identificar las zonas de divergencia y difluencia en el nivel superior de la costa norte, sin embargo, estas zonas se encuentran ligeramente desplazadas de la ubicación de las ciudades de Esmeraldas y San Lorenzo (Figura 34b). En el nivel de 850 hPa (Figura 34c), se observa la zona de convergencia en San Lorenzo y Esmeraldas, con viento provenientes del Suroeste para ambas ciudades. Esto concuerda con el flujo de viento proveniente del sistema de baja presión analizado en el dominio madre (Figura 33b).

La convergencia de húmeda en el nivel inferior de la troposfera (Figura 34a), ayudó a identificar la existencia del ascenso de masas de aire húmeda al Noroeste de San Lorenzo, mientras que, al contorno de Esmeraldas presentó el intenso ascenso de masas de aire con una relación de mezcla de 7 g/kg. Estas masas de aire cálidas y húmedas ascendieron al nivel medio de la troposfera debido a la vorticidad ciclónica en el nivel de 500 hPa (Figura 34e), lo que generó el desarrollo de la precipitación con el acumulado diario más alto durante el mes en dicha zona de estudio.

En el corte latitudinal de Esmeraldas y San Lorenzo (Figura 34 g-i), se observó la predominancia del viento del Oeste en el nivel de 1000 a 900 hPa y de 1000 a 700 hPa respectivamente; así como también, la capa conformada entre el nivel de 600 a 300 hPa, presentó vientos provenientes del Este con una intensidad entre 3 a 9 m/s; mientras que la capa de nivel superior conformado entre el nivel de 250 a 100 hPa predominan los vientos del Oeste con una velocidad que fluctúa entre 3 a 15 m/s. La segunda capa de vientos, presenta una mayor humectación en comparación con el mes de febrero del 2015, ya que existe una saturación de la atmósfera de 95% hasta el nivel de 300 hPa, este aumento de húmeda se debe a la convergencia y confluencia de viento sobre Esmeraldas y San Lorenzo en el nivel inferior de la tropósfera, así como al ascenso de masas de aire debido a la vorticidad ciclónica predominante en el nivel medio sobre la costa norte. Esto, permitió el desarrollo del evento de precipitación sobre dichas zonas. Además, se puede observar en ambos cortes que la temperatura potencial equivalente forma una u en la parte superior de la zona de mal tiempo la cual sobrepasa el nivel medio.

En el corte longitudinal de Esmeraldas y San Lorenzo (Figura 34 h-j), en el nivel superior, se observa que no existe influencia de viento meridional en ambas ciudades, lo que nos permite determinar que el único aporte de húmeda en dicha zona fue

proveniente del Este tal como se puede observar en la figura 34g; mientras que en la capa de la tropósfera inferior, se observa la presencia del viento proveniente del Sur con una intensidad de 3 a 6 m/s; estos vientos promovieron la acumulación de húmeda en la capa comprendida entre los 1000 a 900 hPa, Asimismo, se puede observar el descenso de la temperatura potencial equivalente desde el nivel de 1000 hPa hasta los 600 hPa en ambas estaciones.

El evento de precipitación sobre el perfil costero norte, se generó debido al transporte de húmeda proveniente de la zona marítima (nivel inferior) debido a la circulación anticiclónica del nivel de 850 hPa, así como también de la amazonia (nivel medio) debido a la influencia de los vientos del Este. Este evento fue identificado por el Índice Gálvez Davison (Figura 34f). Sin embargo, existe una sobreestimación de inestabilidad en la costa norte, la cual no permite identificar con precisión la zona de afectación de las precipitaciones, lo que nos permite inferir que al existir una masa de aire fría y seca en el nivel de 700 hPa el GDI tiende a sobreestimar sus valores.

La dinámica de la precipitación generada en el perfil costero norte durante el 01 de febrero del 2017, se basó en la circulación anticiclónica en el nivel de 850 hPa ubicada en el sur de la costa colombiana, la cual, aportó con abundantes masas de aire cálidas y húmedas sobre San Lorenzo y Esmeraldas, ascendiendo hacia niveles superiores debido a la vorticidad ciclónica ubicada en el nivel medio, además, el flujo de viento del Este, en la capa 600 a 300 hPa apporto con masas de aire húmedas, así como también, la divergencia y difluencia en el nivel superior de las dos zonas de estudio dieron lugar al desarrollo de nubes de mal tiempo.

b. Evento del 18 de agosto del 2017

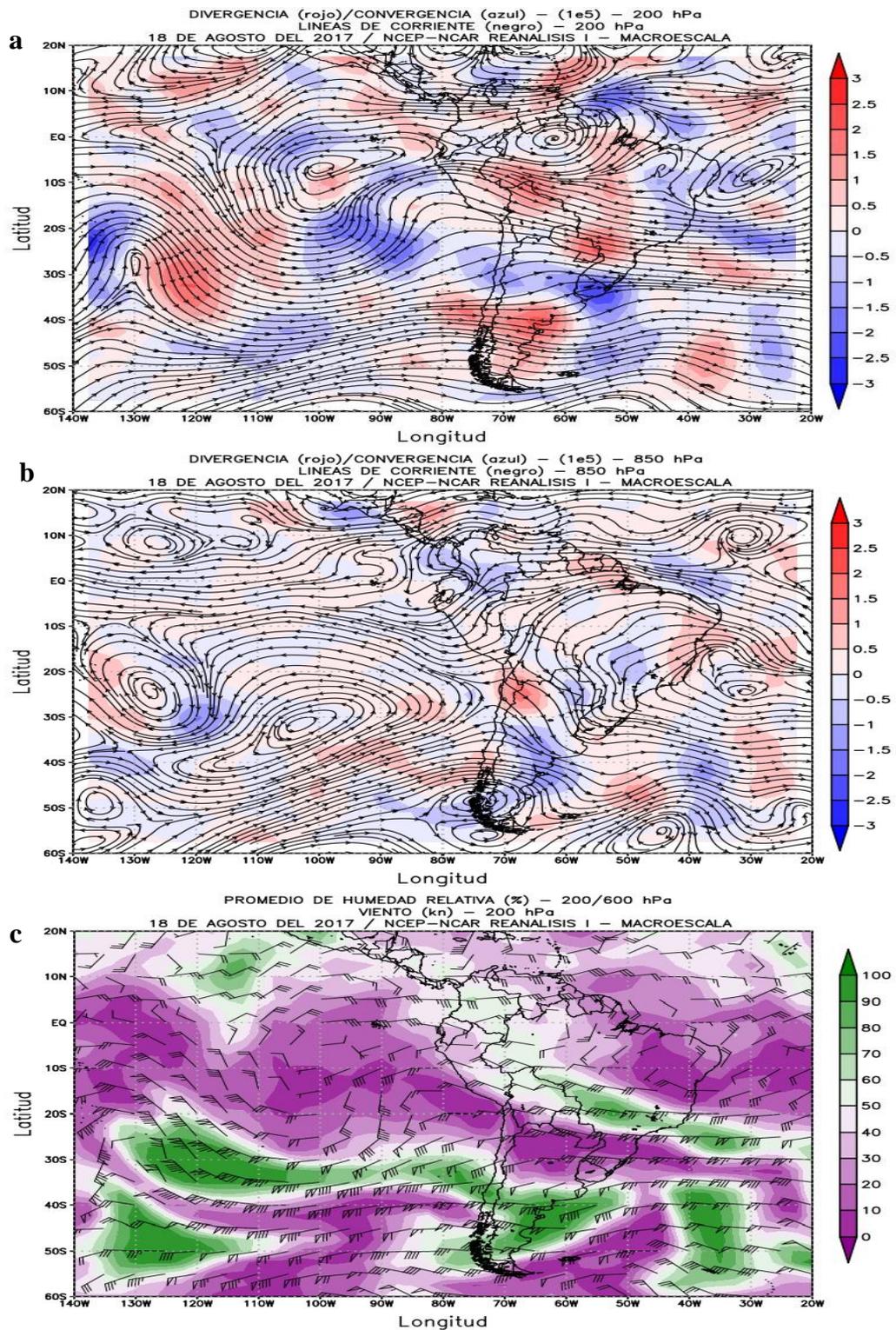


Figura 35. Análisis a macro-escala durante el 18 de agosto del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

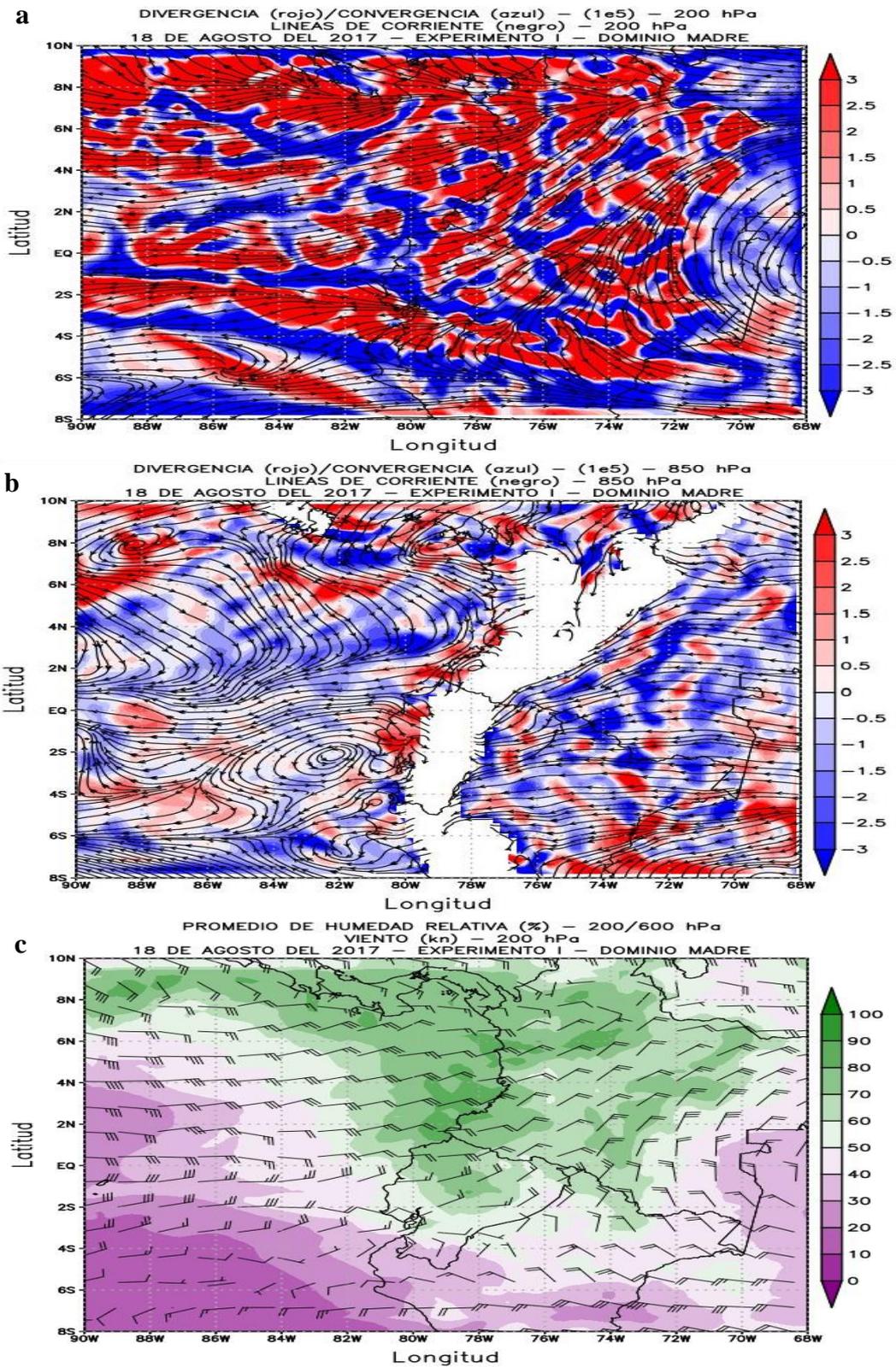


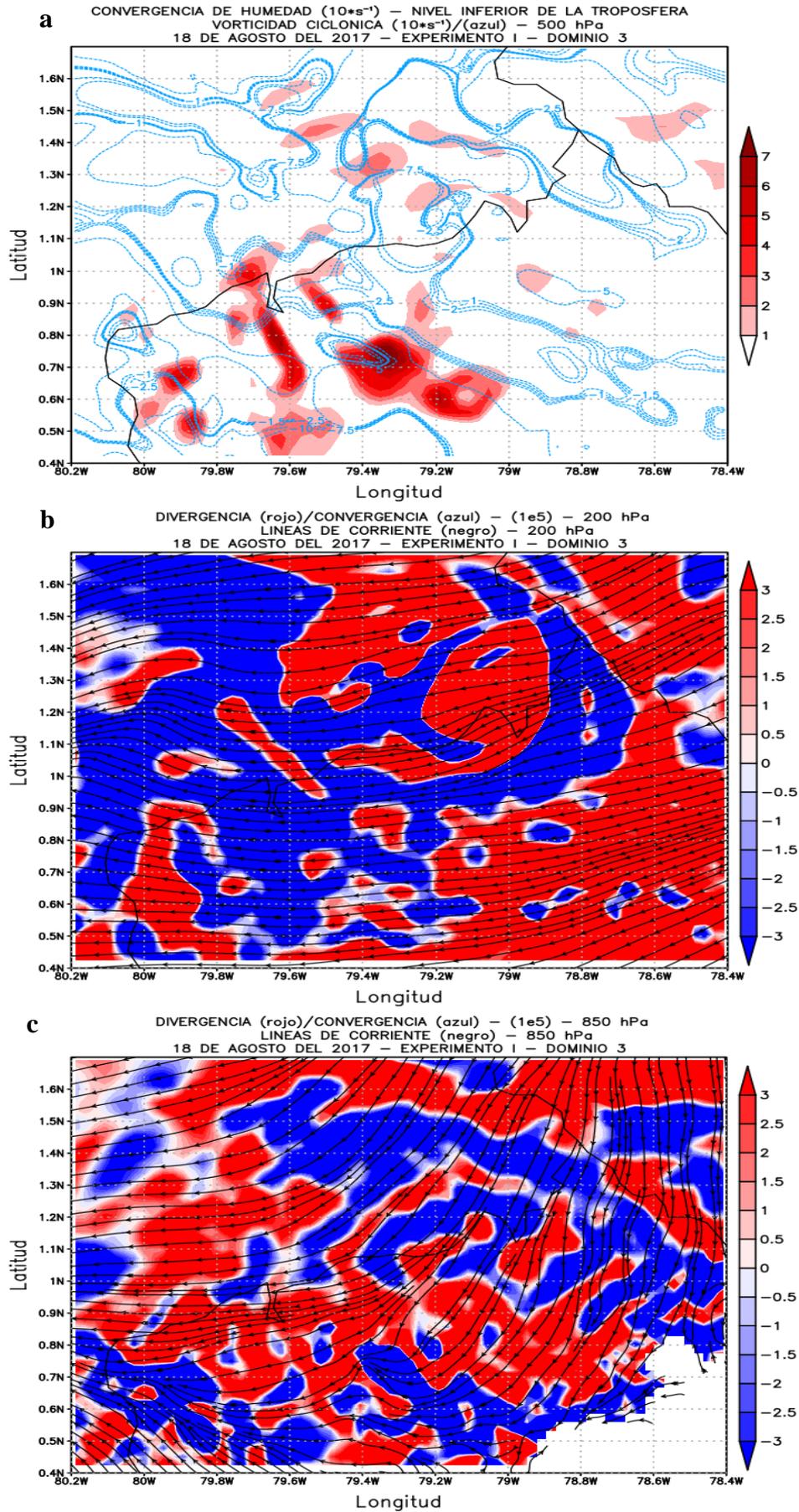
Figura 36. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 18 de agosto del 2017, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

La circulación atmosférica sobre Sudamérica durante el evento de precipitación ocurrido en San Lorenzo y Esmeraldas durante el 18 de agosto del 2017 (Figura 35), en el nivel de 200 hPa se observó la presencia de flujo de viento proveniente del Este sobre el territorio ecuatoriano (Figura 35a), dicho flujo de viento fue generado debido a la presencia de dos circulaciones anticiclónicas, una de estas posesionada sobre el océano y la otra sobre el continente Sudamericano, dichas circulaciones se encontraron paralelo a la línea ecuatorial y aportaron con divergencia sobre la zona marítima de Ecuador.

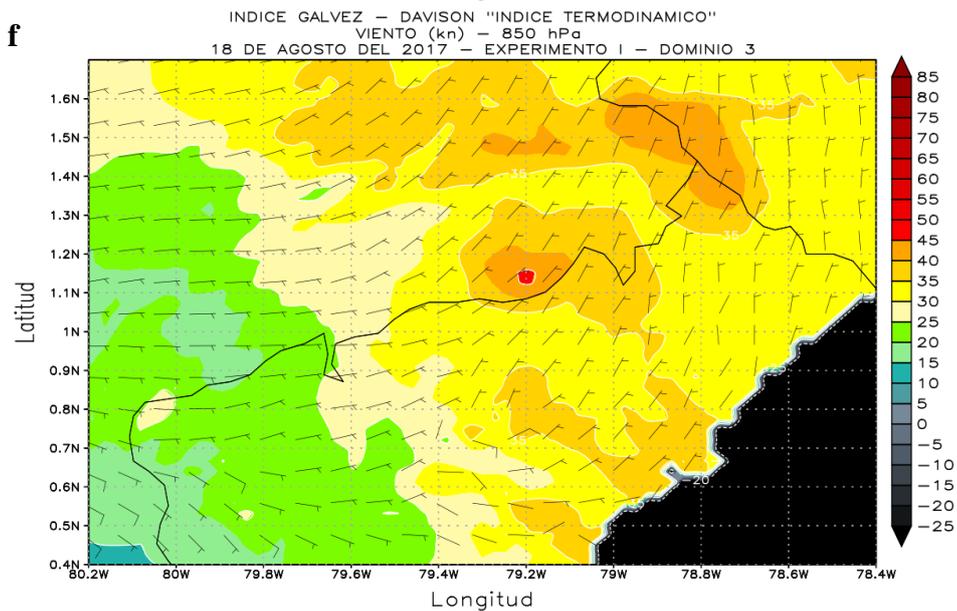
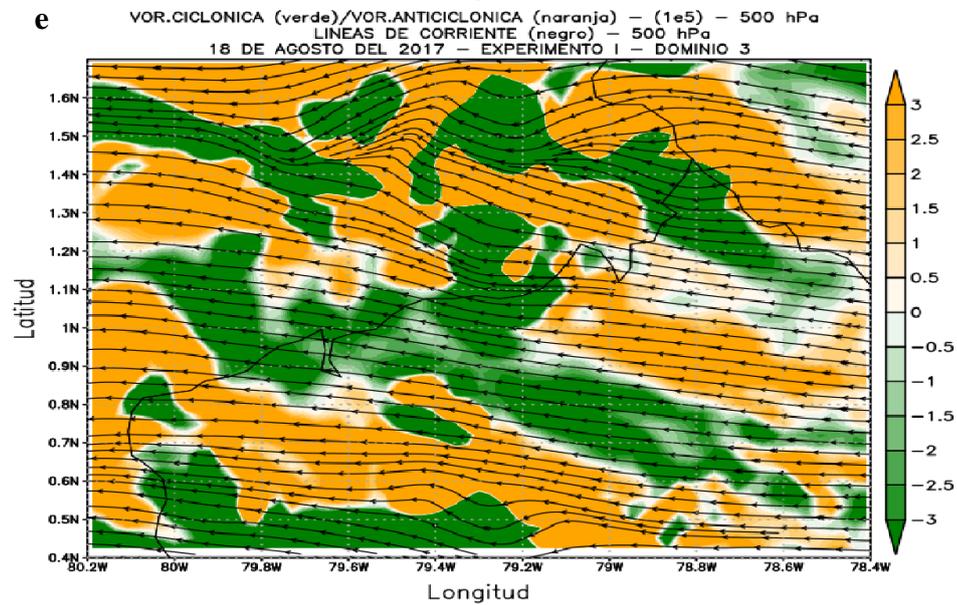
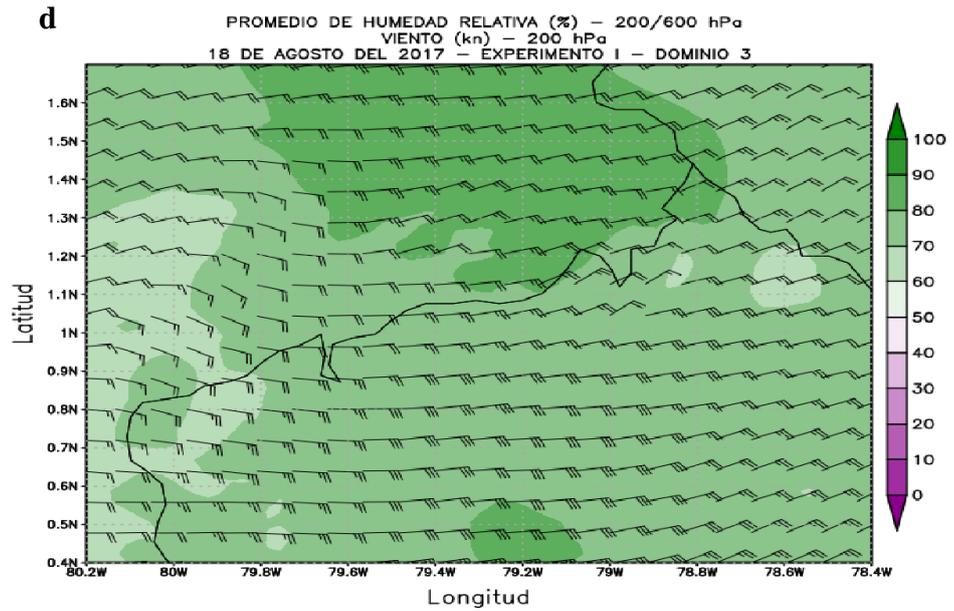
En el nivel de 850 hPa (Figura 35b), se puede observar que el flujo de viento proveniente del Océano Atlántico Central, confluye sobre el Este del territorio ecuatoriano, mientras que la zona marítima norte se observa vientos provenientes del Oeste debido a la presencia de confluencia de vientos en mencionada área. Además, el APSO no tiene influencia sobre el área marítima ecuatoriana debido que el flujo de viento proveniente del Este se mantiene empujando las isobaras del sistema anticiclónico.

La humedad relativa promedio (Figura 35c), nos permite observar que la circulación atmosférica durante mencionado día transporto masas de aire fría y seca sobre la mayor parte del norte de Sudamérica. Además, se puede observar que en Ecuador el promedio de húmeda en niveles medios y superiores se encuentran por debajo del 50%, lo que nos permite inferir que la inversión térmica que fluctúa en el nivel medio, se encuentre más bajo de lo normal.

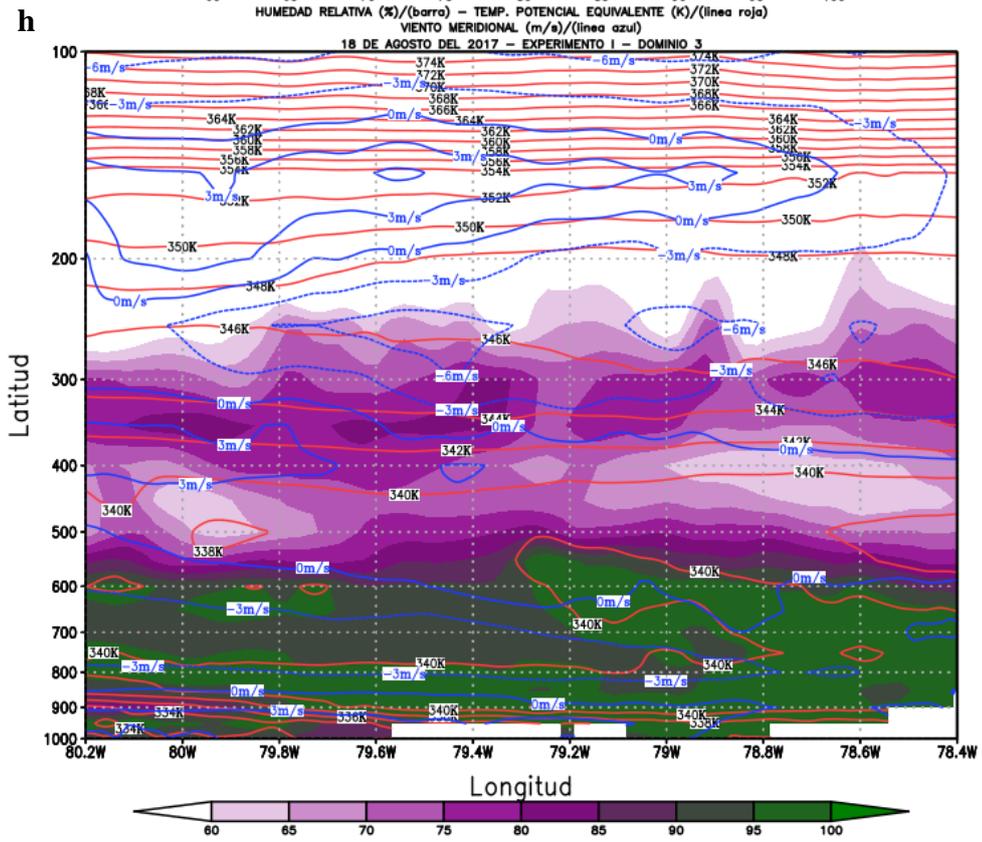
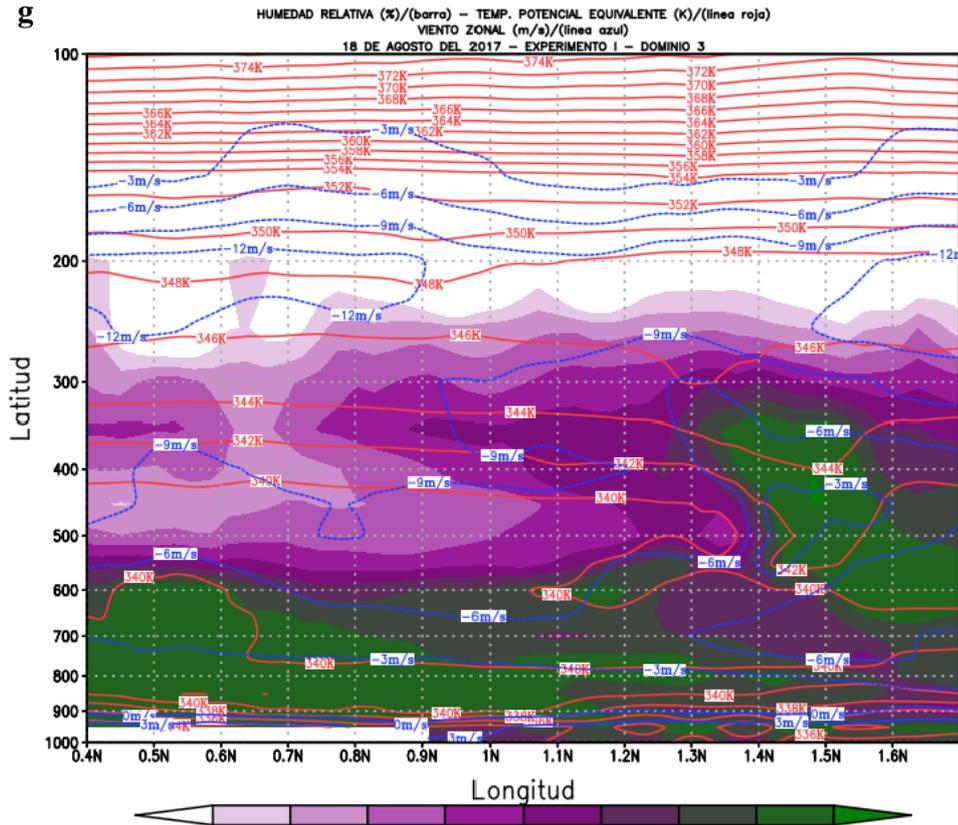
En el dominio madre en el nivel de 200 hPa (Figura 36a), se visualiza convergencia a lo largo de la costa ecuatoriana, excepto en San Lorenzo y al sur de la costa. Además, en este nivel los vientos provienen del Noreste y tienden a confluir sobre la zona marítima centro de Ecuador, la cual está delimitada por una zona paralela de divergencia al sur del mar territorial. En el nivel de 850 hPa (Figura 36b), se visualiza una circulación anticiclónica frente la costa sur de Ecuador generando una fuerte divergencia sobre el perfil costero, excepto en la costa norte, la cual presenta convergencia de vientos. Además, se observa vientos provenientes del norte sobre la costa norte, los cuales aportan húmeda proveniente de Colombia, lo que permite la saturación de la tropósfera media tal como se puede observar en la figura 36c.



Continuación ...



Continuación ...



Continuación ...

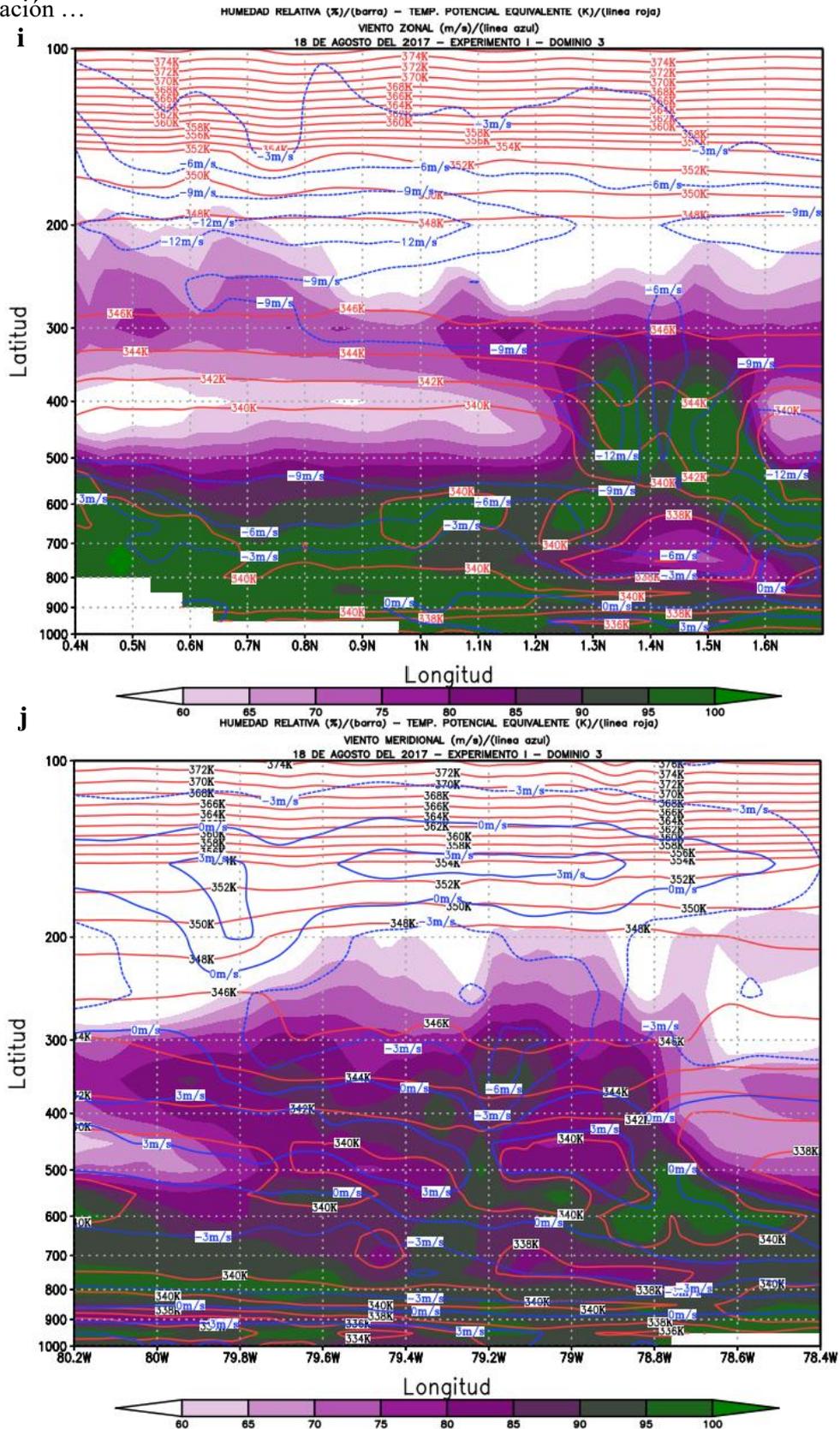


Figura 37. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) durante el 18 de agosto del 2017, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez Davison (f) y corte latitudinal (g-i) y longitudinal (h-j) de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional.

La dinámica de la circulación atmosférica en el dominio tres (Figura 37), nos permitió identificar convergencia de viento sobre Esmeraldas y San Lorenzo, además, el viento proviene del Noreste (Figura 37b). En el nivel de 850 hPa (Figura 37c), se observa el viento proveniente del Norte en San Lorenzo, mientras que en Esmeraldas el viento tiende a bordear ligeramente hacia el Noreste, así como también, se visualiza divergencia sobre Esmeraldas y convergencia en San Lorenzo.

La convergencia de húmeda en el nivel inferior de la tropósfera (Figura 37a), ayudó a identificar el ascenso de masa de aire húmeda desde el nivel inferior de la tropósfera en Esmeraldas con un valor de 3 g/kg, mientras que en San Lorenzo no se observa convergencia de húmeda. Sin embargo, en San Lorenzo y Esmeraldas existe una vorticidad ciclónica en el nivel de 500 hPa, la cual promueve el ascenso de masas de aire hacia niveles superiores de la tropósfera (Figura 37e).

En el corte latitudinal de San Lorenzo y Esmeraldas (Figura 37 g-i), se observa la predominancia del viento del Este desde el nivel de 800 a 100 hPa en ambas ciudades, con velocidades que fluctúan entre los 3 a 12 m/s, mientras que la capa conformada por el nivel de 1000 a 900 hPa los vientos provienen del Oeste con velocidades de 3 m/s. Además, en Esmeraldas la capa inferior descrita anteriormente presenta una atmósfera con menor humedad, ya que contiene una saturación de 80 a 85 % de humedad relativa, mientras que la capa de 900 a 700 hPa presenta una saturación de 100 %, Sin embargo, en dicha capa la temperatura potencial equivalente aumenta con respecto a la altura, lo que nos indica que existe una estabilidad atmosférica y el descenso de la inversión térmica hacia niveles más cercanos a la superficie, la cual, promovió a la condensación para tender al equilibrio dando lugar una ligera precipitación en el área estudio.

En San Lorenzo, se observó que la capa comprendida entre 1000 y 850 hPa presenta una saturación de 95%, así como también en dicha capa presenta una inestabilidad bien definida debido al descenso paulatino de la temperatura potencial equivalente, luego en la capa de 800 a 700 hPa existe la presencia de un núcleo frío y seco el cual limita el ascenso de las masas de aire, además, en la capa de 550 a 350 hPa se observó dos masas de aire saturadas al 100 %, las cuales se generaron a partir del aporte de humedad proveniente del Este.

En el corte longitudinal de Esmeraldas (Figura 37h), en la capa de 1000 a 900 hPa se observó la humedad relativa de 80%, con vientos provenientes del Sur con una velocidad de 3 m/s, mientras que la capa de 900 a 700 hPa presenta una saturación que fluctúa entre 95 a 100%,

con una predominancia del viento del Norte y una intensidad de 3 m/s, así como también se observó una atmósfera con una saturación menor a 80% hacia niveles más altos. Además, la inversión térmica descendió hacia el nivel de 550 hPa aproximadamente. En el nivel superior de la tropósfera se observa vientos provenientes del Norte en la capa de 200 a 100 hPa con vientos provenientes del Sur, con una intensidad de 3 m/s en ambas capas. En el corte de San Lorenzo (Figura 34j), la capa de 1000 a 750 hPa presentó una saturación de 95%, así como también, el viento presentó las mismas condiciones observadas en el corte longitudinal de Esmeraldas. Además, se puede observar el núcleo frío y seco que se identificó en el corte latitudinal de San Lorenzo el cual limita el ascenso de masas de aire dando lugar a la formación de nubes de tipo nimbosestratos.

El evento ocurrido en la tropósfera inferior de la ciudad de Esmeraldas y San Lorenzo durante el 18 de agosto del 2017, se generó debido a la acumulación de humedad proveniente de la zona marítima, así como el descenso de la inversión térmica del nivel medio, lo que generó que la húmeda se concentre en el nivel cercano a la superficie dando lugar a la precipitación. Además, hay que considerar que, el núcleo de aire frío y seco observado en la capa conformado por los niveles de 800 a 700 hPa en San Lorenzo y 1000 a 900 hPa, afectó al pronóstico del Índice Gálvez-Davison (Figura 37f), ya que no identificó correctamente las zonas de inestabilidad donde ocurrieron las precipitaciones.

4.3.3. Experimento III (2021)

a. Evento del 30 de agosto del 2021

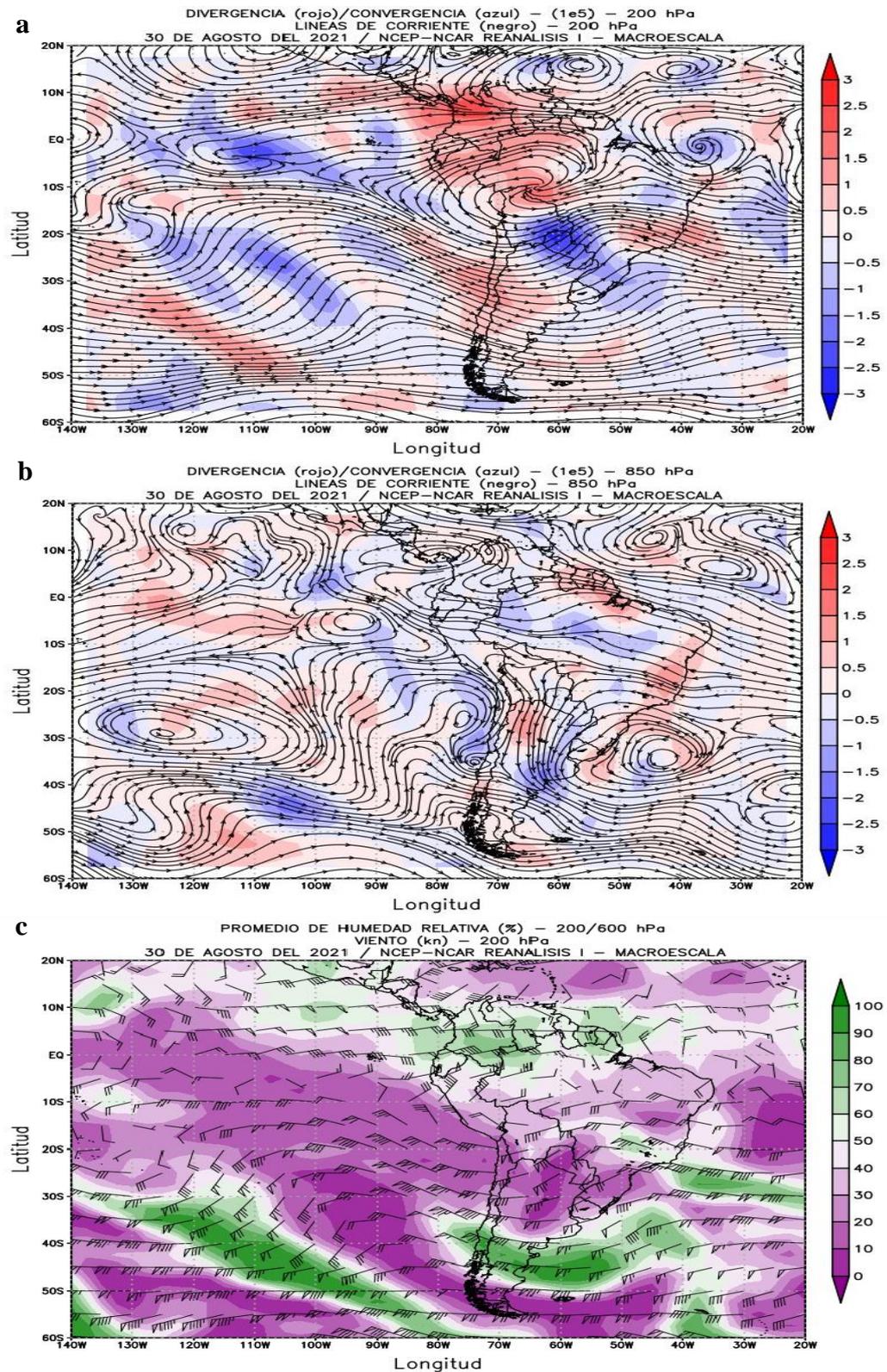


Figura 38. Análisis a macro-escala durante el 30 de agosto del 2021, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

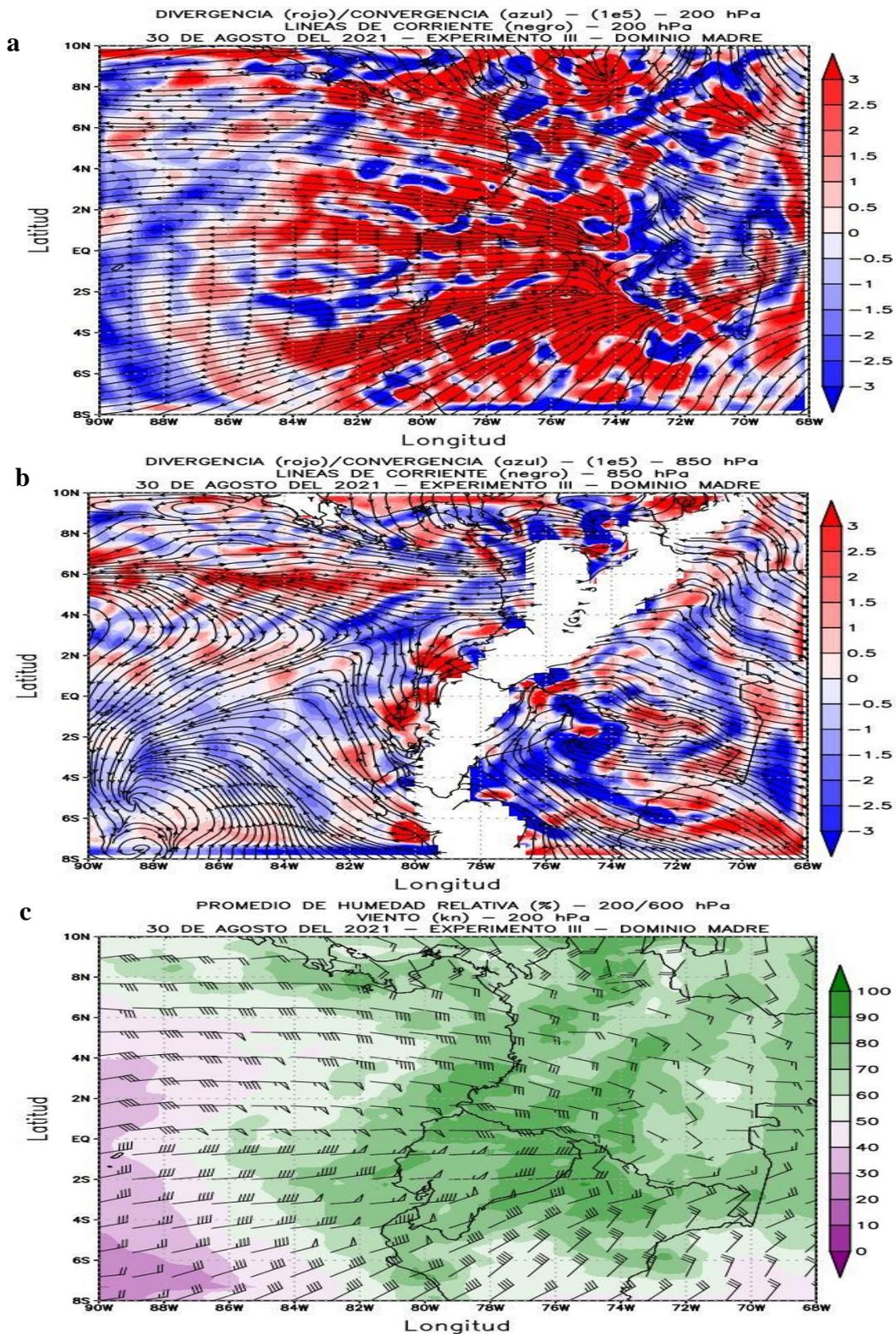


Figura 39. Análisis a meso-escala del dominio madre durante el 30 de agosto del 2021, utilizando la divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (a-b) y promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (c).

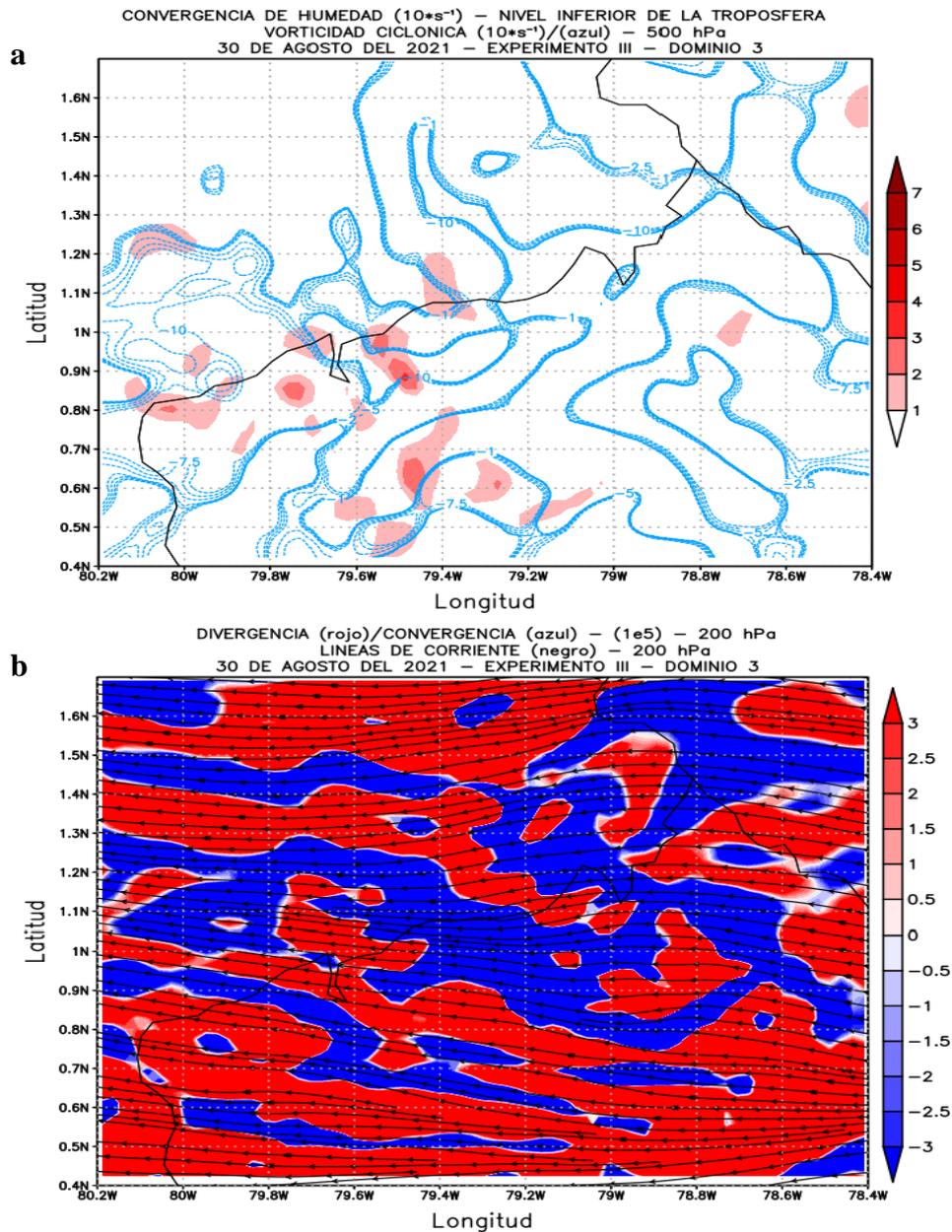
La circulación atmosférica sobre Sudamérica durante el evento de precipitación ocurrido en San Lorenzo y Esmeraldas durante el 30 de agosto del 2021 (Figura 38), en el nivel de 200 hPa se observó la presencia de flujo de viento del Este y divergencia sobre el territorio ecuatoriano (Figura 38a), dicho flujo de viento fue generado debido a la presencia de la circulación anticiclónica posicionada sobre el Oeste de Brasil, la cual confluyó con los vientos generados por la circulación anticiclónica posicionada sobre el mar del Caribe. Esto, generó que el flujo del Oeste que debería de predominar para mencionada época del año sobre la línea ecuatorial, sea desplazado hacia latitudes subtropicales, permitiendo que exista un abundante transporte de divergencia sobre la costa norte y sur de Ecuador.

En el nivel de 850 hPa (Figura 38b), se puede observar el flujo de viento del Océano Atlántico, el cual transporta la humedad de la Amazonía y forma una vaguada sobre Ecuador y Colombia, mientras que en la zona marítima existe una confluencia de vientos debido a una circulación anticiclónica posicionada al sur de la Región Insular, lo que permitió un incremento de vientos sobre las Islas Galápagos. Además, el APSO desplazado al Oeste dio lugar a una vaguada en la costa norte de Chile debido a la perturbación generada por la corriente a chorro polar, esta dinámica generó transporte de masas de aire frías hacia el Oeste y Sur de la zona marítima de Ecuador.

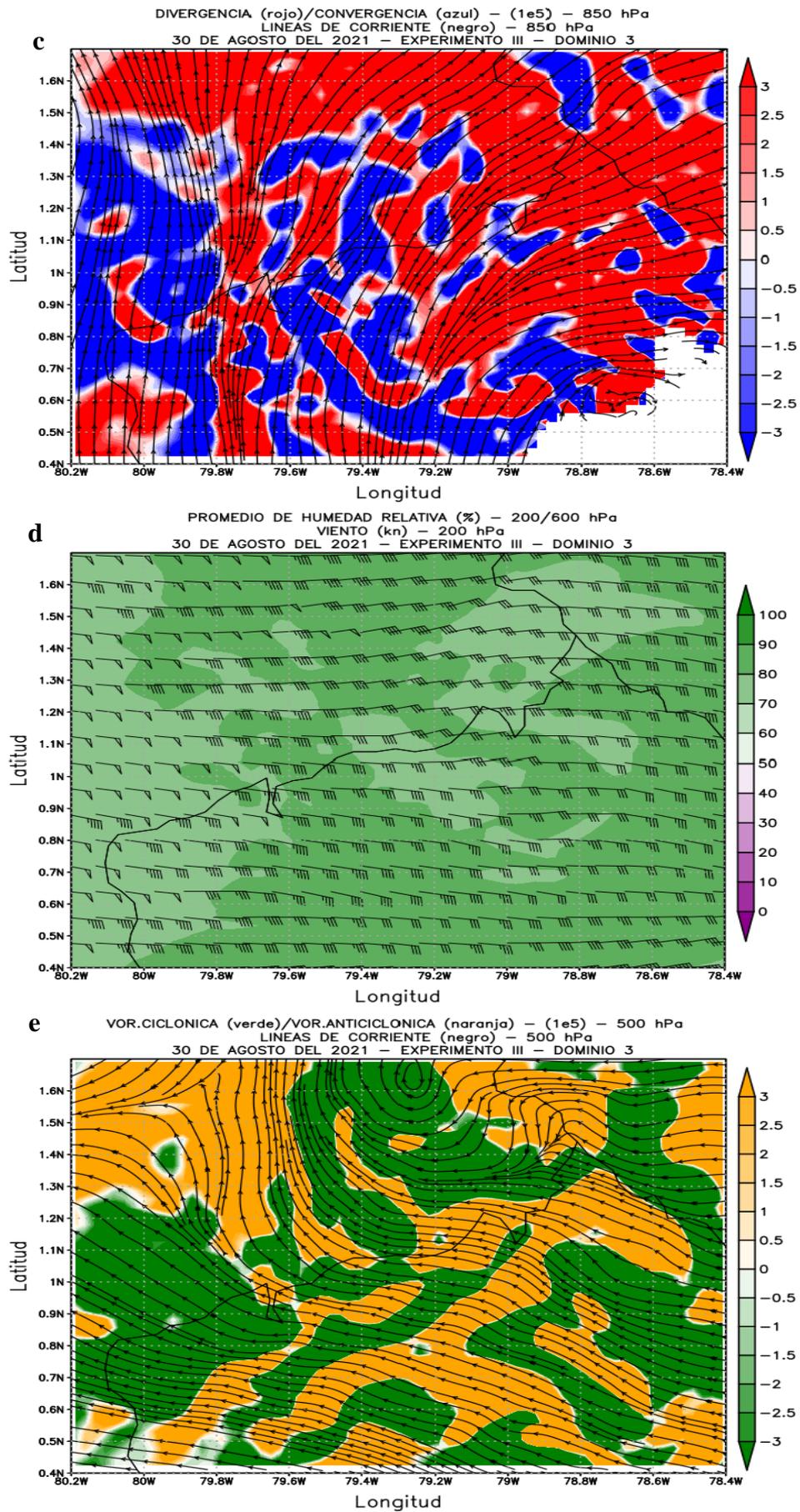
La humedad relativa promedio (Figura 38c), nos permitió observar que la circulación atmosférica transporta masas de aire frías y secas sobre el Sur y Oeste del área marítima de Ecuador. Sin embargo, la confluencia de vientos en el nivel superior e inferior anteriormente descrita generó la acumulación de humedad al norte de la costa ecuatoriana. Además, se puede observar que al centro y sur de Ecuador el promedio de humedad entre el nivel medio y superior se encuentran por debajo del 50%, lo que nos permite determinar que en el nivel superior se encuentra con poca humedad en comparación con el nivel medio donde se acumuló la mayor cantidad de humedad proveniente del flujo zonal del Este.

El dominio madre en el nivel de 200 hPa (Figura 39a), se visualiza la predominancia del viento del Este, tal como se observó en el análisis a nivel macro-escala, así como también, una fuerte difluencia y divergencia al Este de Ecuador. A pesar de esto, se visualiza una zona de convergencia de vientos sobre San Lorenzo, mientras que en Esmeraldas se observa una fuerte divergencia. En el nivel de 850 hPa (Figura 39b),

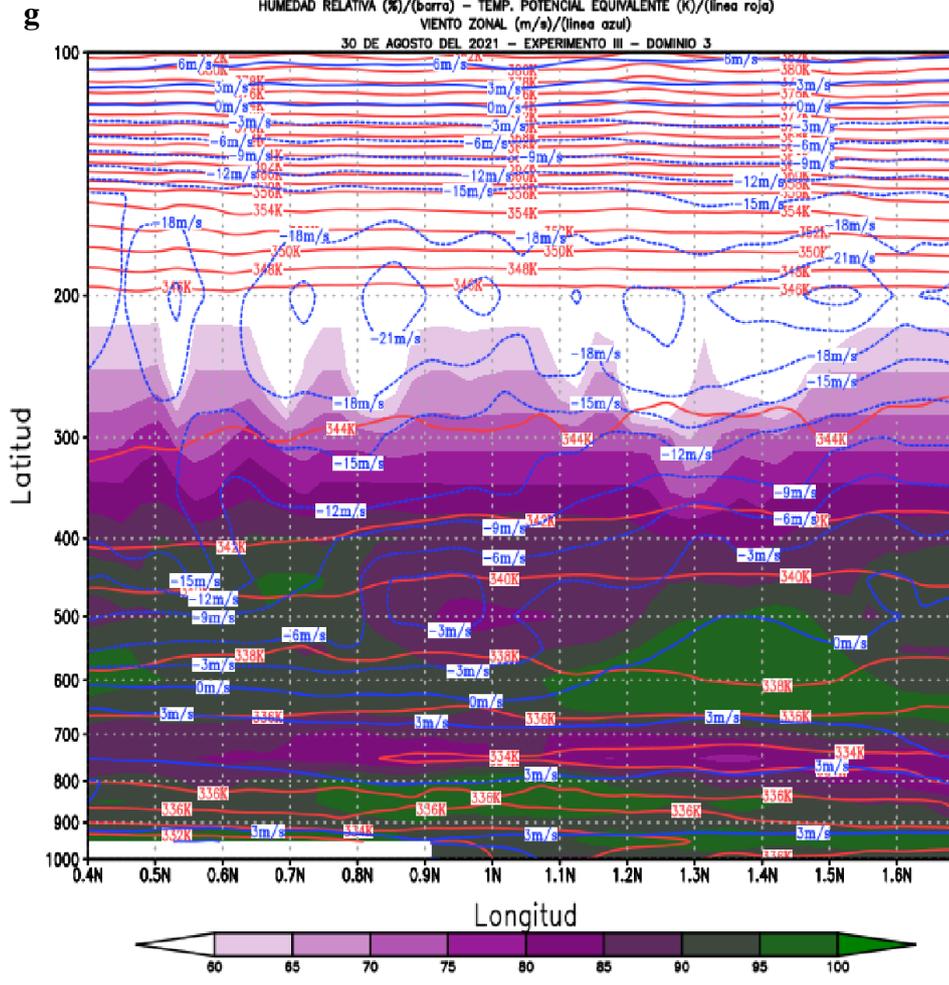
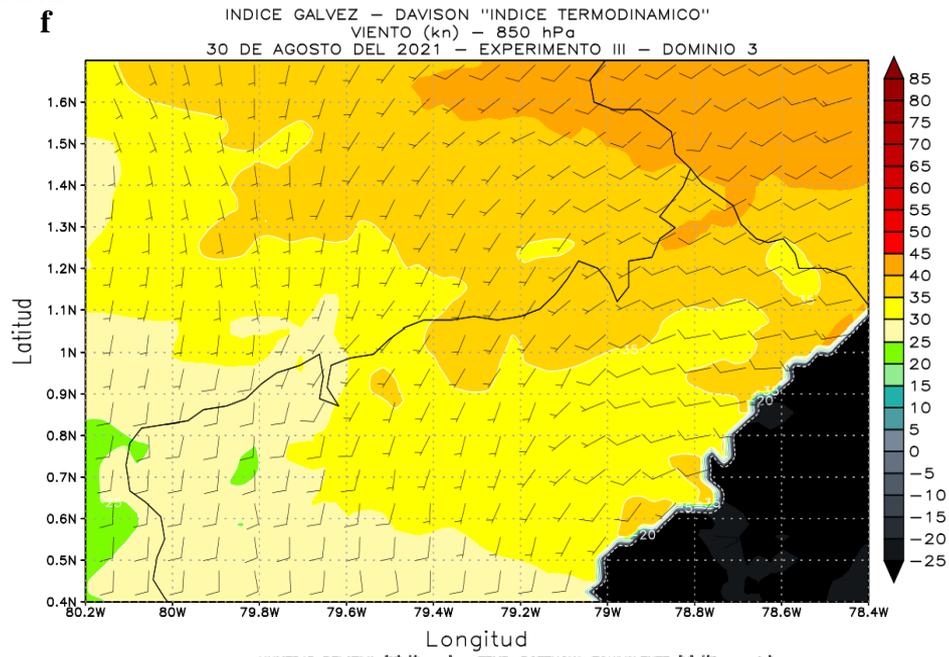
se visualiza los vientos provenientes del sur sobre el área de investigación, así como también la formación de una cuña sobre la zona marítima debido la influencia de los vientos provenientes del lado oriental de la Cordillera Sur de Ecuador, estos vientos confluyeron con los vientos provenientes del Oeste dando lugar que no exista una afectación sobre el continente ecuatoriano, ya que dichos vientos transportan masas de aire frías y secas tal como se puede observar en la figura 39c.



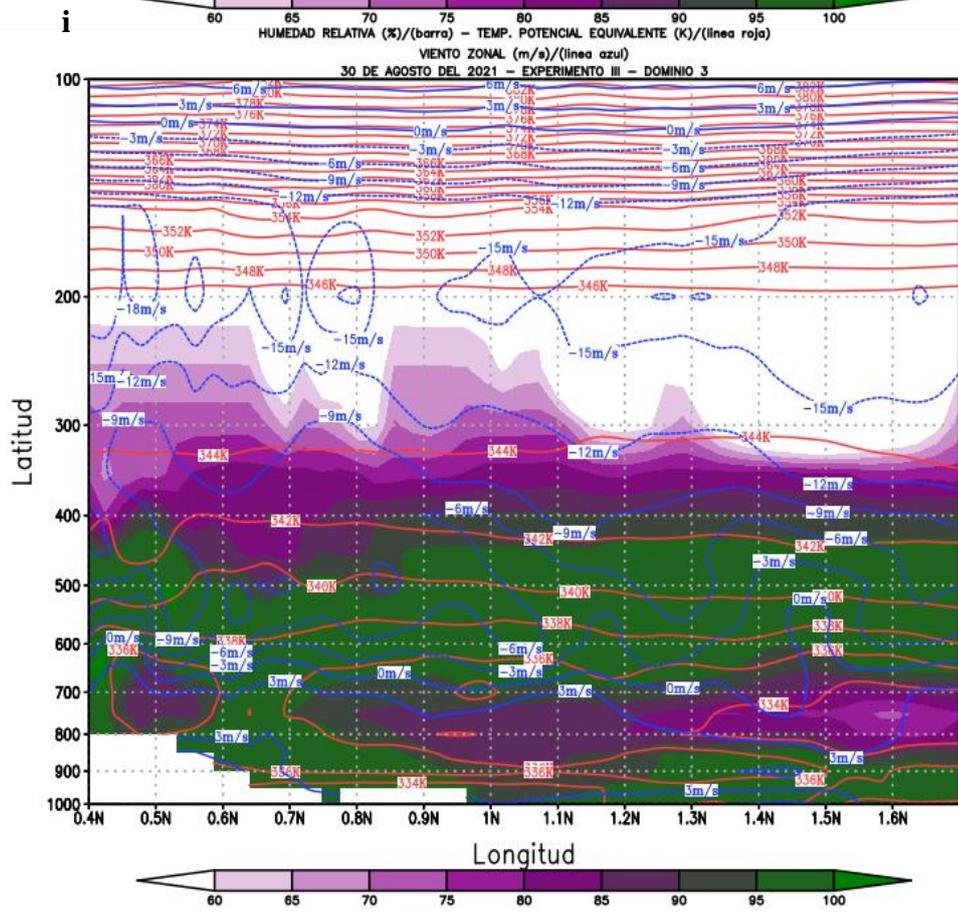
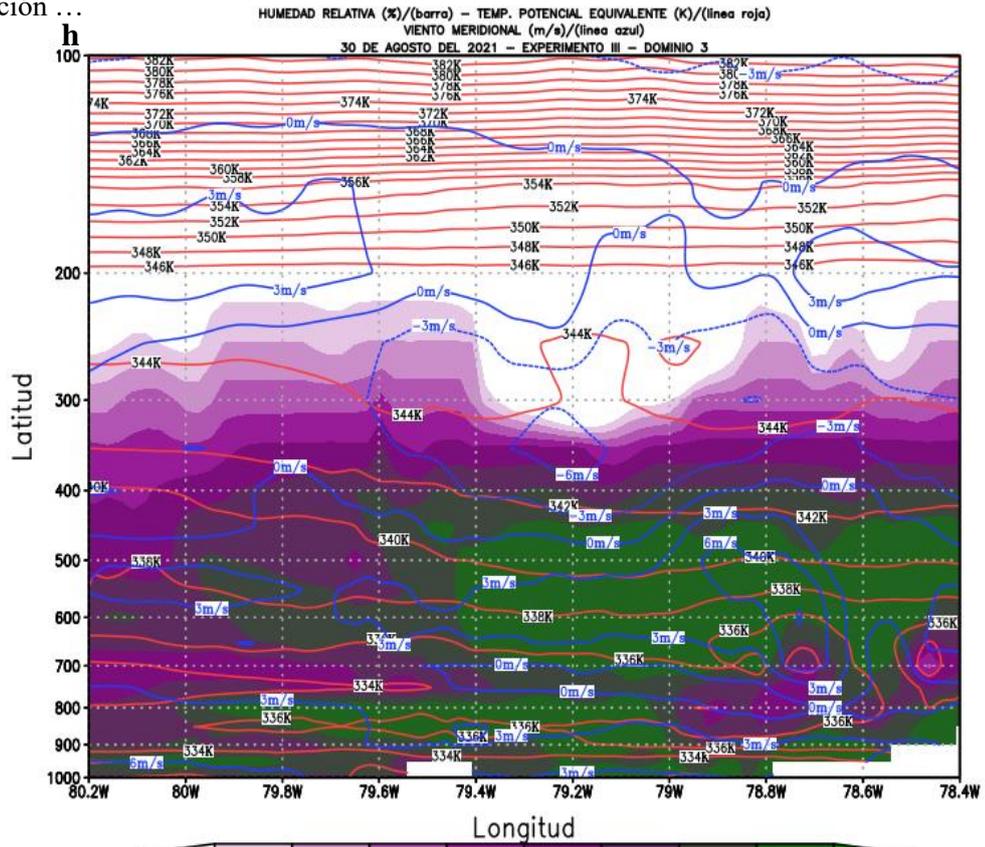
Continuación ...



Continuación ...



Continuación ...



Continuación ...

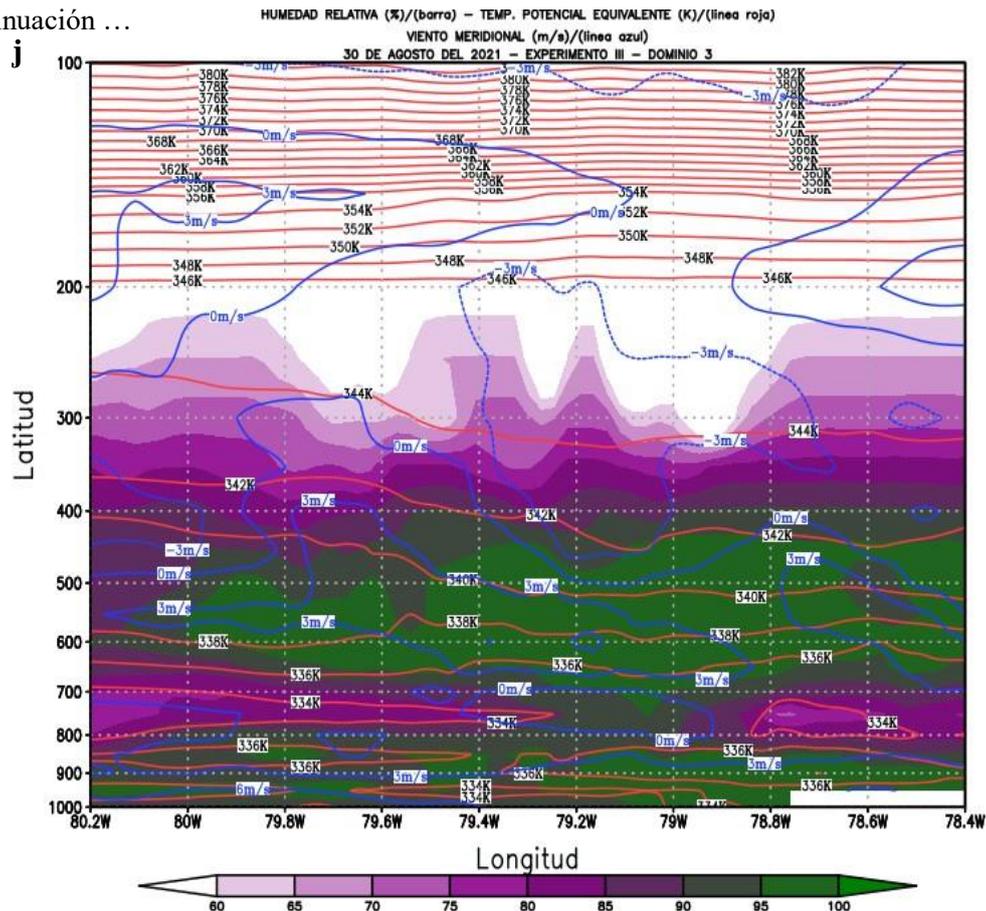


Figura 40. Análisis de la dinámica básica del dominio tres (3) el 30 de agosto del 2021, utilizando la convergencia de humedad (a), divergencia y convergencia en el nivel superior e inferior (b-c), promedio de humedad relativa del nivel medio y superior (d), Vorticidad relativa (e), Índice Gálvez-Davison (f) y corte latitudinal (g-i) y longitudinal (h-j) de humedad relativa, temperatura potencial equivalente, viento zonal y meridional.

El dominio tres en el nivel de 200 hPa (Figura 40 b), nos permitió identificar la presencia de divergencia sobre Esmeraldas y San Lorenzo, así como también, en el nivel de 850 hPa (Figura 40 c), se observó divergencia sobre Esmeraldas y San Lorenzo, lo que nos permitió determinar que no existe un acople de ascenso de masas de aire desde el nivel inferior a superior de la troposfera. Además, la convergencia de húmeda en el nivel inferior de la troposfera (Figura 40a), ayudo a identificar el ligero ascenso de masas de aire con una relación de mezcla de 2 g/kg en Esmeraldas, mientras que, en San Lorenzo no se observa convergencia de húmeda, concordando con lo observado en la figura 40c.

En el corte latitudinal de San Lorenzo y Esmeraldas (Figura 40 g-i), se observó la predominancia del viento del Este en la capa conformada por los niveles de 600 a 100 hPa en ambas ciudades, con velocidades que fluctúan entre los 3 a 21 m/s en Esmeraldas y de 3 a 18 m/s en San Lorenzo, mientras que la capa conformada por el

nivel de 1000 a 700 hPa los vientos provienen del Oeste con velocidades de 3 m/s en ambas ciudades. Además, en Esmeraldas la capa inferior descrita anteriormente presenta una atmósfera con menor húmeda, ya que contiene una humedad relativa de 90 a 95 %, mientras que la capa de San Lorenzo presenta una saturación de 100 %, sin embargo, en la capa conformada por el nivel de 1000 a 800 hPa, en la ciudad de Esmeraldas la temperatura potencial equivalente presenta una tendencia a disminuir con la altura de forma paulatina, mientras que San Lorenzo la disminución es más drástica (Figura 40i). También, en la capa conformada entre el nivel de 800 a 700 hPa en ambas ciudades prevalece masas de aires frías y secas, la cual, genera una separación entre la capa de nivel inferior y media. La húmeda presente en niveles medios se debe al flujo de viento del Este, el cual presenta una confluencia de vientos sobre San Lorenzo y Esmeraldas, así como también la presencia de vorticidad anticiclónica en el nivel de 500 hPa no permite el ascenso de la húmeda hacia niveles superiores (Figura 40e).

En el corte longitudinal de Esmeraldas y San Lorenzo (Figura 40 h-j), en la capa de 1000 a 500 hPa se puede observar la predominancia de los vientos provenientes del Sur con una intensidad de 3 m/s, mientras que en la capa de 400 a 100 hPa el flujo de viento predomina del Norte presentando una intensidad variable. La humedad relativa presenta similares condiciones a lo observado en el corte latitudinal en ambas estaciones, así como también, la disminución drástica de la temperatura potencial equivalente, lo que nos permite verificar que durante dicho evento existe dos capas húmedas separadas por una capa aire frío y seco (700 y 800 hPa, con 75% de humedad relativa), la cual no permitió el ascenso de masas de aire hacia el nivel medio dando lugar una convección llana, debido a la acumulación de mayor húmeda en el nivel cercano a la superficie.

El GDI, no identificó correctamente la inestabilidad atmosférica en San Lorenzo y Esmeralda, esto debido a la presencia de la masa de aire frío y seco que se encontró en el nivel 800 a 700 hPa, lo que nos permite verificar lo observado durante el evento de precipitación del 30 de agosto del 2017. Sin embargo, mediante las variables complejas utilizadas en esta investigación se pudo evidenciar la inestabilidad en la capa más cercana a la superficie debido a la advección de húmeda proveniente de la Amazonía y la zona marítima.

V. CONCLUSIONES

1. Se obtuvieron las simulaciones numéricas de las precipitaciones diarias, y precipitación mensual máxima en 24 horas de febrero y agosto de los años 2015, 2017 y 2021, utilizando las parametrizaciones físicas de la Tabla 5.
2. La validación de la precipitación diaria mediante los estadísticos cuantitativos permitió determinar que, los experimentos II, I y III, permiten al modelo WRF pronosticar valores cercanos a la precipitación diaria observada durante los meses de febrero y agosto del año 2015 (cálido), 2017 (neutral) y 2021 (frío) respectivamente. Además, los atributos escalares de la tabla de contingencia de 2x2, permitieron determinar que el modelo pronostica correctamente los eventos de precipitación mensual máxima en 24 horas.
3. La precipitación mensual máxima en 24 horas durante el mes de febrero del 2015, se vio favorecida por la fuerte confluencia y convergencia de vientos cálidos y húmedos en el nivel superficial y el constante aporte de humedad que transportó el flujo de viento del Este en la capa de 500 a 800 hPa, mientras que en el mes de agosto, también se observó abundante humedad debido al flujo de viento del Este en la capa de 500 a 900 hPa, el cual favoreció a la retroalimentación de los núcleos convectivos que fueron transportados desde la ZCIT hacia el perfil costero norte de Ecuador.
 - La génesis de la precipitación mensual máxima en 24 horas del mes de febrero del 2017, se debió a la presencia de una baja presión al sur de la costa colombiana en el nivel de 850 hPa, la cual transporta núcleos convectivos hacia la costa norte ecuatoriana, y dichos núcleos se retroalimentan con la humedad transportada por el flujo del viento del Este en la capa de 300 hPa a 800 hPa, a esto se le suma la vorticidad ciclónica en el nivel medio, la cual promovió el ascenso de las masas de aire cálida y humedad hacia niveles superiores donde predomina la constante divergencia y difluencia, mientras que en agosto, la precipitación máxima de 24 horas, se generó por el descenso de la inversión térmica ubicada en el nivel de 850 hPa la cual produce precipitaciones ligeras continuas por la constante acumulación de humedad en la capa inferior de la troposfera.

- La precipitación mensual máxima en 24 horas del mes de agosto del 2021, se generó debido a la compresión de humedad en el nivel inferior; ya que el flujo de viento del Este aportó con humedad en la capa conformada por los niveles de 450 a 650 hPa, mientras que, a partir del nivel de 700 hPa el flujo de viento prevaleció del Oeste generando una masa de aire fría y seca hasta el nivel de 800 hPa, dando lugar a la definición de la inversión térmica en el nivel de 850 hPa, generando precipitaciones ligeras y continuas.

VI. RECOMENDACIONES

- Realizar la modificación de la variable estatística del modelo WRF, con la finalidad de corregir la topografía, lo que permitirá mejorar la dinámica de vientos, así como el proceso de transporte de humedad en el nivel inferior de la troposfera de la Provincia de Esmeraldas.
- Promover la implementación de estaciones meteorológicas automáticas en las ciudades costeras como: Las Peñas, Muisne y Pedernales, con el propósito de obtener mayor información del perfil costero norte, que permita mejorar la modelización numérica de los eventos de precipitación máxima en 24 horas.
- Analizar y generar modelos conceptuales de la retroalimentación de los núcleos convectivos provenientes de la zona marítima y amazonia en el perfil de la costa norte, mediante el uso de los esquemas de parametrización físicas determinados en esta investigación.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- AEMET. (2010). Glosario Meteorológico Visual. AEMET. Recuperado de <https://meteoglosario.aemet.es/>.
- ARW. (2018). User's Guide for Advanced Research WRF Modeling System Version. National Center for Atmospheric Research, 4, 1 – 464.
- Barahona Sánchez, M.G. (2017). Estudio de la relación entre la variabilidad océano-atmosférica local y casos de dengue en la provincia de el oro (Ecuador) (Tesis de pregrado). Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil, Ecuador.
- Castro, M., González, R. y Portela, A. (1991). Parametrización de la capa límite atmosférica en los modelos numéricos de pronóstico meteorológico. Física de la Tierra, num 3. Ed. Universidad Complutense Madrid, 103-138pp. Física cielo Tierra, 3. 103-138. Ed. Univ. Compí. Madrid. 1991.
- Chen, F. & Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Monthly Weather Review 129: 569–585.
- Chen, S.H. & Sun, W.Y. (2002). A one-dimensional time dependent cloud model. Journal of the Meteorological Society of Japan, 80(1), 99–118. <https://doi.org/10.2151/jmsj.80.99>.
- Chiang, J.C., Kushnir, Y. & Zebiak, S.E. (2000). Interdecadal changes in eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. Geophys. Res. Lett., 27, 3687-3690
- Comité ERFEN-Ecuador, Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador. BOLETÍN ERFEN Nro. 02-2017. Recuperado de www.inocar.mil.ec.
- Coiffier, J. (2011). Fundamentals of Numerical Weather Prediction. New York, Estados Unidos de América: Cambridge University Press.

- Dioses, A. (2020). Modelamiento de las precipitaciones en la Cuenca del Río Cañete con el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of Atmospheric Science* 46: 3077–3107.
- Dudhia, J. (2014). WRF Modeling System Overview. WRF-ARW tutorials. Mesoscale and Microscale Meteorology Division. NCAR.
- ENFEN. (2017). Informe Técnico Extraordinario N ° 001-2017 / ENFEN EL NIÑO COSTERO 2017. Resumen ejecutivo Condiciones oceánicas y atmosféricas en la región tropical Pacífico central – Región Niño 3, 4 En diciembre, en el Pacífico Central (región Niño 3. 4).
- Fernández, R., Lakkis, G., Allende, D., Santos, R., Cremades, P. y Puliafito, E. (2011). Modelación de un evento meteorológico de mesoescala utilizando el modelo WRF. *Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina*. 289-298.
- Gálvez, J.M. & Davison, M. (2016). The Gálvez-Davison Index for Tropical Convection. 1–23. Retrieved from <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi>
- Gálvez, H. y Regalado, J. (2009). Comportamiento de las Precipitaciones en la Costa ecuatoriana durante el 2008. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 15(1), 20–26.
- García, A. (2017). Estudio de la Precipitación Usando el Modelo Weather Research and Forecasting (WRF) En la Cuenca del Rio Mantaro (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- García, M. (2014). Realismo físico, valor añadido y sensibilidad a la elección de las parametrizaciones de un Modelo Regional del Clima sobre Europa (Tesis de Doctorado), Universidad de Cantabria, Cantabria, España. <http://repositorio.unican.es/xmlui/handle/10902/5864>
- Garzón, J. (2014). Análisis del Efecto de la Modificación de la Geodatabase (Uso del Suelo, Elevación) En el Clima Simulado por Weather Research and Forecasting - WRF para la Sabana de Bogotá (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

- Guzmán, D., Ruíz, J. y Cadena, M. (2014). Regionalización de Colombia según la Estacionalidad de la Precipitación Media Mensual, a través del Análisis de Componentes Principales (ACP). Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM, Subdirección de Meteorología, Bogotá. 54 p.
- Holton, J.R. (2004). An introduction to dynamic meteorology (4th edition). Academic Press. 535 p. ISBN 0-12-354015-1.
- Hong, S.-Y., Lim, K.-S. S., Lee, Y.-H., Ha, J.-C., Kim, H.-W., Ham, S.-J. & Dudhia, J. (2010). Evaluation of the WRF Double-Moment 6-Class Microphysics Scheme for Precipitating Convection. *Advances in Meteorology*, 1–10. <https://doi.org/10.1155/2010/707253>
- Hong, S.Y., Dudhia, J. & Chen, S.H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103–120. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2)
- Hong, S.Y, Pan, H.L. (1996). Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly Weather Reviews* 124: 2322–2339.
- Kain, J. (2004). The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 170–181.
- López, J. (2018). Evaluación del modelo WRF bajo parametrizaciones de capa límite sobre la región fronteriza de Baja California, México: Universidad Autónoma de Baja California.
- Lim, K.S.S. & Hong, S.Y. (2010). Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Monthly Weather Review*, 138(5), 1587–1612. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2968.1>
- Madden, R.A. & Julian, P.R. (1971). Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702–708.
- Marin Jarrin, M.J. & Lippmann, T.C. (2019). Interannual Variability of Mixed Layer Dynamics in the Ecuadorian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(12), 8777–8797. <https://doi.org/10.1029/2019JC015086>

- Martínez, R., Zambrano, E., Nieto, J.J. y Hernández, J. (2017). El Niño 2015-16: evolución, vulnerabilidad e impactos en Latinoamérica. CIIFEN. 1–38. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/321724092_El_Niño_2015-16_evolucion_vulnerabilidad_e_impactos_en_Latinoamerica
- Montes, A., Ochoa, J., Juaréz, B., Vasquez, M. y Díaz, C. (2021). Aplicación del coeficiente de correlación de Spearman en un estudio de fisioterapia. *Cuerpo Académico de Probabilidad y Estadística BUAP*. 1–4. https://www.fcfm.buap.mx/SIEP/2021/Extensos_Carteles/Extenso_Juliana.pdf
- Morrison, H., Thompson, G. & Tatarskii, V. (2009). Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Monthly Weather Review*, 137(3), 991–1007. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2556.1>
- Moya, A.S., Martínez, D., Flores, J. & Silva, Y. (2018). Sensitivity Study on the Influence of Parameterization Schemes in WRF _ ARW Model on Short- and Medium-Range Precipitation Forecasts in the Central Andes of Peru. *Hindawi, Advances in Meteorology*, 16. <https://doi.org/10.1155/2018/1381092%0A>
- Ñavincopa, V.M. (2018). Validación del Modelo Weather Research and Forecasting (WRF) al simular Temperaturas en Zonas Alto andinas de Puno y Arequipa (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Rasmusson, E. & Carpenter, T. (1981). Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Field Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *American Meteorological Society*, 110, 354–384.
- Rossel, F. (1997). Influencia de El Niño sobre los regímenes hidro-pluviométricos del Ecuador. Serie INSEQ No.18, tomos I, II y III, 220. Recuperado de http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers12-12/010014173.pdf
- Serrano, MS. (2016). Fenómenos críticos en datos de precipitación lluviosa intensa detectados con radar y microondas, en la zona de influencia del fenómeno del Niño sobre El Ecuador, en el periodo 2009-2012 (Tesis de Maestría). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. 31 p.

- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D., Duda, M.G., Huang, X., Wang, W., & Powers, J.G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3 (No. NCAR/TN-475+STR). University Corporation for Atmospheric Research. doi:10.5065/D68S4MVH.
- Sierra, F.J.E. (2015). Modelación del Fenómeno Viento Paracas utilizando el Modelo Weather Research and Forecasting (WRF) (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú. p. 128.
- Soto, A. (2019). Caracterización de la Estructura Vertical de la Atmósfera en la Región Niño 1+2 durante el Fenómeno El Niño 2015 - 2016. Universidad Nacional Agraria La Molina.
- US Commission on Marine Science. (1969). Panel reports of the Commission on Marine Science, Engineering and Resources. v.1. Retrieved from <https://www.biodiversitylibrary.org/item/86713>
- Vargas, R. (2019). Estudio del Fenómeno El Niño en la Región 1+2 Durante el 2017 Usando el Modelo Regional Wrf e Índice Atmosférico (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Wallace, J. & Hobbs, P. (2006). Atmospheric Sciences, An Introductory Survey (2nd edition). Academic Press / Elsevier, 483 pp. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-00034-8>
- Wilks, D. (2006). Statistical methods in the atmospheric sciences. San Diego, US: Cornell University. 2, 1 - 630.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Serie de tiempo de la variable precipitación diaria determinada a partir de tres simulaciones numéricas con distintas resoluciones.

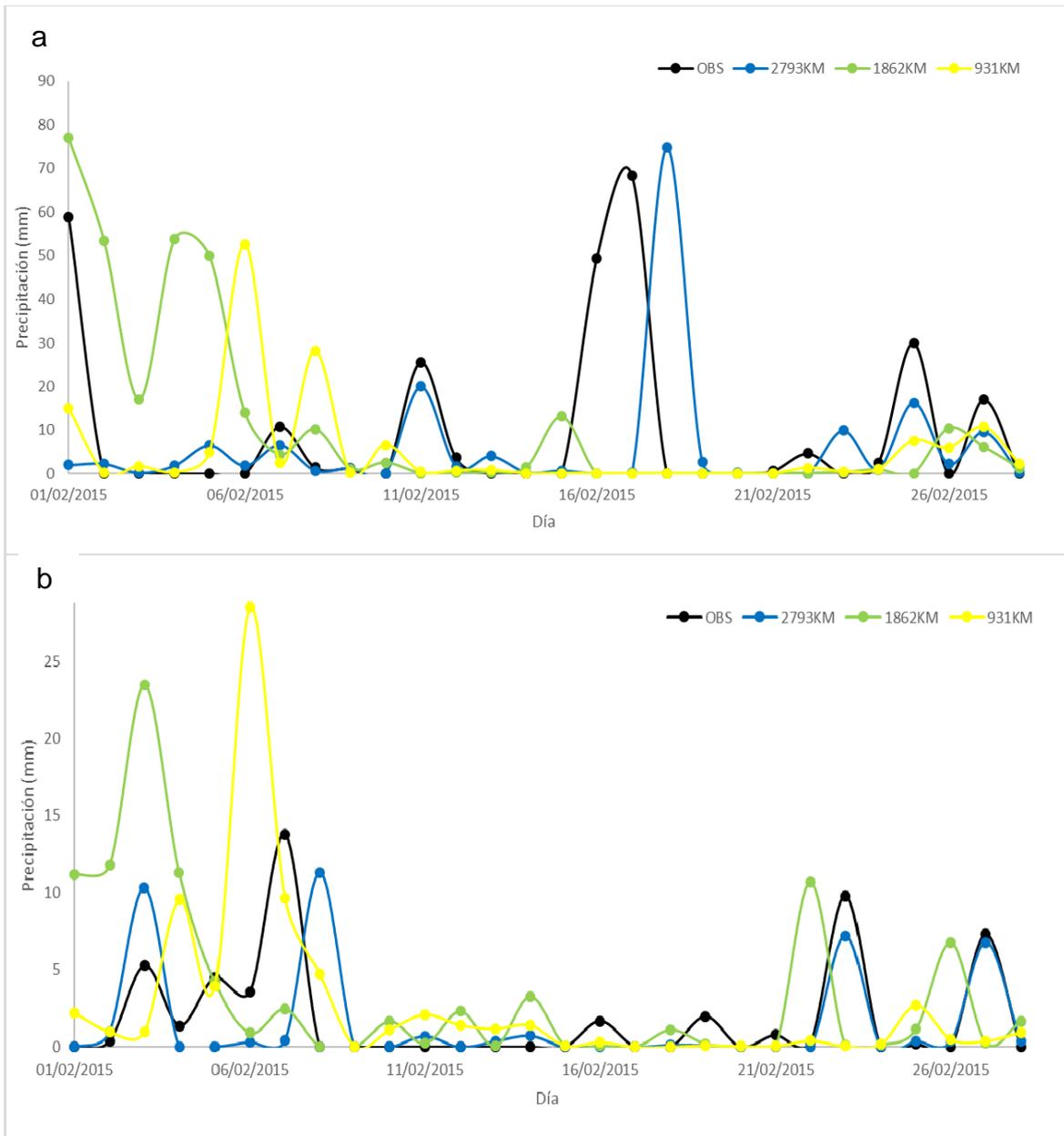


Figura 41. Comparación de precipitación diaria observada y simuladas con el modelo WRF utilizando el experimento de control y las resoluciones 27-9-3 km, 18-9-3 km y 9-3-1 km durante el mes de febrero del 2015 en la estación de San Lorenzo (a) y Esmeraldas (b).

Anexo 2: Datos climatológicos de precipitación diaria de las estaciones de San Lorenzo y Esmeraldas durante los meses de febrero y agosto del 2015, 2017 y 2021.

Tabla 20: Precipitación diaria de la estación meteorológicas de San Lorenzo y Esmeraldas durante el mes de febrero de los años 2015, 2017 y 2021.

DÍA	SAN LORENZO			DÍA	ESMERALDAS		
	2015	2017	2021		2015	2017	2021
31-ene	0	18.5	0	31-ene	0	5.8	0
01-feb	0.00	57.40	35.60	01-feb	0.40	28.30	0.40
02-feb	0.00	9.00	6.60	02-feb	2.50	0.00	30.50
03-feb	0.00	0.80	0.00	03-feb	2.00	0.00	14.40
04-feb	4.40	3.20	26.40	04-feb	3.50	0.00	12.00
05-feb	21.60	0.00	6.80	05-feb	2.80	0.00	0.00
06-feb	1.00	6.00	27.60	06-feb	4.10	0.00	0.20
07-feb	11.00	5.80	9.40	07-feb	0.80	0.00	0.20
08-feb	1.40	0.00	33.20	08-feb	0.00	11.30	20.90
09-feb	1.20	8.20	4.60	09-feb	0.00	0.00	0.70
10-feb	0.00	1.80	0.00	10-feb	0.00	2.40	0.00
11-feb	25.60	0.00	6.80	11-feb	0.00	0.80	0.40
12-feb	3.60	0.00	2.00	12-feb	0.00	0.00	0.40
13-feb	0.00	0.00	35.00	13-feb	0.00	0.00	22.70
14-feb	18.60	1.40	0.00	14-feb	0.00	0.00	3.70
15-feb	0.00	6.40	0.00	15-feb	2.00	0.00	0.00
16-feb	0.00	0.00	0.80	16-feb	1.70	0.00	0.00
17-feb	3.80	4.60	0.00	17-feb	0.00	0.00	0.00
18-feb	0.00	4.80	0.00	18-feb	2.00	0.00	0.10
19-feb	5.40	0.60	34.60	19-feb	2.00	0.00	0.00
20-feb	0.00	0.00	32.30	20-feb	0.80	0.00	0.00
21-feb	0.00	0.00	35.00	21-feb	1.10	0.00	0.00
22-feb	14.00	0.00	16.00	22-feb	3.20	0.00	0.00
23-feb	22.00	7.60	0.80	23-feb	0.80	0.00	2.00
24-feb	0.00	0.00	9.80	24-feb	0.20	0.00	0.00
25-feb	35.20	0.00	4.40	25-feb	0.00	0.00	0.00
26-feb	3.80	0.00	13.00	26-feb	0.00	0.00	0.40
27-feb	0.10	46.00	13.00	27-feb	7.30	1.30	0.00
28-feb	0.00	0.00	0.00	28-feb	0.00	0.00	0.00
01-mar	2.30	0.00	0.00	01-mar	31.30	0.00	3.50

Tabla 21: Precipitación diaria de la estación meteorológicas de San Lorenzo y Esmeraldas durante el mes de agosto de los años 2015, 2017 y 2021.

SAN LORENZO				ESMERALDAS			
DÍA	2015	2017	2021	DÍA	2015	2017	2021
01-ago	8.6	0	0	01-ago	0	0	0
02-ago	0	0.4	0	02-ago	0	0	0
03-ago	0	0	5.2	03-ago	0	0	0
04-ago	0	0.9	0.6	04-ago	0	0	0
05-ago	0	0	0	05-ago	0	0	0
06-ago	0	1	0	06-ago	0	0	0
07-ago	20.8	0.7	0	07-ago	0.5	0	0
08-ago	4.2	2.5	0	08-ago	0	0	0
09-ago	0	0	10	09-ago	0.7	0	0
10-ago	59	0	0	10-ago	0	0	0
11-ago	0	2	0	11-ago	0	0	0.3
12-ago	0	3.8	1	12-ago	0	0	0.5
13-ago	0	0	0	13-ago	0.5	0	0
14-ago	0	0	8.6	14-ago	0	0	0.7
15-ago	11	0	1.6	15-ago	0.5	0	0
16-ago	1	0	9.8	16-ago	0.5	0	0
17-ago	1	0	4	17-ago	0	0	0
18-ago	4	5.2	17.4	18-ago	0	2.2	0
19-ago	2.6	0	5.2	19-ago	0	0	0
20-ago	4	0	5.2	20-ago	0	0	0
21-ago	2.3	5.1	2.4	21-ago	0	0	0
22-ago	0	0	4.2	22-ago	0	0	0
23-ago	0	4.9	6	23-ago	0	0	0
24-ago	29	1.6	0	24-ago	0	0	0
25-ago	0	9	16.6	25-ago	0	0	0
26-ago	0	1.9	11	26-ago	0.2	6.4	0
27-ago	2	0	0	27-ago	0	0.5	0
28-ago	3.02	3	16	28-ago	0	0	0
29-ago	3.4	3.1	7.8	29-ago	0	0.3	0
30-ago	0	2.1	18.8	30-ago	0.2	0	1
31-ago	0	0	2.8	31-ago	0	0	0
01-sep	0	0	0	01-sep	0	0	0