

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“EVALUACIÓN DEL MODELO ETA/SENAMHI EN LA PREDICCIÓN
DE NEVADAS REGIONALES EN LA SIERRA SUR DEL PERÚ”**

Presentado por:

Marco Antonio Bojorquez Luna

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2021

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

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“EVALUACIÓN DEL MODELO ETA/SENAMHI EN LA
PREDICCIÓN DE NEVADAS REGIONALES EN LA SIERRA
SUR DEL PERÚ”**

Presentado por:

Marco Antonio Bojorquez Luna

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg.Sc. Eusebio Cisneros Tarmeño
PRESIDENTE

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg.Sc. Julio Arakaki Kiyán
MIEMBRO

Mg.Sc. Victoria Calle Montes
ASESORA

Mg.Sc. Adrián Marko Huerta Julca
CO-ASESOR

DEDICATORIA

A mi madre Yolanda por ser el apoyo incondicional en mi vida y durante la redacción de esta investigación.

A mi hermana y padre, por incentivar me a culminar este trabajo.

A Dios, por acompañarme y guiarme siempre.

A Diana por darme la oportunidad de creer en mí mismo y en mis capacidades. Gracias por ser mi incondicional fortaleza y continuar brindándome momentos inolvidables.

AGRADECIMIENTOS

Al ejemplo de un sincero amigo, Adrián Huerta, éste trabajo no hubiese sido concretado por su empuje y constante presión, mis agradecimientos sinceros hacia él.

Agradecer a mi profesora y asesora Victoria Calle, por sus valiosas sugerencias y gran paciencia.

Agradecer al profesor y amigo Nelson Quispe, que durante mi desarrollo de prácticas pre profesionales fue mi mentor y quién dió la iniciativa para el desarrollo de esta investigación.

Al jurador calificador de tesis, por sus aportes y su tiempo en el desarrollo de la tesis.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	xvi
ABSTRACT	xvii
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1. Impacto extremo y cuantificación.....	4
2.2. Precipitación	5
2.2.1. Procesos físicos para la ocurrencia de nevadas	6
2.3. Dinámica de la atmósfera.....	9
2.3.1. Ecuaciones fundamentales	9
a. Ecuación de movimiento	9
b. Ecuación de continuidad.....	10
c. Ecuación de la energía termodinámica.....	11
2.3.2. Aproximaciones físicas del viento	12
a. Flujo geostrófico.....	12
b. Balance hidrostático	12
2.3.3. Parámetros dinámicos de circulación atmosférica	13
a. Vorticidad	13
b. Vorticidad potencial y tropopausa dinámica	14
c. Divergencia.....	15
2.4. Técnicas de análisis para regiones tropicales	16
a. Líneas de corriente.....	17
b. Isotacas	18
2.5. Escalas meteorológicas	19
2.5.1. Patrones de escala sinóptica asociado a la ocurrencia de nevadas	21
2.6. Modelamiento numérico de la dinámica atmosférica	23
2.6.1. Modelo ETA/SENAMHI	24
2.7. Verificación de los pronósticos.....	26
2.7.1. Propósito y modelo de verificación.....	26
2.7.3. Verificación de campos atmosféricos espaciales	28

III. METODOLOGÍA.....	29
3.1. Materiales.....	29
3.1.1. Área de estudio.....	29
3.1.2. Información meteorológica	30
a. Estaciones meteorológicas.....	30
b. Imágenes satelitales	33
c. Datos grillados del Reanalysis ERA-INTERIM.....	33
d. Datos grillados previstos por el modelo ETA	33
3.1.3. Recursos computacionales	34
a. Equipo de escritorio.....	34
b. Programas de aplicación científica	34
3.2. Métodos	35
3.2.1. Enfoque metodológico	35
3.2.2. Determinación y selección del evento de nevada regional en el periodo 2004 – 2014.....	36
a. Cuantificación del impacto social.....	36
b. Identificación del reporte de caída de nieve	36
c. Variabilidad diaria de las anomalías de temperatura máxima.....	36
d. Selección del evento de nevada regional de mayor impacto	37
3.2.3. Evaluación cualitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada	37
a. Descripción de la circulación atmosférica observada mediante Reanalysis ERA-INTERIM	38
b. Descripción de la circulación atmosférica prevista por el modelo ETA/SENAMHI-32 km	39
3.2.4. Evaluación cuantitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada	39
a. Variación espacio-temporal del bias y RMSE sobre Sudamérica	41
b. Variación temporal del bias y RMSE promedio sobre Sudamérica y la región sur del Perú	42
c. Variación temporal de la SC entre las tendencias temporales observadas y pronosticadas sobre Sudamérica y la región sur del Perú	42

IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES	43
4.1.	Determinación y selección del evento de nevada regional en el periodo 2004 – 2014	43
a.	Cuantificación del impacto social.....	43
b.	Identificación del reporte de caída de nieve	45
c.	Variabilidad de la anomalía de temperatura máxima diaria	46
d.	Selección del evento de nevada regional	49
4.2.	Evaluación cualitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada	50
4.2.1.	Descripción de la circulación atmosférica observada mediante Reanalysis ERA-INTERIM	50
4.2.2.	Descripción de la circulación atmosférica prevista por el modelo ETA/SENAMHI	67
a.	Predicción del modelo ETA 96 horas antes de la FO.....	67
b.	Predicción del modelo ETA 48 horas antes de la FO.....	76
c.	Predicción del modelo ETA 24 horas antes de la FO.....	84
4.3.	Evaluación cuantitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada	94
a.	Distribución espacial del bias durante la FO del evento	95
b.	Distribución espacial del RMSE durante la FO del evento	103
c.	Variación temporal del RMSE promedio sobre Sudamérica y la región sur del Perú.....	108
d.	Variación temporal de la SC sobre Sudamérica y la región sur del Perú....	113
V.	CONCLUSIONES.....	125
VI.	RECOMENDACIONES	127
VII.	BIBLIOGRAFÍA	128
VIII.	ANEXOS	135

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Definiciones de escala atmosférica, donde Lh es la escala horizontal	19
Tabla 2: Características operativas del modelo ETA/SENAMHI	25
Tabla 3: Estaciones meteorológicas del SENAMHI en la sierra sur del Perú.....	32
Tabla 4: Departamentos afectados por los eventos de nevadas registradas por INDECI....	43
Tabla 5: Cuadro de daños registrados para cada evento registrado por INDECI.....	44
Tabla 6: Estaciones que reportaron los eventos de nevadas	45
Tabla 7: Evento de nevada de mayor impacto.....	49
Tabla 8: Procesos meteorológicos previstos por el modelo ETA/SENAMHI para la FF ...	92
Tabla 9: Procesos meteorológicos previstos por el modelo ETA/SENAMHI para la FO ..	93
Tabla 10: Grado de simulación de las variables troposféricas para cada caso de previsión en la region A1.	123
Tabla 11: Grado de simulación de las variables troposféricas para cada caso de prevision en la region A2	124

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Diagrama simplificado de las interacciones en la microfísica de nubes.....	1
Figura 2: Línea de corriente en el punto P e instante t_0	16
Figura 3: Modelo general para la verificación del pronóstico meteorológico.....	27
Figura 4: Area de estudio A1, A2 y A3.....	30
Figura 5: Distribución espacial de las estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI.....	31
Figura 6: Procedimiento de investigación.	35
Figura 7: Procedimiento de evaluación cuantitativa del modelo.....	40
Figura 8: Variación temporal de la temperatura máxima diaria promedio de las estaciones de la sierra sur durante cada evento de nevada.....	46
Figura 9: a) Variación temporal de anomalía de temperatura máxima diaria durante cada evento de nevada. b) Distribución espacial de temperatura máxima en el día D del evento E4, 24 de agosto del 2013. c) Imagen satelital del canal visible del GOES 13, 25 de Agosto del 2013 a las 13:01Z.....	48
Figura 10: Análisis de campos horizontales de altura geopotencial (m _g p, contornos) e isotacas (kt, sombreado) en 250 hPa (lado izquierdo). Altura geopotencial (m _g p, contornos) y humedad relativa (% , sombreado) en 500 hPa (lado derecho). Secuencia de mapas en cada lado desde el día 23 de agosto a las 00Z hasta el día 26 a las 00Z con un intervalo de 24 horas..	52
Figura 11: Similar a la figura 7 de la metodología, pero con las fases determinadas para el evento E4.....	53
Figura 12: Análisis de línea de corriente junto a la velocidad de viento (kt, escala de grises) y divergencia/convergencia ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombreado) en 250 hPa (lado izquierdo) y 500 hPa (lado derecho). Secuencia válida para FP, FF, FO y FD	56
Figura 13: Análisis de líneas de corriente junto a la velocidad de viento en 500 hPa (kt, escala de grises), vorticidad relativa en 500 hPa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombreado) y velocidad vertical en 500/400 hPa (Pa/s, contornos), lado izquierdo. Análisis de variables similares en 700 hPa y velocidad vertical en 600/700 hPa, lado derecho. Secuencia válida para FP, FF, FO y FD	60
Figura 14: Análisis de humedad relativa en 950 hPa (% , sombreado) y altura geopotencial en 850 hPa (m _g p, contornos), lado izquierdo. Análisis de presión reducida al nivel del mar (hPa, sombreado) y espesores en la capa 1000/500 hPa (m _g p, contornos azules), lado derecho. Secuencia válida para FP, FF, FO y FD.....	61
Figura 15: Corte de sección vertical en latitud de -20°S (figura a) y -16°S (figura b) durante la FO. Temperatura potencial equivalente (Kelvin, contornos),	

isotacas (kt, sombreado), vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombreado en grises), humedad relativa (% , sombreado), movimiento vertical (Pa/s, contornos punteados) e isoterma de 0°C (contorno azul).....	64
Figura 16: a) Diagrama de Hovmöller para vorticidad potencial en 300 hPa (UVP, contorno), temperatura del aire en 500 hPa ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) y altura geopotencial en 500 hPa (mgp, contorno punteado). b) Diagrama de Hovmöller de temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$, sombreado), humedad relativa (% , contornos) y relación de mezcla en 600 hPa (g/kg, sombreado). Latitud -16°S	65
Figura 17: Similar a la Figura 10, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO..	68
Figura 18: Similar a la Figura 12, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO...	69
Figura 19: Similar a la Figura 15, pero previsto 96 horas antes de la FO. Válido para la FO.....	72
Figura 20: Similar a la Figura 14, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO ..	73
Figura 21: Similar a la Figura 13, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO..	75
Figura 22: Similar a la Figura 10, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO..	77
Figura 23: Similar a la Figura 12, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.	78
Figura 24: Similar a la Figura 15, pero previsto 48h antes de la FO.....	80
Figura 25: Similar a la Figura 14, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.	81
Figura 26: Similar a la Figura 13, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.	83
Figura 27: Similar a la Figura 10, pero previsto 24 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.	85
Figura 28: Similar a la Figura 12, pero previsto 24 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO..	86
Figura 29: Similar a la Figura 15, pero previsto 24 horas antes de la FO.	88
Figura 30: Similar a la Figura 14, pero previsto 24 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.	90
Figura 31: Bias para JS (kt, sombr.) y altura geopotencial (mgp, contor.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	96
Figura 32: Bias para divergencia/convergencia ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombr.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	97

Figura 33: Bias para humedad relativa (% , sombr.) y altura geopotencial (m _g p, cont.) en 500 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).	98
Figura 34: Bias para velocidad del viento en 500 hPa (kt, sombr.) durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	100
Figura 35: Bias para MSLP (hPa, sombr.) y espesores 500/1000 hPa (m _g p, cont.) durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	101
Figura 36: Bias para humedad relativa en 950 hPa (% , sombr.) y altura geopotencial (m _g p, cont.) en 850 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	102
Figura 37: RMSE para JS (kt, sombr.) y altura geopotencial (m _g p, cont.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).	103
Figura 38: RMSE para divergencia/convergencia ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombr.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	104
Figura 39: RMSE para humedad relativa (% , sombr.) y altura geopotencial (m _g p, cont.) en 500 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	106
Figura 40: RMSE para MSLP (hPa, sombr.) y espesores 500/1000 hPa (m _g p, cont.) durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).....	107
Figura 41: Serie temporal de RMSE para magnitud del viento, altura geopotencial divergencia/convergencia y viento zonal en tropósfera alta.	109
Figura 42: Serie temporal de RMSE para magnitud del viento, vorticidad, movimiento vertical, viento zonal/meridional, altura geopotencial y humedad relativa en tropósfera media.	110
Figura 43: Serie temporal de RMSE para MSLP, espesor 500/1000 hPa, HGT en 850 hPa, HR en 950 hPa, divergencia/convergencia en 850 hPa y viento meridional en 925 hPa	112
Figura 44: Serie temporal de SC para magnitud del viento, altura geopotencial divergencia/convergencia y viento zonal en tropósfera alta.	114
Figura 45: Serie temporal de SC para magnitud del viento, vorticidad, movimiento vertical, viento zonal/meridional, altura geopotencial y humedad relativa en tropósfera media.	116
Figura 46: Serie temporal de SC para MSLP, espesor 500/1000 hPa, HGT en 850 hPa, HR en 950 hPa, divergencia/convergencia en 850 hPa y viento meridional en 925 hPa.	118

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Caída diaria de temperatura y altura geopotencial según el modelo ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para los días D-2, D-1, D y D+1.....	136
Anexo 2: Campos de viento zonal y meridional en el nivel de 500 hPa según modelo ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD.	137
Anexo 3: Corte latitudinal en 16°S para el día 24 a las 18Z (superior) y el día 25 a las 00Z (inferior) según ERA INTERIM.	138
Anexo 4: Líneas de corriente y campos de divergencia/convergencia según ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD.....	139
Anexo 5: Campos de humedad y altura geopotencial según ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD.....	140
Anexo 6: Campos de divergencia en niveles altos y convergencia en niveles bajos según modelo ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD en horas de la madrugada (06Z).....	141
Anexo 7: Imagen superior, similar al anexo 1 pero previsto según el modelo ETA. Cada columna con secuencia válida para la FF y FO. Imagen inferior, similar al anexo 3 pero previsto según el modelo ETA para la FO. Modelo inicializado 96 horas antes de la FO.....	142
Anexo 8: Imagen superior, similar al anexo 6 pero previsto según el modelo ETA. Imagen inferior, similar al anexo 2 pero previsto según el modelo ETA. Cada columna con secuencia válida para la FF y FO. Modelo inicializado 96 horas antes de la FO.....	143
Anexo 9: Similar a la figura 15 pero previsto según el modelo ETA. Modelo inicializado 96 horas antes de la FO.....	144
Anexo 10: Similar al anexo 7 pero inicializado 48 h antes de la FO.....	145
Anexo 11: Similar al anexo 8 pero inicializado 48 h antes de la FO.....	146
Anexo 12: Similar al anexo 9 pero inicializado 48 h antes de la FO.....	147
Anexo 13: Similar al anexo 7 pero inicializado 24 h antes de la FO.....	148
Anexo 14: Similar al anexo 8 pero inicializado 24 h antes de la FO.....	149
Anexo 15: Similar al anexo 9 pero inicializado 24 h antes de la FO.....	150
Anexo 16: Bias para el viento zonal en 250 hPa (superior) y Bias para vorticidad y movimiento vertical en 500 hPa (inferior) en la FO.....	151
Anexo 17: Bias para el viento zonal (superior) y meridional en 500 hPa (inferior) en la FO.....	152
Anexo 18: Bias para convergencia/divergencia en 850 hPa (superior) y viento meridional en 925 hPa (inferior) en la FO.....	153

Anexo 19: RMSE para la magnitud del viento (superior) y viento meridional en 500 hPa (inferior) en la FO	154
Anexo 20: RMSE para vorticidad y movimiento vertical en 500 hPa (superior), y humedad relativa en 950 hPa con altura geopotencial en 850 hPa (inferior) en la FO	155
Anexo 21: RMSE para convergencia/divergencia en 850 hPa (superior) y viento meridional en 925 hPa (inferior) en la FO	156
Anexo 22: Series temporales del RMSE promedio en la región A3 vs. la región A1.....	157
Anexo 23: Series temporales de SC promedio en la región A3 vs. la región A1.....	158

RESUMEN

En la presente investigación, se evaluaron las predicciones del modelo ETA durante el acaecimiento del evento de nevada generalizada que causó el mayor impacto social en la sierra sur del Perú en el período 2004-2014. La evaluación se realizó desde el punto de vista sinóptico a las variables meteorológicas que propician el desarrollo del evento, distribuidas de forma grillada en el dominio de Sudamérica (A1). Se utilizaron las predicciones con una antelación de 96, 48 y 24 horas antes de la fase de ocurrencia del acaecimiento del evento (FO), para ser evaluadas de forma cualitativa y cuantitativa frente al Reanálisis ERA-Interim. Se identificó que el evento de mayor impacto ocurrió durante los días 24-25 de agosto del 2013, asociado a la invasión de la corriente en chorro subtropical (JST) acoplado a un eje de vaguada profundo próximo a la sierra sur en tropósfera alta, así como al reflejo de una Depresión Aislada de Niveles Altos (DANA) en tropósfera media y altos valores de humedad relativa sobre la sierra sur debido al ingreso de flujos del norte. El último, vinculado al aporte de humedad que propiciaron los sistemas convectivos en selva central (A3). En este sentido, además de la evaluación de las predicciones en A1, se calcularon los errores en las regiones próximas a la sierra sur (A2) y en A3. Durante la evaluación cualitativa se encontró que una buena predicción de la localización y la invasión del JST sobre el A2 en niveles altos conlleva una mejora notoria en la predicción de los parámetros meteorológicos como movimiento vertical y divergencia, variables fundamentales que favorecen la ocurrencia de nevadas intensas. De esta forma, se encontró que la previsión de 24 horas representó de forma más precisa la dinámica observada durante la FO. En la evaluación cuantitativa se encontró que los errores de las variables previstas en niveles altos y medios, fueron mayores en A2 que en A1; sin embargo, en niveles bajos en A2 obtuvieron un menor error promedio que en A1, debido a que los sistemas que propiciaron este evento predominaron en niveles de tropósfera alta y media. En A3 estos errores fueron mayores que en A1, mostrando poco acierto en prever un entorno propicio para desencadenar la formación de convectivos. Finalmente, los campos previstos de divergencia, movimiento vertical y vorticidad en niveles altos y medios mostraron los valores más bajos de correlación espacial (SC) promedio en A1 y A2, siendo la previsión de estas variables dinámicas las menos precisas en reproducir los patrones espaciales observados.

PALABRAS CLAVE: ETA, predicción, nevadas, evaluación, bias, RMSE.

ABSTRACT

In this research, the accuracy of the ETA model predictions was evaluated during the occurrence of the heavy snowfall event that caused the greatest social impact in the southern highlands of Peru in the 2004-2014 period. The evaluation was applied to the meteorological variables on a synoptic scale that enhance the development of the event, distributed in a gridded field in the domain of South America (A1). Predictions based on 96, 48 and 24 hours before the occurrence phase of the event (FO) were used to be evaluated qualitatively and quantitatively against Era-Interim Reanalysis. It was identified that the event with the greatest impact occurred between August 24 and 25 in 2013, associated with the invasion of the subtropical JS coupled to a deep trough axis near the southern highland in the upper troposphere, as well as the presence of a Cut Off Low (COL) in the middle troposphere and the conditions of high relative humidity saturation over the southern highlands due to the entry of northern flow. The latter, linked to the contribution of humidity that caused the convective systems in the central jungle (A3). Therefore, in addition to the evaluation of the predictions in A1, the errors in the regions near the southern highlands (A2) and over A3 were calculated. During the qualitative evaluation, it was found that an accurate prediction of the location and invasion of the JS on the A2 at high levels leads to a significant enhancement in the prediction of weather parameters such as vertical movement and divergence, main variables that favor the occurrence of heavy snowfall. Therefore, it was found that the 24 hours prediction represented more accurately the dynamics observed during the FO. In the quantitative evaluation, it was found that the errors of the variables predicted at high and medium levels were greater in A2 than A1. However, at low levels in A2 they obtained a lower average RMSE and bias than in A1, due to that the dynamics of the systems was mainly developed at upper and middle troposphere levels. In contrast, in A3 these errors were greater than in A1, showing limited precision in predicting an environment to triggering the formation of convective systems. Finally, the predicted fields of divergence, vertical movement and vorticity at high and medium levels showed the lowest values of average spatial correlation (SC) in A1 and A2, showing that the ETA model was less accurate in reproducing the observed spatial patterns.

Keywords: ETA, prediction, evaluation, snowfall, bias, RMSE

I. INTRODUCCIÓN

Los modelos de Predicción Numérica del Tiempo (PNT) son regularmente utilizados para la predicción del tiempo y la investigación científica, teniendo un rol importante para la elaboración de pronósticos y alertas oportunas de fenómenos meteorológicos extremos en las instituciones que brindan servicio meteorológico. Desde el año 1950, hasta hoy, los modelos de PNT han venido evolucionando rápidamente debido a mejoras de modelamiento teórico y parametrizaciones; asimismo, el incremento del desempeño computacional y la implementación de mejores procedimientos de asimilación de datos iniciales vienen siendo un factor importante (Kalnay 2003). Los modelos de PNT se dividen en modelos de circulación global y modelos de área limitada. Los últimos suelen ser llamados modelos de escala regional o mesoescalares, donde la principal importancia radica en mejorar la resolución horizontal que ofrecen los modelos globales (Gonzales 2013). Entre los modelos PNT regionales más difundidos y estudiados en Sudamérica, se encuentran el modelo Weather Research and Forecasting Model (WRF), el modelo Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) y el modelo ETA (Muller et al. 2016), siendo este último de especial interés en la presente investigación.

Quintero et al. (2012) sugiere que en América Latina el riesgo por los desastres de origen hidrometeorológico es cada vez mayor; y debido principalmente a que, según OFDA y CRED (2006), en esta región los eventos y pérdidas por desastres se encuentran vinculados casi en un 75% a amenazas de origen hidrometeorológico. Asimismo, de acuerdo al 5to Informe de la Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos en Cambio Climático (IPCC) del año 2013 proyectó que, conforme se incremente la temperatura media global en superficie hasta finales de este siglo, aumentarán consigo la intensidad y frecuencia de los eventos de precipitación extrema en regiones tropicales húmedas (Stocker et al. 2013, Li et al. 2019). En el Perú, se ha evidenciado que departamentos de la región altoandina del Sur del Perú, como Cusco, también son vulnerables a eventos hidrológicos extremos como deslizamientos e inundaciones (Junquas 2017, Lavado et al. 2010). En este sentido, es

necesario adoptar medidas efectivas y oportunas para enfrentar eventos extremos, y una manera de alertar oportunamente o mitigar los efectos de estos eventos adversos es mediante el uso de los modelos de PNT, desarrollados como una herramienta para intentar predecir con antelación los eventos extremos (Jimenez 2014, Tanessong 2015). De esta forma, uno de los principales objetivos de los modelos PNT es la reducción o prevención de desastres a través del pronóstico de estos eventos (Yáñez et al. 2017), siendo imprescindible la confiabilidad de estas predicciones, puesto que es de gran importancia para la sociedad, economía y el entorno en regiones afectadas por estos eventos extremos (Matsueda y Nakazawa 2015). Por lo tanto, una predicción confiable de parámetros meteorológicos es importante para la operatividad exitosa que brinda un Servicio Meteorológico Nacional y lograrlos es uno de los desafíos actuales en la PNT. De esta forma, el proceso de verificación de las predicciones, juegan un papel vital para realizar mejoras continuas y obtener sus ventajas.

De los fenómenos meteorológicos adversos que afectan a la región, el Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) registró que durante el periodo 2003-2013 la cantidad de personas afectadas por la ocurrencia de nevadas superaron los 450 mil individuos, siendo además durante el año 2013 el segundo fenómeno que originó la mayor cantidad de personas afectadas y que fueron registradas con mayor frecuencia en los departamentos de la sierra sur del Perú: Apurímac, Cusco y Puno. En este sentido, una de las primeras investigaciones para determinar las configuraciones sinópticas asociadas a la ocurrencia de nevadas de gran trascendencia en la sierra sur del Perú fue realizada por Mestanza (1994); y a pesar que, el número de investigaciones desde el punto de vista climatológico y meteorológico en esta región altoandina es inferior a otras zonas de cordillera en el mundo, como en las montañas Rocky en Norteamérica (Garreaud, 2009), en la última década ha aumentado el conocimiento relacionado a los patrones de circulación atmosférica asociado a la ocurrencia de nevadas intensas en la sierra sur del Perú, entre ellas podemos mencionar a Quispe (2014) y Quispe (2017).

Así como en los modelos climáticos globales se ha venido evaluando su desempeño en Sudamérica a través de variables básicas como temperatura y precipitación (Ríos et al. 2016), los modelos operacionales de los centros meteorológicos de la región también comparten esta tendencia (por ejemplo: Avalos 2009; Chou 2005), encontrándose escasas evaluaciones

relacionadas a variables que propician la ocurrencia de la precipitación. Actualmente, aún no existe evidencia de verificaciones (basado en parámetros estadísticos) de los campos sinópticos generados por el modelo ETA, asociado a la ocurrencia de eventos meteorológicos extremos en el Perú. Por lo tanto, evaluar el modelo durante los eventos de nevadas intensas permitirá identificar fortalezas y debilidades que pueden presentar las predicciones del modelo ETA/SENAMHI ante estos eventos. Asimismo, la evaluación cualitativa y cuantitativa de campos sinópticos de las variables meteorológicas generadas por el modelo generará conocimiento que complementará la toma de decisiones de los pronósticos de nevadas regionales elaboradas por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) en el marco de una prevención oportuna para una adecuada gestión de riesgos.

El estudio se planteó el siguiente objetivo general:

Evaluar la predicción del modelo mesoescalar ETA/SENAMHI asociado al evento de nevada regional de mayor impacto en la sierra sur del Perú en el período 2004-2014.

Y los siguientes objetivos específicos:

Evaluar cualitativamente la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI asociadas al evento de nevada regional.

Evaluar predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI asociadas al evento de nevada regional.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Impacto extremo y cuantificación

Actualmente existe una variedad de definiciones para eventos extremos. Lavell et al. (2012) precisa que un evento extremo se define como la ocurrencia de un valor de una variable meteorológica o climática por encima (o por debajo) de un valor umbral cerca de los extremos superiores (o inferiores) del rango de valores observados. Diaz y Murnane (2008) mencionan que estos eventos se caracterizan por presentar valores extremos de alguna variable meteorológica y usualmente pueden generar daños. La severidad de un evento extremo combinado con los niveles de vulnerabilidad y exposición definirá la ocurrencia de un desastre (Lavell et al. 2012). Estos 2 factores son dependientes de factores sociales, económicos, geográficos y el rol gubernamental. De esta forma, si un evento extremo resulta en impacto extremo en los humanos y el sistema social, depende del grado de exposición y vulnerabilidad, así como de la magnitud de evento extremo mismo (Lavell et al. 2012, Singh y Zommers 2014, UNISDR 2009).

Un impacto extremo se considera así cuando es altamente significativo y de consecuencias duraderas para la sociedad, el ambiente físico natural o los ecosistemas. Asimismo, los impactos extremos pueden ser el resultado de un solo evento extremo, sucesivos eventos extremos o no extremos, incluidos eventos no climáticos o simplemente la persistencia de condiciones, como las que conducen a sequías. De esta forma, se consideran 3 clases de impactos: 1) cambios en el ambiente físico natural; 2) cambios en los ecosistemas; y 3) efectos adversos (según una variedad de métricas) en humanos o condiciones sociales y activos (Lavell et al. 2012).

Below et al. (2012) menciona que dentro de las métricas para cuantificar los impactos económicos y sociales se pueden incluir los siguientes:

- Personas damnificadas y daños
- Número de personas desplazadas permanente o temporalmente
- Número de personas afectadas directa o indirectamente
- Impacto en las propiedades, medidos en cantidad de edificios dañados o destruidos
- Impacto en la infraestructura
- Impacto en los servicios de los ecosistemas
- Impacto en cultivos y sistemas agrícolas
- Impacto en portadores de enfermedades
- Impacto en el bienestar psicológico y sentido de seguridad
- Pérdida económica o financiera

2.2. Precipitación

La precipitación es parte de uno de los 3 procesos que constituyen el ciclo del agua de la atmósfera: evaporación, condensación y precipitación. Durante este proceso, el agua que alcanza la superficie de la tierra desde la atmósfera en forma líquida o sólida es denominada precipitación. La precipitación en forma líquida incluye lluvia y llovizna, mientras que la forma sólida, nieve y granizo. La precipitación puede ser del tipo estratiforme, convectiva o una combinación de ambas. El rol que cumple la precipitación del tipo estratiforme en sistemas convectivos es importante, especialmente en regiones tropicales (Houze 1981). Precipitación de ambos tipos ocurren en el altiplano del sur de Perú y Bolivia y afecta principalmente el balance de masa de aproximadamente el 90% de glaciares tropicales del mundo (Mark 2008, Mohr 2014, L'Hote et al. 2015)

2.2.1. Procesos físicos para la ocurrencia de nevadas

El documento de la Organización Meteorológica Mundial N° 407 (2017) define la nieve como precipitación de cristales de hielo, aislados o aglomerados, que caen desde una nube. La forma, tamaño y concentración de cristales de hielo difiere considerablemente, según sea la temperatura a la cual se forman, así como de las condiciones donde se desarrollan. Asimismo, indistintamente del tipo de cristal de nieve que puede ocurrir durante su precipitación, todos ellos tienen gran número de superficies reflectantes lo cual hace que el ojo humano la perciba de color blanco (OMM, 2017).

Desde el punto de vista de la microfísica de nubes asociado a la ocurrencia de nevadas, Perry (2006) indica que existe 3 procesos predominantes en las que los cristales de hielo logran formar los copos de nieve: deposición, acreción y agregación. La deposición se caracteriza por la difusión del vapor de agua en los núcleos de hielo, prevaleciendo bajo condiciones atmosféricas de temperaturas muy frías, y conllevando así al crecimiento de los cristales de hielo, mientras que la acreción ocurre cuando las gotas de agua colisionan entre ellas y se congelan directamente en los cristales de hielo, proceso vinculado a la formación de graupel o pequeñas bolas de nieve. El proceso de agregación consiste en la colisión de cristales de hielo con otros cristales y ocurren con frecuencia a temperaturas debajo o igual a 0 °C y pueden producir grandes cantidades de copos de nieve (Pruppacher y Klett 1997). La figura 1 muestra las posibles interacciones que pueden ocurrir entre las partículas dentro de una nube para la formación de precipitación. Se distingue así, la predominancia de los procesos microfísicos de deposición, acreción y agregación para la generación de nieve.

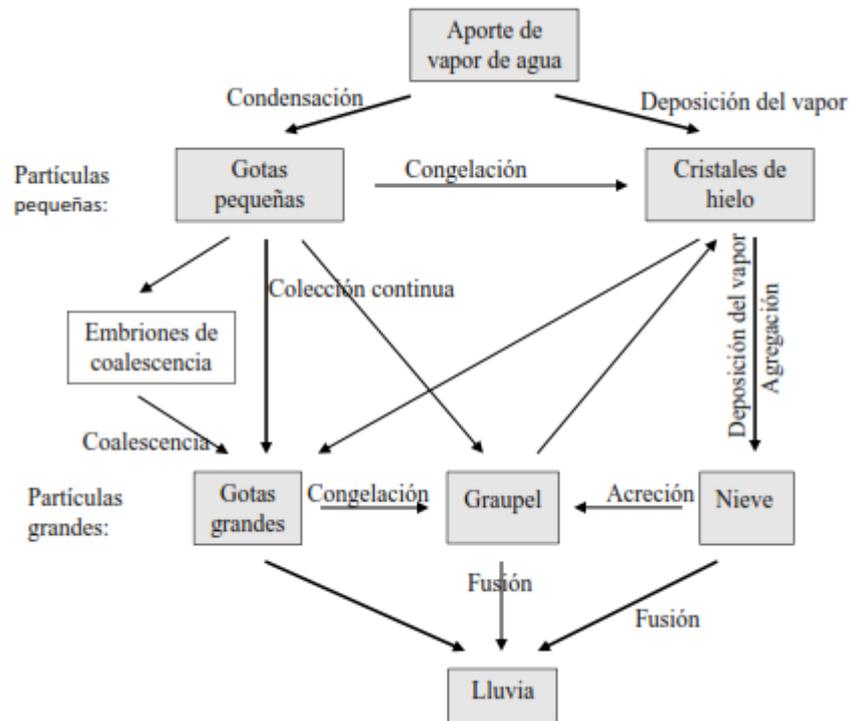


Figura 1: Diagrama simplificado de las interacciones en la microfísica de nubes.
Adaptado de Rutledge and Hobbs (1984)

La temperatura del entorno microfísico de la nube regula la presencia gotas de agua líquida y cristales de hielo. Así, Perry (2006) menciona que las gotas de agua líquida superan cuantitativamente a los cristales a temperaturas ligeramente por debajo de 0°C, mientras que por debajo de los -15 °C coexisten en gran cantidad gotas de agua líquida sobreenfriadas y cristales hielo. Por debajo de los -20 °C predominan los cristales de hielo, mientras que debajo de los -40 °C solo existen cristales de hielo. Asimismo, es importante para el desarrollo de los cristales de hielo la presencia suficiente de núcleos de hielo debido a que en su ausencia las gotas de agua superenfriada no formarán cristales de hielo aun hasta los -40 °C. Diversos estudios indican que el crecimiento de los cristales de hielo se da más rápido entre temperatura de nubes entre -14 a -17 °C (Auer and White 1982, Pruppacher and Klett 1997), sugiriendo que es el rango ideal para el desarrollo de nevadas intensas.

Barry (1972), indica que para producirse la nieve y los conglomerados de cristales de hielo no logren fundirse antes del contacto con el suelo, el nivel de congelación debe estar próximo a la superficie del suelo y no sobrepasar los 300 m. Añade que la probabilidad máxima de la

ocurrencia de nieve y lluvia simultáneamente se da cuando la temperatura del aire es de unos 1.5 °C. Asimismo, agrega que raramente la nieve llegará a la superficie si la temperatura del aire es superior a los 4 °C.

Identificar el tipo de nube asociado a la ocurrencia de nevadas juega un rol importante desde el punto de vista observacional. Byers (1965) indica que la extensión vertical de las condiciones donde se da el crecimiento de los cristales de hielo dentro de una nube es importante ya que brinda un tiempo de residencia más largo y mejora el crecimiento de los cristales de hielo a través de la difusión del vapor de agua. OMM (2017) define a la nube Nimbostratus como una capa de nubes gris, a menudo oscura, con un aspecto velado por la precipitación de lluvia o nieve que cae más o menos continuamente desde ella. El espesor de la nube es lo suficientemente grande como para ocultar el Sol completamente. Houze (2014) agrega que al estar clasificado como nube de capa baja de acuerdo la altura de su base con respecto a la superficie local, se diferencia de los Stratus porque pueden ser extremadamente profundas en cuanto a su extensión vertical, alcanzando un tope de hasta el nivel de la tropopausa presentando así capas superiores compuestas completamente de hielo. Además, usualmente producen cantidades significativas de precipitación estratiforme en contraste con los Stratus.

Así como la temperatura de la nube es el factor más influyente en las características de los copos de nieve, el continuo suministro de vapor de agua y la presencia de núcleos de hielo son importantes para dar inicio al desarrollo de los cristales de hielo (Perry 2006). Asimismo, Auer y White (1982) mencionan que nevadas fuertes suelen ocurrir cuando condiciones favorables para el crecimiento de cristales de hielo (temperatura de las nubes de -14 a -17) coinciden con áreas de mayor movimiento de aire ascendente, conocido como nivel de máximo levantamiento, el mismo que es vinculado a zonas de convergencia y divergencia por debajo y encima de este respectivamente. El nivel de máximo levantamiento dependerá de los topos montañosos, pudiendo ubicarse en los topos o ligeramente sobre ellos. Por ejemplo, al sur de las montañas Appalachian en Estados Unidos, Perry (2006) encontró que las ocurrencias de nevadas de mayor intensidad se encuentran relacionadas a un fuerte ascenso o levantamiento de escala sinóptica en el nivel de 700 hPa.

2.3. Dinámica de la atmósfera

2.3.1. Ecuaciones fundamentales

Las ecuaciones fundamentales o ecuaciones que gobiernan la atmósfera se encuentran basadas en las siguientes leyes físicas: segunda ley de movimiento de Newton, conservación de masa y la primera ley de la termodinámica (Holton, 2004).

a. Ecuación de movimiento

El movimiento del aire se encuentra fundamentada por la segunda ley de Newton, representada mediante las ecuaciones de momento horizontal. La ecuación de movimiento en su forma vectorial es:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - \hat{k} \times f\vec{V} \quad \dots \text{Ec (1)}$$

Dónde: \vec{V} : viento (m/s), p : presión (Pa), ρ : densidad del aire (kg/m^3), t : tiempo (s), f : Parámetro de Coriolis ($f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin\phi$) y ϕ : latitud, Ω : velocidad angular de la Tierra ($7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y \hat{k} : vector unitario k en la dirección z .

Al transformar la ecuación 1 a través de la relación de Euler y usar la presión como variable independiente o coordenadas isobáricas, quedaría definida de la siguiente forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - fv = -g \frac{\partial z}{\partial x} + F_x \quad \dots \text{Ec (2)}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu = -g \frac{\partial z}{\partial y} + F_y \quad \dots \text{Ec (3)}$$

Dónde:

$$\omega = \frac{dp}{dt} \quad \dots \text{Ec (4)}$$

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad \dots \text{Ec (5)}$$

Además: u: componente zonal del viento (m/s), v: componente meridional (m/s), w: componente de la velocidad vertical del viento (m/s), ω : movimiento vertical omega, F_x, F_y : Fuerza de fricción de zonal y meridional, g: gravedad (m/s²).

b. Ecuación de continuidad

La ley física de la conservación de la masa aplicada a una parcela de aire es expresada mediante la ecuación de continuidad:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{V} \quad \dots \text{Ec (6)}$$

También llamado forma divergente de velocidad de la ecuación de la continuidad.

Mientras que para una superficie isobárica está definida de la siguiente manera:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) p = - \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad \dots \text{Ec (7)}$$

La misma que asocia la divergencia horizontal sobre una superficie isobárica con el movimiento vertical (ω). De esta forma, es posible determinar el movimiento vertical conociendo la distribución vertical de la divergencia horizontal.

c. Ecuación de la energía termodinámica

Los cambios de temperatura en una parcela de aire en movimiento se encuentran gobernadas por la Primera Ley de la Termodinámica,

$$c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = J \quad \dots \text{Ec (8)}$$

Dónde: c_v : calor específico del aire seco a volumen constante ($717 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), p : presión (Pa), α : volumen específico (m^3/kg), J : tasa de calentamiento ($\text{J kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), T : temperatura (K), t : tiempo (s)

Asimismo, puede ser escrita de la siguiente forma:

$$c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dP}{dt} = J \quad \dots \text{Ec (9)}$$

Dónde: c_p : calor específico del aire seco a presión constante ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

De esta forma, la ecuación termodinámica para un fluido en movimiento puede transformarse a coordenadas isobáricas en un punto fijo de la siguiente forma:

$$c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} \right) - \alpha \omega = J \quad \dots \text{Ec (10)}$$

Por último, con la inclusión del parámetro de estabilidad estática (S_p) la ecuación queda de la siguiente forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - S_p \omega + \frac{1}{c_p} J \quad \dots \text{Ec (11)}$$

A partir del cual, es posible calcular el cambio local de temperatura.

2.3.2. Aproximaciones físicas del viento

a. Flujo geostrófico

El viento geostrófico es una aproximación al viento real. A escala sinóptica y por encima de la capa límite planetaria, el viento en la atmósfera se encuentra en un estado donde la fuerza gradiente de presión y la fuerza de coriolis se encuentran en equilibrio, denominado balance geostrófico, aplicable para regiones extra-tropicales.

De acuerdo a la ecuación 1, un balance geostrófico asume que el término A (aceleración del viento) puede ser despreciado a escala sinóptica, para latitudes extratropicales, como resultado del análisis de escala aplicado a la ecuación de movimiento, como consecuencia de un número de Rossby inferior a 1 ($Ro \ll 1$). De esta forma la ecuación 1 resulta en el siguiente balance:

$$\frac{1}{\rho} \nabla p = -\hat{k} \times f\vec{V} \quad \dots \text{Ec (12)}$$

Esta ecuación es la razón principal del por qué se analizan las isóbaras en una carta de superficie, del cual se puede inferir la dirección y velocidad del viento.

b. Balance hidrostático

Además de la existencia de aproximaciones físicas al viento real mediante el balance de fuerzas en la horizontal, la atmósfera también se encuentra regularmente en un estado de balance de fuerzas en la vertical. Este balance se describe cuando la fuerza gravitacional y la componente vertical de la fuerza gradiente de presión son mayores en magnitud con respecto a la aceleración vertical y la componente vertical de fuerza de coriolis.

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{R_d T}{p} \quad \dots \text{Ec (13)}$$

Dónde: ϕ :geopotencial (J/kg^2), R_d : constante del gas para aire seco, p: presión (Pa), T: temperatura (K).

Circulaciones de escala sinóptica se encuentran bajo un balance hidrostático, así como ciclones tropicales, frentes y huracanes.

2.3.3. Parámetros dinámicos de circulación atmosférica

a. Vorticidad

La vorticidad es considerada una propiedad cinemática de un fluido que mide su rotación. Asimismo, la vorticidad es una cantidad vectorial que se define como el rotor del campo de velocidades. De esta forma, la vorticidad relativa en coordenadas cartesianas se define:

$$\vec{v} = \nabla \times \vec{V} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \hat{k} \quad \dots \text{Ec (14)}$$

Dónde: \vec{v} : vorticidad relativa; $\nabla \times \vec{V}$: rotacional del viento; u,v,w: componente zonal, meridional y vertical del viento (m/s); $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$: viento unitario en la dirección x,y y z respectivamente.

En meteorología dinámica es de especial interés el componente vertical de la vorticidad relativa, de esta forma se tiene:

$$\zeta = \hat{k} \cdot \vec{v} = \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad \dots \text{Ec (15)}$$

Dónde: ζ : componente vertical de la vorticidad relativa;

Los campos de vorticidad relativa son muy útiles para el diagnóstico de sistemas de latitudes medias debido a que los sistemas atmosféricos con vorticidad relativa positiva

(negativa) en el hemisferio Sur se encuentran asociadas a la presencia de anticiclones (ciclones).

b. Vorticidad potencial y tropopausa dinámica

La vorticidad potencial (VP) es una propiedad conservativa para parcelas de aire en flujos adiabático y sin fricción. Está representada por:

$$P = -g(\zeta_{\theta} + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} = Cte. \quad \dots \text{Ec (16)}$$

Dónde: θ : superficie de temperatura potencial constante, ζ_{θ} : vorticidad relativa en una superficie isentrópica, y $\frac{\partial \theta}{\partial p}$: estabilidad estática. La unidad utilizada para P es conocida como UVP, donde 1 UVP equivale a $10^{-6} m^2 K/kg.s$, indicado por Hoskins et al. (1985).

El cociente entre la vorticidad absoluta y la altura del vórtice definen a la vorticidad potencial. La altura puede ser calculada mediante la distancia entre dos superficies isentrópicas en coordenadas de presión. De esta forma, la vorticidad potencial en una parcela de aire depende de las variaciones en la latitud, así como de la estabilidad estática vertical.

Los frentes o corrientes en chorro están asociadas con importantes anomalías de vorticidad potencial, que son afectadas rápidamente bajo condiciones cuasi-adiabáticas (niveles altos de la tropósfera). Al conservarse la VP en superficies isentrópicas, hace a esta variable muy útil para identificar y seguir el desarrollo sistemas frontales y corrientes en chorro (Holton, 2004).

Una tropopausa dinámica (TD) puede ser definida como el límite de intercambio troposférico y estratosférico (Quispe 2009). Los valores de vorticidad potencial también son utilizados para definir a la tropopausa dinámica (TD). Valores comprendidos entre 1.5 – 2.0 UVP se refieren a una definición de la tropopausa utilizando una iso-superficie de VP (Lackmann G. 2011).

c. Divergencia

La representación de la divergencia está dada por la ecuación de continuidad (Ec. 7). Además, puede ser reescrita como:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla \cdot \vec{V}_H \quad \dots \text{ Ec (17)}$$

Dónde: $\nabla \cdot \vec{V}_H$: divergencia horizontal del viento y $\omega = \frac{dp}{dt}$: velocidad vertical en una superficie isobárica (hPa/s).

La compresión o elongación de una columna atmosférica se encuentran relacionados a los procesos de divergencia o convergencia. Por lo tanto, es posible determinar el movimiento vertical a partir de la distribución vertical de la divergencia horizontal. De esta forma, la ocurrencia de divergencia horizontal (convergencia) en superficie estará asociada a una compresión vertical (elongación).

Es importante indicar la estrecha relación entre la vorticidad y la divergencia. Martin E. (2006) de acuerdo a la obtención de la ecuación de la vorticidad en coordenadas de altura indica que la convergencia genera vorticidad ciclónica mientras que la divergencia genera vorticidad anticiclónica. Además, la ecuación de la vorticidad mostrada en la Ec. 14 puede ser mostrada en coordenadas isobáricas, de la siguiente forma:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\overline{\vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f)} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - (\zeta + f)(\nabla \cdot \vec{V}) + \hat{k} \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) \dots \text{ Ec (18)}$$

Donde, en síntesis, la vorticidad absoluta dependerá de los 4 términos mostrados en el lado derecho de la ecuación, donde el primer término se refiere a la advección horizontal, el segundo a la advección vertical, el tercero al término divergente y el último a la inclinación. Luego de un análisis de escala para movimiento de escala sinóptica y en latitudes medias, la ecuación de vorticidad puede ser aproximada como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{d_h \zeta}{dt} = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad \dots \text{Ec (19)}$$

Dónde: $\frac{d_h \zeta}{dt}$: tasa de cambio lagrangiana de la vorticidad absoluta siguiendo el movimiento horizontal.

A escala sinóptica, se logra observar que la rotación de un fluido depende de la presencia de divergencia del fluido, el mismo que mediante la ecuación de la continuidad concentrará regiones de movimientos ascendentes o descendentes. De esta forma, el cambio en la vorticidad absoluta está dado por la concentración o disipación de la vorticidad causada por la convergencia o divergencia del flujo horizontal respectivamente.

2.4. Técnicas de análisis para regiones tropicales

Las ecuaciones fundamentales se encuentran mayormente analizadas y aplicadas para regiones de latitudes medias; sin embargo, estas asunciones deben ser consideradas con cuidado al utilizarlas sobre regiones tropicales. Entre las principales diferencias de ambas regiones es posible mencionar la menor magnitud del parámetro de coriolis sobre los trópicos, de esta forma la aproximación entre el viento real y el viento geostrófico debe ser reconsiderada. A diferencia de latitudes medias, se deben tener en consideración que el rol que tienen los procesos convectivos, así como los efectos del vapor de agua y el calor latente que dominan el desarrollo de los sistemas atmosféricos en la región tropical.

A partir de la ecuación 1 y mediante utilización de la magnitud del número de Rossby en relación a la latitud geográfica es posible analizar la relación entre la fuerza inercial y la fuerza de coriolis, y así determinar una aproximación idónea para el viento real. En regiones tropicales el número de Rossby se encuentra alrededor del valor unitario, y no puede despreciarse el término inercial, de esta forma los 3 términos mostrados en la ecuación 1 deben ser considerados (balance gradiente). La obtención de mayores valores de Rossby para regiones tropicales implicaría que a escala sinóptica la teoría cuasi-geostrófica no es muy útil para explicar la dinámica de las circulaciones tropicales a escala sinóptica, asimismo a escala planetaria la teoría debe ser aplicada cuidadosamente.

La razón principal del uso del mapa isobárico es la inferencia de la dirección y velocidad del viento a partir del análisis isobárico, esto a partir de la aproximación geostrófica (ecuación 12), sin embargo, sobre regiones tropicales no existe esta simple relación entre presión y viento. Asimismo, el gradiente de presión suele ser débil en los trópicos. En consecuencia, de estas 2 razones, existen otras técnicas de análisis para regiones tropicales como lo son: el análisis de líneas de corriente y las isotacas.

a. Líneas de corriente

Las líneas de corriente se encuentran basadas en el análisis cinemático troposférico, siendo definidas como líneas de flujo tangentes a la dirección del viento en un instante dado (Laing y Evans 2015).

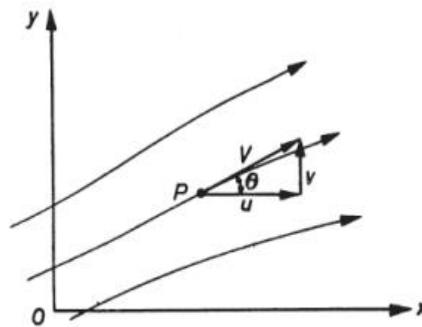


Figura 2: Línea de corriente en el punto P e instante t_0 .

Dónde: en el flujo bidimensional, la línea de corriente que pasa por el punto P (x, y) es tangencial al vector de velocidad V en P. Se asume que “ u ” y “ v ” son los componentes zonal y meridional de V .

El análisis de líneas de corriente permite representar el patrón de aire que se mueve horizontalmente y su importancia radica en identificar la circulación atmosférica en regiones tropicales asociados al tiempo atmosférico. Antiguamente, se realizaba el trazado de líneas de corriente a partir de un mapa con datos observados de viento. Actualmente, existen programas computacionales que realizan esta técnica de análisis de forma automática a partir de la ingesta de datos proporcionados por modelos de predicción numérica del tiempo (Ramage 1995). Entre las características que se encuentran en un análisis de línea de corriente, se encuentran:

- **Asíntotas (divergente o convergente):** una línea de corriente confluyente (difluente) se caracteriza porque las líneas de corriente se mueven hacia ella (se alejan de ella). La ocurrencia de divergencia o convergencia dependerá de la distribución de la velocidad del viento.
- **Vórtices:** centros de circulación ciclónica o anticiclónica acompañado de flujos entrantes o salientes que podrían coincidir con centros de baja o alta presión.
- **Ondas:** perturbaciones presentes en las líneas de corrientes, análogos a la presencia de cuñas y vaguadas en un análisis isobárico o de altura geopotencial.
- **Cúspides:** representación intermedia entre una onda y un vórtice (circulación cerrada)
- **Puntos neutrales:** puntos sobre los cuales 2 asíntotas se intersectan, caracterizado por presentar viento calmo.

Asimismo, se debe considerar que: las líneas de corriente no son necesariamente equivalente a trayectorias, son paralelas al viento y los puntos neutrales suelen ser regiones pequeñas y con presencia de viento calmo.

b. Isotacas

El análisis de isotacas se caracteriza por identificar el campo de velocidad de viento en una carta. Se complementa junto a un mapa de líneas de corriente y resalta su importancia en la identificación de la variabilidad del viento (Ramage 1995).

Los niveles isobáricos recomendados para el análisis de líneas de corriente e isotacas para relacionar las características de la circulación atmosférica con los patrones atmosféricos suelen ser 850 hPa, 500 hPa y 250 hPa.

2.5. Escalas meteorológicas

En el contexto de la presente investigación, es importante recordar los conceptos asociados a las escalas meteorológicas, haciendo especial énfasis en la escala sinóptica y mesoescalar. Existe más de una forma de clasificar las escalas de sistemas meteorológicos. Orlanski (1975) define una de las escalas más utilizadas hasta el día de hoy, la cual está basada de acuerdo al alcance espacial y temporal. La tabla 1 muestra un resumen de algunos ejemplos de escalas temporales y horizontales para los fenómenos atmosféricos propuestos por diferentes autores.

Tabla 1: Definiciones de escala atmosférica

Escala horizontal (Thunis y Borstein 1996)	Escala temporal	Stell (1988)	Pielke (1984)	Orlanski (1975)	Presente	Fenómeno atmosférico
10 000 km	1 mes	↑ Macro ↓	↑ Sinóptico	Macro-α	Macro-α	Circulación general, ondas Rossby
2 000 km	1 semana		↓ Regional	Macro-β	Macro-β	Ciclones sinópticos
200 km	1 día		↓ Meso-α	Macro-γ	Meso-α	Frentes, huracanes
20 km	1 h	↑ Meso ↓	↑ Meso	Meso-β	Meso-β	Jet niveles bajos, complejos convectivos, ondas de montaña, brisa marina
2 km				Meso-γ	Meso-γ	Tormentas, turbulencia en aire claro
200 m	30 min	↑ Micro ↓	↑ Micro	Micro-α	Meso-δ	Cumulus, tornado
20 m	1 min			Micro-β	Micro-β	Trombas marinas
2 m	1 s			Micro-γ	Micro-γ	Turbulencia
		Micro δ			Micro-δ	

FUENTE: Lin (2007). Adaptado al español.

Lin (2007) menciona que, al estudio concernido al análisis y predicción de fenómenos meteorológicos de larga escala, basado en el uso de información meteorológica obtenida simultáneamente sobre una red de observaciones estándar, se denomina meteorología sinóptica. También denominada escala ciclónica, macroescala o larga escala. En cuanto a los fenómenos de mesoescala, Orlanski (1975) los clasifica dentro si estos abarcan en un rango horizontal entre a 2 a 2000 km aproximadamente. Asimismo, indica que después del año 1980 los fenómenos mesoescalares así como sus interacciones con los fenómenos de escala sinóptica y microescala han adquirido mayor relevancia y estudios de investigación, como consecuencia del avance en técnicas observacionales, un mayor incremento en las redes observacionales de mesoescala y un avance rápido en técnicas de modelamiento numérico.

2.5.1. Patrones de escala sinóptica asociado a la ocurrencia de nevadas

Una de las primeras investigaciones para determinar las configuraciones sinópticas asociadas a la ocurrencia de nevadas de gran alcance espacial en la sierra sur del Perú fue realizada por Mestanza (1994), encontrando en superficie la interacción entre un sistema de alta térmica asociada con la presencia de un frente frío cuasiestacionario en territorio argentino, mientras que en niveles de tropósfera media, un sistema de vaguada sobre el sur del continente en el nivel de 500 hPa en dirección sur-norte, así como la presencia de advección cálida desde latitudes ecuatoriales sobre la zona sur altoandina durante los días centrales de los eventos ocurridos en julio y agosto de 1992.

Vuille y Ammann (1997) investigaron sobre las circulaciones atmosféricas relacionadas a los episodios de nevadas en la zona altoandina árida del norte de Chile en el invierno austral durante 1990-1996. Estos episodios estuvieron vinculados a 2 patrones: al desplazamiento hacia el norte de masas de aire frío y a sistemas de bajas segregadas (cut-off) desde el Pacífico. Afirmando que la distribución espacial de la caída de nieve en la zona altoandina se encuentra modulada por el tipo de configuración sinóptica asociada. La primera categoría consiste en la aproximación de un frente frío originado en el pacífico que alcanza la zona norte de Chile, generando fuerte caída de nieve en los Andes áridos. La vaguada de baja presión perteneciente al frente frío es fácilmente detectable en el nivel de 500 hPa. La segunda categoría se encuentra asociada a una masa de aire polar aislado que recorre hacia

las costas del norte de Chile como una célula aislada. La configuración asociada fue representada mediante cartas sinópticas de altura geopotencial en 500 hPa, logrando identificar un sistema de baja segregada permitiendo la interacción entre aire frío del Pacífico y aire cálido tropical sobre la zona árida de los Andes.

Quispe (2006) describe la formación y evolución de una Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA) sobre la zona este del Pacífico tropical ocurrida en junio/julio del 2004 asociada a la fuerte caída de nieve en la zona altoandina del sur del Perú. El autor describe la circulación atmosférica de escala sinóptica en niveles medios y altos asociada al posicionamiento de una vaguada profunda sobre el este del Pacífico tropical estimulado por la amplificación de una cuña precedente y compuesta por el Jet subtropical y la rama norte del jet polar, aislando de esta forma una burbuja de aire frío en la región subtropical. Asimismo, el ingreso de aire frío fue apoyada desde niveles altos hacia niveles medios, estimulado por la incursión del Jet Stream (JS) y reflejado por la caída de la tropopausa en latitudes de 20°S. Por otro lado, la advección de humedad desde la cuenca amazónica generada por una circulación anticiclónica en niveles medios y bajos sobre el continente de Brasil y Bolivia fue un factor vital para complementarse con los procesos mencionados, derivando en la formación de una frontogénesis y la posterior ocurrencia del evento en zonas sobre los 3 500 msnm de la región sur del Perú.

Una de las recientes investigaciones relacionadas a la ocurrencia de nevadas la desarrolló Quispe (2017). Encontraron 4 patrones atmosféricos asociados a DANAS que favorecen principalmente a la ocurrencia de nevadas en la sierra sur, y en menor grado en sierra central. Así como Quispe (2014), también destaca la importancia de la humedad advectada y canalizada hacia los Andes peruanos desde el atlántico y la amazonia, especialmente en los niveles isobáricos de 500 a 600 hPa, y la interacción de este mecanismo con la masa de aire fría y seca proporcionada por la presencia de la DANA en niveles medios. Asimismo, indica la importancia de la advección de humedad en los niveles de 700 a 850 hPa para la ocurrencia de nevadas la sierra occidental sur y sierra central. Quispe (2017) encontró que existe una mayor frecuencia de ocurrencia de nevadas en la sierra sur durante el invierno, y con un mayor alcance territorial que en los meses de verano; presentándose también los niveles más bajos en la cota de nieve, alrededor de los 3400 m.s.n.m. en la sierra occidental sur. Bonshoms et al. (2018) agrega que, de acuerdo al estudio de frecuencia de nevadas en el

Perú, se determinó 5 configuraciones atmosféricas que favorecen las ocurrencias de nevadas en la cordillera de los Andes. Configuraciones asociadas a la presencia de una DANA, la Alta de Bolivia o una vaguada en niveles de tropósfera alta y media, circulaciones que aportan aire frío y divergencia para la generación de nieve, condicionadas bajo la presencia de humedad atmosférica.

Así como la circulación de escala sinóptica cumple un rol fundamental para la ocurrencia de nevadas de gran intensidad en la sierra sur del país, algunas influencias topográficas de mesoescala interactúan con patrones de escala sinóptica intensificando la caída de nieve. Por ejemplo, Perry (2006) encontró las 4 mayores influencias mesoescalares, siendo estas: el acuñaamiento de aire frío, zonas de convergencia inducidas por el terreno, ondas de Lee y el calentamiento diferencial. El rol de sistemas de mayor escala también cumple un rol fundamental; de esta forma, la caída de nieve originada únicamente por levantamiento orográfico puede ser intensificada cuando el proceso de levantamiento de escala sinóptica afecta a las regiones montañosas (Perry 2006).

2.6. Modelamiento numérico de la dinámica atmosférica

Una de las herramientas indispensables para la realización de pronósticos y la investigación de fenómenos atmosféricos es el modelamiento numérico de la atmósfera. Los modelos numéricos son abstracciones numéricas que permiten simular, a través de aproximaciones, los procesos e interacciones físico-dinámicos del clima en diferentes escalas temporales (Ávalos 2009). Guerrero et al. (2013) mencionan que los modelos de predicción meteorológica realizan las aproximaciones referidas a la conservación de la masa, la energía y el momento lineal en la atmósfera, partiendo de condiciones iniciales obtenidas mediante un proceso de asimilación de datos, a partir de modelos de circulación general y un conjunto de observaciones a un determinado momento de tiempo (t). Uno de estos modelos es el GFS (Global Forecast System), el cual se ejecuta operativamente 4 veces al día en el NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Sin embargo, los datos proveídos por los modelos globales presentan una baja resolución espacial para regiones de menor escala y orográficamente complejas. En estos casos, un modelo atmosférico de mesoescala puede ser empleado, el mismo que utiliza los resultados del modelo global como condiciones iniciales y de frontera (González et al. 2013).

Popovic (2006) indica que, de acuerdo al tipo de ecuaciones primitivas, los modelos pueden ser divididos en:

- Modelos hidrostáticos
- Modelos no hidrostáticos

Los modelos hidrostáticos usan ecuaciones primitivas hidrostáticas, que diagnostican el movimiento vertical a partir del movimiento horizontal previsto, mientras que los no hidrostáticos usan las ecuaciones primitivas no hidrostáticas, pronosticando directamente el movimiento vertical.

Vernekar et al. (2003) mencionan que los estudios previos realizados sugieren que el clima en Sudamérica varía en varias escalas de tiempo, y tienen una gran variabilidad espacial. De esta forma, esta variabilidad puede tener un profundo impacto en la energía regional y recursos hidrológicos, en este sentido sugieren la utilización de un modelo regional sobre un dominio limitado.

2.6.1. Modelo ETA/SENAMHI

Mesinger (1984) define al modelo ETA como un modelo hidrostático que dentro de sus características más destacadas es el empleo de la coordenada vertical “Eta”. Este tipo de coordenada presenta superficies cuasi-horizontales que tienen el objeto de reducir los problemas de cálculo de la fuerza horizontal de presión, la advección y la difusión horizontal sobre pendientes topográficas muy abruptas y de gran pendiente como la Cordillera de los Andes (Seluchi y Chou 1999, Popovic 2006, Ávalos 2009).

El SENAMHI en el Perú a través de su Dirección de Meteorología Aplicada (DMA) ejecuta operacionalmente el modelo ETA 2 veces al día. La implementación del modelo se dió durante marzo de 1999, actualmente el modelo se ejecuta para los dominios de Perú y Sudamérica con una resolución horizontal de 22 y 32 km respectivamente. Las condiciones iniciales y de frontera son obtenidas del modelo Global Forecast System (GFS) para las 00Z y 12Z, siendo el tiempo de predicción de 72 horas para el dominio Perú y 120 horas para

Sudamérica. El dominio de Sudamérica presenta una resolución vertical de 50 niveles y una resolución temporal de 6 horas (Tabla 2).

Tabla 2: Características operativas del modelo ETA/SENAMHI

	Perú	Sudamérica
Área (Latitud; Longitud)	85°W-56°W; 28°S-4°N	116°W-34°W; 54°S-13°N
Resolución horizontal	22*22 km	32*32 km
Niveles verticales	38 niveles	50 niveles
Resolución temporal (ejecución 00Z y 12Z)	6 horas	
Parametrizaciones	Convección: Kain-Fritsch (Desde 2007) Capa límite: Mellor – Yamada 2.5 Radiación: GFDL Modelo hidrostático	
Tiempo de previsión	72 horas	120 horas
Condiciones iniciales y de frontera	Atmósfera y Océano: Global Forecast System (GFS)	
Período disponible	Enero 2007 – actualidad	Enero 2009 - actualidad

FUENTE: Adaptado de Ávalos 2009 y Llacza 2013.

2.7. Verificación de los pronósticos

Stanski et al. (1989) definieron la verificación como la evaluación y la cuantificación de la relación entre un conjunto de pronósticos y observaciones. Asimismo, las actividades de verificación son útiles si éstas conducen a toma de decisiones con relación al producto verificado, y de esta forma la decisión debe generar cambios en la forma como se elaboran los pronósticos o conducir a una decisión de “no hacer nada” y considerar que el producto es satisfactorio.

Por otro lado, Jiménez (2014) menciona que el proceso de verificación involucra la medición de relación entre un pronóstico o conjunto de pronósticos y las correspondientes observaciones del predictando. Por eso cualquier método de verificación de pronóstico envuelve necesariamente la comparación entre pares coincidentes de pronósticos y observaciones a las cuales ellos pertenecen.

2.7.1. Propósito y modelo de verificación

De acuerdo a Stanski et al. (1989) las actividades de verificación en meteorología son principalmente de 2 tipos: administrativos y científicos. El propósito administrativo tiene como fin justificar el establecimiento de un servicio de pronóstico dentro del Servicio Meteorológico, así como la inclusión de mejorar el equipamiento computacional, etc. Asimismo, la verificación con fin administrativo debe hacerse de forma continua para monitorear la calidad de los pronósticos y rastrear los cambios en su calidad a través del tiempo. El propósito científico tiene como fin identificar fortalezas y debilidades de un producto de pronóstico en suficiente detalle mediante acciones especificadas, los cuales llevarán a mejorar el pronóstico, es decir, proveer información para la investigación y desarrollo.

Existen varios modelos de verificación válidos, sin embargo, Stanski et al. (1989) presenta un modelo general para verificación de elementos de pronóstico del tiempo mediante un esquema coherente de las características relativas de las medidas de verificación y los tipos de decisiones que conducen a su selección (Figura 2).

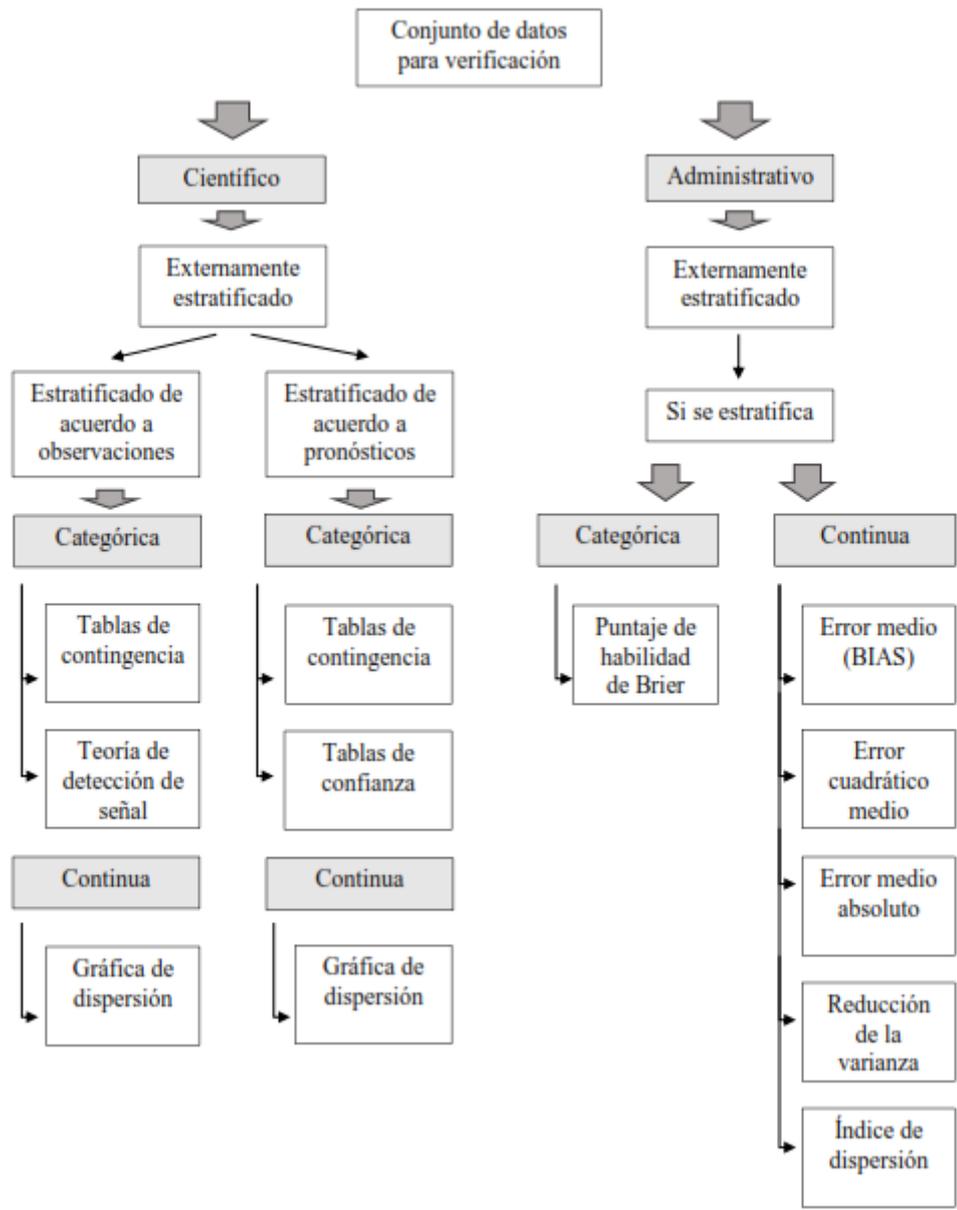


Figura 3: Modelo general para la verificación del pronóstico meteorológico
 FUENTE: Adaptado de Stanski et al. 1989.

La figura 3 muestra que un modelo de verificación se inicia mediante un conjunto asociado de datos de pronósticos y observaciones, posteriormente se define el propósito de verificación. Asimismo, la estratificación puede ser de acuerdo a las observaciones o al pronóstico. De acuerdo con las observaciones implica definir categorías conforme los valores observados, luego se define el tipo de verificación (variable categórica o continua) y finalmente, las medidas de la verificación. Tablas de contingencia para el análisis categórico; ploteo de dispersión, error absoluto medio, bias, etc., para la verificación por variable continua (Stanski 1989, Jiménez 2014).

2.7.2. Verificación de campos atmosféricos espaciales

Pronósticos de campos espaciales son generados por los modelos de PNT, siendo principalmente pronósticos determinísticos de variables continuas distribuidos en una grilla regular, tales como presión reducida al nivel del mar (MSLP) o temperatura. Una de las limitantes para verificar estos pronósticos son los datos observados distribuidos espacialmente de manera irregular, debido a que ambos conjuntos de datos pronosticados y observados deben estar disponibles en el mismo formato (Jollife y Stephenson 2008). Wilks (2011) menciona que los métodos cuantitativos de verificación para las predicciones de campos atmosféricos requieren evaluaciones más rigurosas de la calidad del pronóstico, dado que dichos métodos deben operar bajo campos grillados en el dominio espacial. Una solución a este problema son los métodos de interpolación de los campos pronosticados u observados (Jollife y Stephenson 2008). Un procedimiento común para la verificación de campos espaciales son los promedios espaciales debido a que otorgan un valor específico para un tiempo particular sobre un dominio dado. Entre estas medidas se tienen al error medio o bias, error medio absoluto (MAE), error cuadrático medio (MSE), S1 Score, la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), diagrama de Taylor y la correlación de anomalías (Jollife y Stephenson 2008, Wilks 2011).

III.METODOLOGÍA

3.1. Materiales

3.1.1. Área de estudio

Con la finalidad de evaluar el comportamiento de las configuraciones a escala sinóptica, en la presente investigación se utilizó como primera área de estudio la región de Sudamérica (A1). Asimismo, se definió una segunda área de estudio que abarcó la región de los departamentos del sur del Perú y sus vecindades (A2).

Los límites de la región A1 son próximas al área establecida como dominio de integración durante la ejecución del modelo ETA/SENAMHI. De esta forma la región A1 está limitado en el eje latitudinal entre los -50°S a -10°S y de forma longitudinal entre -115°W a -35°W .

La región A2 es de especial interés para el presente estudio dada la proximidad e interacción de los sistemas atmosféricos en tropósfera alta y media que condicionan la ocurrencia de nevadas generalizadas con la cordillera sur de los Andes. De esta forma la región A2 se definió en el eje latitudinal entre los -25°S a -13°S y longitudinal entre -85°W a -68°W .

Por otro lado, se estableció la región A3 debido a su importancia en la evolución de los parámetros meteorológicos en niveles bajos, como ya se verá durante el desarrollo de la presente investigación. Los límites geográficos de esta región fueron desde los -14°S a -9°S y desde -76°W a -70°W (Ver figura 4).

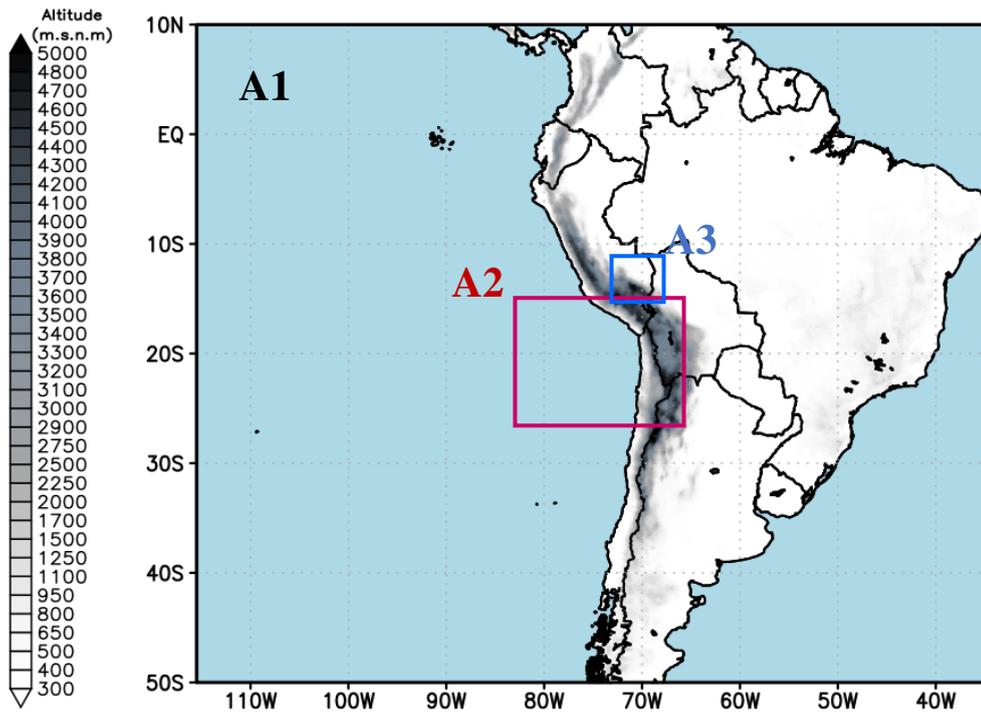


Figura 4: Área de estudio A1, A2 y A3.

3.1.2. Información meteorológica

a. Estaciones meteorológicas

Mediante el uso de información meteorológica registrada en las planillas de estaciones meteorológicas del SENAMHI ubicadas sobre los 3100 m.s.n.m. de la sierra sur se verificó la presencia de eventos de nevadas proporcionadas por INDECI. Se obtuvo información de la temperatura máxima diaria de las mismas estaciones con el fin de analizar su variabilidad durante la ocurrencia de nevadas.

Se utilizaron 43 estaciones convencionales distribuidas en los departamentos de Ayacucho, Apurímac, Cusco, Arequipa, Puno, Moquegua y Tacna. La tabla 3 muestra las coordenadas geográficas y las altitudes de las estaciones

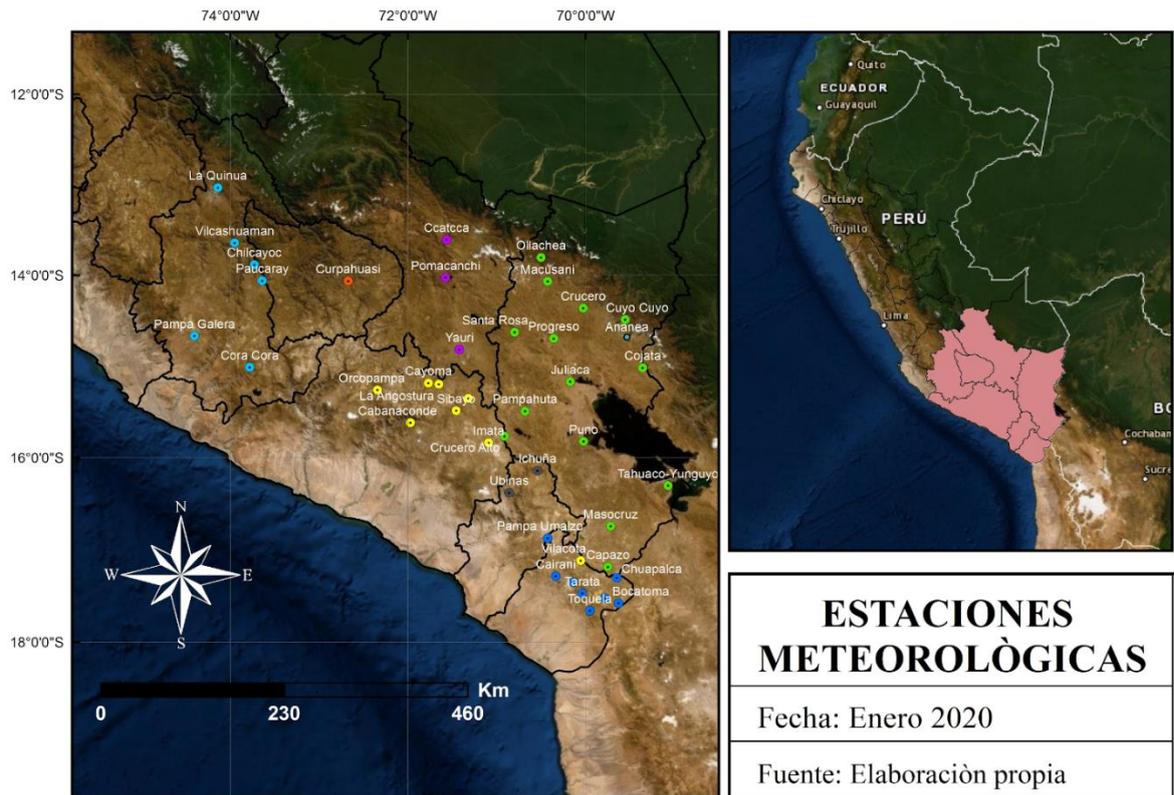


Figura 5: Distribución espacial de las estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI.

Tabla 3: Estaciones meteorológicas del SENAMHI en la sierra sur del Perú

Departamento	Estación meteorológica	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Altitud (m.s.n.m)
Ayacucho	La Quinoa	13.034	74.135	3316
Ayacucho	Vilcashuaman	13.644	73.949	3394
Ayacucho	Pampa Galera	14.668	74.401	3998
Ayacucho	Paucaray	14.06	73.638	3106
Ayacucho	Chilcayoc	13.883	73.727	3400
Ayacucho	Cora Cora	15.011	73.779	3200
Apurimac	Curpahuasi	14.063	72.67	3500
Cusco	Yauri	14.817	71.417	3927
Cusco	Pomacanchi	14.028	71.573	3686
Cusco	Ccatcca	13.61	71.56	3693
Puno	Ollachea	13.8042	70.4974	3420
Puno	Macusani	14.068	70.424	4331
Puno	Crucero	14.363	70.024	4130
Puno	Ananea	14.679	69.535	4660
Puno	Progreso	14.695	70.356	3905
Puno	Juliaca	15.169	70.169	3820
Puno	Puno	15.823	70.018	3840
Puno	Masocruz	16.746	69.712	3970
Puno	Pampahuta	15.491	70.677	4320
Puno	Tahuaco-Yunguyo	16.305	69.067	3860
Puno	Santa Rosa	14.627	70.796	3940
Puno	Capazo	17.186	69.746	4419
Puno	Crucero alto	15.767	70.917	4470
Puno	CuyoCuyo	14.489	69.549	3414
Puno	Cojata	15.017	69.356	4344
Arequipa	Imata	15.837	71.088	4445
Arequipa	Porpera	15.35	71.317	4152
Arequipa	Sibayo	15.486	71.453	3827
Arequipa	La Angostura	15.197	71.649	4256
Arequipa	Cayoma	15.184	71.767	4299
Arequipa	Orcopampa	15.261	72.339	3801
Arequipa	Cabanaconde	15.619	71.969	3379
Moquegua	Ubinas	16.383	71.969	3491
Moquegua	Ichuña	16.141	70.538	3792
Tacna	Vilacota	17.118	70.051	4440
Tacna	Chuapalca	17.305	69.644	4177
Tacna	Bocatoma	17.579	70.424	4260
Tacna	Pampa Umalzo	16.875	70.334	4609
Tacna	Cairani	17.288	69.949	3920

Continuación de Tabla 3.

Tacna	Toquela	17.661	69.949	3566
Tacna	Paucarani	17.525	69.779	4609
Tacna	Tarata	17.474	70.034	3050
Tacna	Susapaya	17.351	70.133	3433

b. Imágenes satelitales

Se utilizaron imágenes satelitales provenientes del satélite geostacionario GOES-13 en los canales infrarrojo, visible y de vapor de agua, con la finalidad de detectar la superficie cubierta de nieve durante la ocurrencia de los eventos de mayor impacto en la sierra sur del país. Asimismo, la importancia del mismo radicó en su interpretación para determinar el movimiento de los sistemas atmosféricos de escala sinóptica, así como el suministro de vapor de agua hacia la sierra sur.

c. Datos grillados del Reanalysis ERA-INTERIM

Para la descripción sinóptica se utilizaron las variables atmosféricas provistas por el Reanalysis del ERA-INTERIM, el cual es desarrollado por el Centro Europeo para el pronóstico del tiempo de mediano plazo (ECMWF), caracterizado por presentar una resolución espacial de $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$, 60 niveles del modelo en la vertical y 37 niveles de presión, y una resolución temporal de 4 análisis por día, 00, 06, 12 y 18 UTC (Dee et al. 2011).

d. Datos grillados previstos por el modelo ETA

Se utilizaron los datos previstos por el modelo ETA/SENAMHI distribuidos en puntos de grilla para la región de Sudamérica y en formato binario. Estos datos presentan una resolución temporal de 6 horas y una resolución horizontal de 32×32 km, distribuida a través de 247 puntos de grilla en el eje de abscisas y 205 puntos de grilla en el eje de ordenadas.

3.1.3. Recursos computacionales

a. Equipo de escritorio

- Computadora de escritorio DELL, procesador Intel(R) Core (TM) i7-3770S CPU @3.10GHz
- Disco Duro 1TB - Memoria RAM 8 Gb
- USB 3.0

b. Programas de aplicación científica

- Sistema Operativo UBUNTU MATE 16.04
- Bash Scripting Language V6.6
- Grid Analysis and Display System (GrADS) V2.1.0
- Climate Data Operators (CDO) V1.6
- R Project V3.1
- Python V3.1

3.2. Métodos

3.2.1. Enfoque metodológico

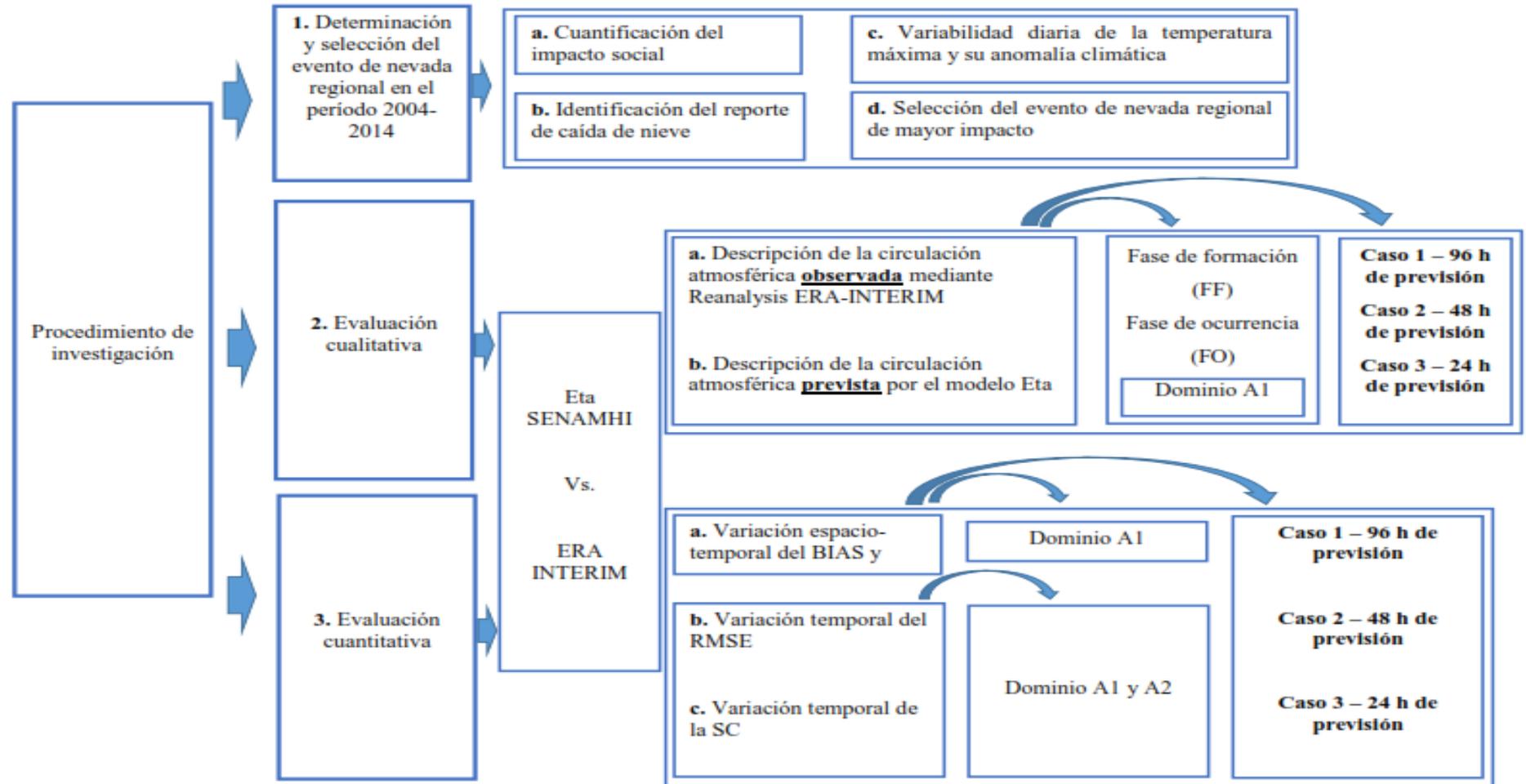


Figura 6: Procedimiento de investigación

3.2.2. Determinación y selección del evento de nevada regional en el periodo 2004 – 2014

Con el fin de alcanzar los objetivos planteados, se inició la investigación mediante la identificación de los eventos de nevadas regionales de mayor impacto a través del manejo de información de estadísticas oficiales elaboradas por INDECI durante el período 2004-2014 en la sierra sur del Perú, así como información de temperatura máxima/mínima y reporte de caída de nieve registradas por las estaciones convencionales pertenecientes al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). Asimismo, se complementó con información tipo METAR/SPECI de los aeródromos ubicados en la sierra sur.

a. Cuantificación del impacto social

En base a la información disponible en los compendios estadísticos se identificó los registros de eventos de nevadas regionales que hayan logrado afectar a más de un departamento de la Sierra sur, posteriormente se elaboró un resumen de daños registrados en las personas, infraestructura y agricultura por cada evento de nevada regional.

b. Identificación del reporte de caída de nieve

Mediante el uso de información meteorológica registrada en las planillas de estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI ubicadas sobre los 3100 m.s.n.m. de la sierra sur se validó la presencia de eventos de nevadas reportadas por INDECI.

c. Variabilidad diaria de las anomalías de temperatura máxima

Se realizó una comparación entre las series temporales de anomalía de temperatura máxima para cada evento, información generada a partir de las estaciones convencionales del SENAMHI localizadas en la sierra sur. Para el cálculo de las anomalías se tomó como referencia la climatología para el período 1981-2010. Este análisis permitió identificar los descensos significativos de temperaturas máximas a partir de estas anomalías ocasionados por cada evento de nevada.

d. Selección del evento de nevada regional de mayor impacto

En función a la evaluación del impacto social, identificación del reporte de caída de nieve y el análisis temporal de la temperatura máxima, se elaboró un cuadro resumen que describe la magnitud del impacto para cada evento de nevada regional encontrado, de esta forma se logró identificar el evento de mayor impacto en la sierra sur durante el periodo 2004-2014.

3.2.3. Evaluación cualitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada

Para la descripción de la circulación sinóptica asociada al evento se utilizó como información observada los datos grillados provenientes del ERA/INTERIM en formato GRIB1, a través del siguiente enlace: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/. La información se descargó para los mismos niveles isobáricos, variables y límites geográficos proporcionadas por el modelo ETA/SENAMHI, como se verá en el siguiente párrafo. Entre las variables tenemos al viento zonal, viento meridional, movimiento vertical, temperatura del aire (T_a°), altura geopotencial (HGT), humedad relativa (HR) y la presión reducida a nivel del mar (MSLP). A partir de la información del viento se calcularon las variables dinámicas como vorticidad relativa y divergencia.

Para el análisis de la circulación sinóptica prevista por el modelo ETA, se trabajó con las predicciones hechas por el modelo con una antelación de 96, 72 y 48 horas previas a la ocurrencia del evento en la sierra sur del Perú. Los campos grillados previstos por el modelo fueron proporcionados por la DMA del SENAMHI. Estos datos se caracterizaron por presentar 13 niveles isobáricos en la vertical (1000, 950, 925, 900, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 y 100hPa), una resolución horizontal de 32 km, una resolución temporal de 6 horas y con un alcance de 180 horas de previsión. De las 48 variables que resultan de la ejecución del modelo, en esta investigación se utilizaron: viento zonal, viento meridional, T_a° , temperatura de rocío (T_d°), HGT, HR, MSLP, movimiento vertical. A partir de ellas, se calculó también la temperatura potencial equivalente (TPE), vorticidad relativa, divergencia y relación de mezcla (RM). A partir de una combinación de estas variables, se diseñó un conjunto de mapas horizontales que describan la evolución de los sistemas meteorológicos tanto en tropósfera alta, media y baja (Ver 3.2.3.a).

De esta forma, la evaluación cualitativa constó en evaluar las predicciones de los campos meteorológicos previstos por el modelo ETA/SENAMHI frente al Reanalysis ERA/INTERIM en la región A1. Estas predicciones basadas en 3 momentos de antelación diferentes serán denominadas cómo:

- Caso 1 (96 horas antes de la ocurrencia del evento)
- Caso 2 (48 horas antes de la ocurrencia del evento)
- Caso 3 (24 horas antes de la ocurrencia del evento)

a. Descripción de la circulación atmosférica observada mediante Reanalysis ERA-INTERIM

Se caracterizó al evento en 2 fases: fase precursora y fase de formación (Quispe 2006). El análisis del evento se desarrolló bajo un enfoque de escala sinóptica en los niveles de tropósfera alta, media y baja, en la cuales se evaluaron los parámetros dinámicos de mayor influencia partiendo desde el análisis sinóptico.

Se inició el análisis mediante los flujos de líneas de corriente en el nivel de 250 hPa, así como la localización del JS, cuantificación de los campos de altura geopotencial, vorticidad relativa y divergencia, con el fin de evaluar el rol de los sistemas sinópticos como DANA y/o vaguada.

En niveles medios (500 y 700 hPa) se graficó los flujos de línea de corriente, el movimiento de los flujos meridionales y zonales, altura geopotencial, vorticidad relativa, divergencia y movimiento vertical. Dado que los niveles de tropósfera media juegan un rol importante en cuanto a la disponibilidad de humedad para la saturación del entorno, se cuantificó la relación de mezcla y humedad relativa.

El análisis sinóptico en niveles de tropósfera alta y media se complementó con el análisis de imágenes satelitales provenientes del GOES 13 en sus espectros visible, infrarrojo y de vapor

de agua, con la finalidad de verificar la presencia de los sistemas como JS; las regiones donde se presentó la mayor convectividad; y el movimiento del vapor de agua en niveles medios.

Con el fin de evaluar el comportamiento de los sistemas cuasi-estacionarios y dinámicos en niveles de tropósfera baja y superficie se analizó el comportamiento de los flujos de líneas de corriente y humedad relativa en el nivel isobárico de 850 hPa, así como la configuración sinóptica de la presión reducida al nivel del mar, complementado con los espesores de altura geopotencial en 500/1000 hPa.

El rol de los sistemas fríos en niveles altos y medios es un factor importante para la ocurrencia de nevadas regionales en la sierra sur del Perú, por ello mediante la ecuación de vorticidad se localizó su presencia utilizando un corte de sección latitudinal/vertical representados por parámetros como vorticidad, movimiento vertical, temperatura potencial e intensidad del viento.

b. Descripción de la circulación atmosférica prevista por el modelo ETA/SENAMHI-32 km

Las variables que se utilizaron para la descripción de la información prevista por el modelo ETA fueron las mismas que se analizaron con la información del ERA/INTERIM, aplicado a la información prevista por el modelo ETA/SENAMHI, basado en los 3 casos de previsión.

3.2.4. Evaluación cuantitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada

La evaluación cuantitativa de las predicciones del modelo ETA/SENAMHI frente al ERA/INTERIM, basadas en parámetros de verificación estadística, se realizó para los 3 casos de predicción ya descritos y aplicados al área de integración A1 y A2. De esta forma se analizaron tres casos:

Para esta evaluación, la información obtenida del modelo ETA fue interpolada de forma bilineal hacia la resolución horizontal del Reanalysis ERA/INTERIM. Los parámetros de

verificación estadística fueron el error medio (bias), la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y la correlación especial (SC). Se utilizaron los mencionados parámetros bajo un análisis de distribución espacio-temporal.

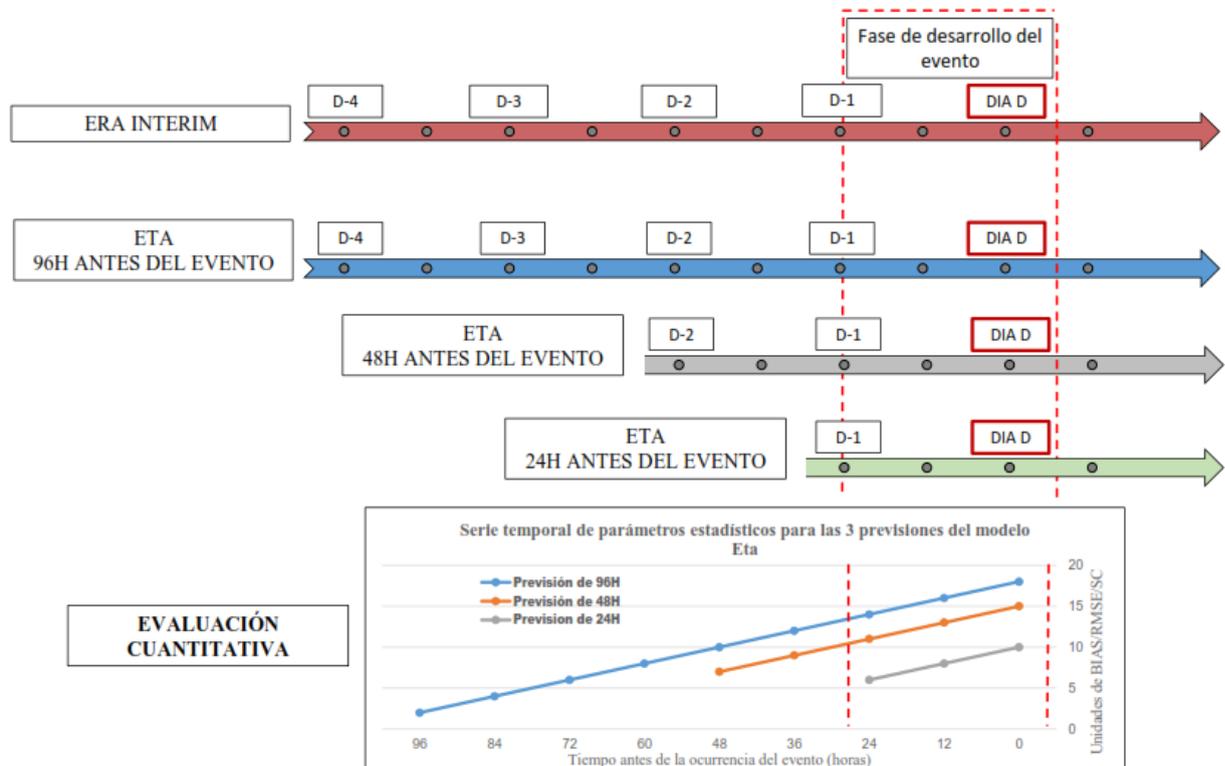


Figura 7: Procedimiento de evaluación cuantitativa del modelo

Para el cálculo de los estadísticos, los valores de Reanalysis por cada punto de grilla fueron denotados por O_i mientras que los valores de predicción del modelo son denotados por P_i . De esta forma, se calcularon:

Error medio (bias): el error medio, también llamado sesgo o bias se calcula mediante la diferencia entre el pronóstico y las observaciones. Los valores que puede tomar varían dentro del intervalo $[-\infty, \infty]$. El mejor ajuste se da cuando es cercano a 0.

$$\text{bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)$$

Dónde: N indica el número total de comparaciones.

Error cuadrático medio (MSE): el error cuadrático medio se calcula mediante la elevación al cuadrado de la diferencia media en el pronóstico y las observaciones.

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

Raíz del error cuadrático medio (RMSE): se calcula mediante la raíz cuadrada del MSE. Los valores que puede tomar varían dentro del intervalo $[0, \infty]$. El mejor ajuste se da cuando es cercano a 0.

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

Correlación espacial (SC): determinar la similitud entre los patrones espaciales de los campos pronosticados y observados.

$$\text{SC} = \frac{\sum_i \sum_j (a_{i,j}^p - \bar{a}_{i,j}^p)(a_{i,j}^o - \bar{a}_{i,j}^o)}{[\sum_i \sum_j (a_{i,j}^p - \bar{a}_{i,j}^p)^2 \sum_i \sum_j (a_{i,j}^o - \bar{a}_{i,j}^o)^2]^{\frac{1}{2}}}$$

a. Variación espacio-temporal del bias y RMSE sobre Sudamérica

La distribución espacio-temporal del bias y RMSE fueron determinados para los niveles isobáricos de mayor importancia para desencadenar el evento, partiendo desde la influencia de los patrones atmosféricos en tropósfera alta, el rol del nivel medio en el transporte de humedad y aire frío, y los efectos que podrían desencadenar el movimiento de los sistemas atmosféricos en niveles bajos. De esta forma, se aplicó el bias y RMSE a las variables:

- JS y HGT 250 hPa,
- Divergencia, HGT, HR, Vorticidad relativa y velocidad vertical en 500 hPa
- Velocidad del viento, viento zonal y meridional en 500 hPa

- Espesor geopotencial entre 500/1000 hPa, MSLP y HR 950 hPa

b. Variación temporal del bias y RMSE promedio sobre Sudamérica y la región sur del Perú

Se calculó los parámetros estadísticos bias y RMSE promedio de las variables atmosféricas de mayor influencia sobre los dominios A1 y A2, para cada tiempo de pronóstico desde la inicialización de la previsión del modelo hasta la fase de ocurrencia del evento. Obtenido los parámetros para ambas regiones, se graficó la variación temporal del bias y RMSE para los 3 casos previstos. Los parámetros bias y RMSE aplicados a las variables atmosféricas fueron organizadas en tropósfera alta, media y baja.

c. Variación temporal de la SC entre las tendencias temporales observadas y pronosticadas sobre Sudamérica y la región sur del Perú

Se calculó el coeficiente de correlación promedio entre lo previsto por el modelo y los datos observados sobre los dominios A1 y A2, para cada tiempo de pronóstico desde la inicialización de la previsión del modelo hasta la fase de ocurrencia del evento. Se analizó la variación temporal del coeficiente de correlación para las 3 predicciones del modelo.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. Determinación y selección del evento de nevada regional en el periodo 2004 – 2014

a. Cuantificación del impacto social

Mediante los cuadros estadísticos de emergencias a nivel nacional en los compendios estadísticos de INDECI se identificaron 5 eventos de nevadas, registrados como precipitaciones sólidas, que lograron causar la mayor cantidad de daños personales y materiales. La tabla 4 muestra los eventos y las fechas de ocurrencia, asimismo se clasificaron los eventos por departamentos afectados en la sierra sur del Perú.

Tabla 4: Departamentos afectados por los eventos de nevadas registrados por INDECI

Evento:	E1	E2	E3	E4	E5
Fecha del evento:	01-02 julio del 2004	26-27 julio del 2009	01-02 julio del 2011	24-25 agosto del 2013	11 de setiembre del 2014
Departamentos afectados:	Apurímac	•		•	
	Ayacucho			•	
	Cusco	•	•	•	
	Huancavelica			•	
	Puno		•	•	•
	Junín			•	
	Moquegua	•		•	
	Tacna			•	
	Pasco			•	
	Arequipa		•	•	

Según el número de departamentos afectados por los eventos de nevada, el total de eventos lograron ser registrados en más de uno, a excepción del evento E5. El evento E4 alcanzó afectar la mayor cantidad de departamentos en la sierra sur. Asimismo, la mayor cantidad de afectados y el mayor impacto negativo en la infraestructura (viviendas y transportes) fueron registrados durante el evento E4, según el cuadro de daños reportados por INDECI (tabla 5). Durante los eventos E4 y E5, los daños al sector agricultura resaltaron entre los demás en términos de animales afectados y muertos, así como en hectáreas de cultivo. De esta forma, en términos de impacto social, el evento E4 logró destacar entre los demás eventos registrados, extendiendo su alcance hasta en 10 departamentos de la sierra sur del Perú durante su ocurrencia según INDECI.

Tabla 5: Cuadro de daños registrados para cada evento registrado por INDECI

Evento:		E1	E2	E3	E4	E5
Fecha del evento:		01-02 julio del 2004	26-27 julio del 2009	01-02 julio del 2011	24-25 agosto del 2013	11 de setiembre del 2014
PERSONAS	Damnificados	20	21	30	5,247	0
	Afectados	52,215	11,430	15,569	94,108	0
	Fallecidos	4	0	0	1	0
VIVIENDAS Y LOCALES PÚBLICOS	Vivienda Destruida	4	0	0	137	0
	Vivienda Inhabitable	0	0	0	739	0
	Vivienda Afectada	200	450	51	6,970	0
	II.EE. Afectada	73	0	0	66	0
TRANSPORTES	Carretera Afectada (km)	0	4	0	316	0
AGRICULTURA	Área de Cultivo Afectado (Has)	4,037	0	662	60,688	324,222
	Animales Afectados	0	0	0	972,425	494,135
	Animales Muertos	0	0	0	57,722	474

b. Identificación del reporte de caída de nieve

Posterior a la identificación de los eventos registrados por INDECI, se averiguó sobre la presencia de nieve mediante los reportes en las planillas meteorológicas de las estaciones convencionales del SENAMHI, con el fin de asegurar la ocurrencia del evento. De esta forma, se encontró que la caída de nieve fue reportada como observaciones adicionales, dado que la nieve como parámetro meteorológico no viene siendo cuantificado dentro de la red de estaciones. Las estaciones que registraron los eventos se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 6: Estaciones que reportaron los eventos de nevadas

Departamento	Nombre de la estación	Provincia	Distrito	Altitud (m.s.n.m)	Evento Reportado
Ayacucho	Pampa Galeras	Lucanas	Lucanas	3962	E4
Ayacucho	La Quinoa	Huamanga	Quinoa	3316	E4
Apurímac	Casacancha	Cotabamba	Tambobamba	4013	E2, E4
Cusco	Yauri	Espinar	Espinar	3927	E4, E5
Cusco	Pomacanchi	Acomayo	Pomacanchi	3686	E4
Puno	Macusani	Carabaya	Macusani	4331	E4, E5, E1, E3
Puno	Crucero	Carabaya	Crucero	4130	E4, E5, E1, E3
Puno	Santa Rosa	Melgar	Santa Rosa	3940	E4
Puno	Cuyo Cuyo	Sandia	Cuyo cuyo	3494	E4
Puno	Ananea	San Antonio de Putina	Ananea	4660	E4
Arequipa	Sibayo	Caylloma	Sibayo	3827	E2, E4
Arequipa	Caylloma	Caylloma	San Antonio de Chuca	4431	E4
Arequipa	Imata	Caylloma	San Antonio de Chuca	4445	E4
Moquegua	Ubinas	Gral. Sanchez Cerro	Ubinas	3491	E4, E1
Tacna	Paucarani	Tacna	Palca	4556	E4

Del total de estaciones analizadas (tabla 6), se encontró que 15 estaciones distribuidas en la sierra sur reportan la caída de nieve en la estación y/o en sus alrededores, siendo el evento E4 el identificado en todas estas estaciones (tabla 6). Los eventos E1 y E2 son reportados únicamente en 2 departamentos. En este sentido, de acuerdo a las observaciones de reporte de caída de nieve, el evento E4 habría logrado el mayor alcance regional en superficie en los departamentos de la sierra sur del Perú, siendo congruente con un mayor impacto social registrado por INDECI.

c. Variabilidad de la anomalía de temperatura máxima diaria

La cobertura nubosa del tipo nimbostratus se encuentra asociada como fuente continua de precipitación líquida y sólida (nieve), asimismo dada su extensión vertical involucra una menor tasa de radiación incidente sobre la superficie terrestre que se refleja sobre la temperatura del aire, existiendo así una relación directa entre la ocurrencia de nevadas y la temperatura máxima alcanzada durante el desarrollo del evento.

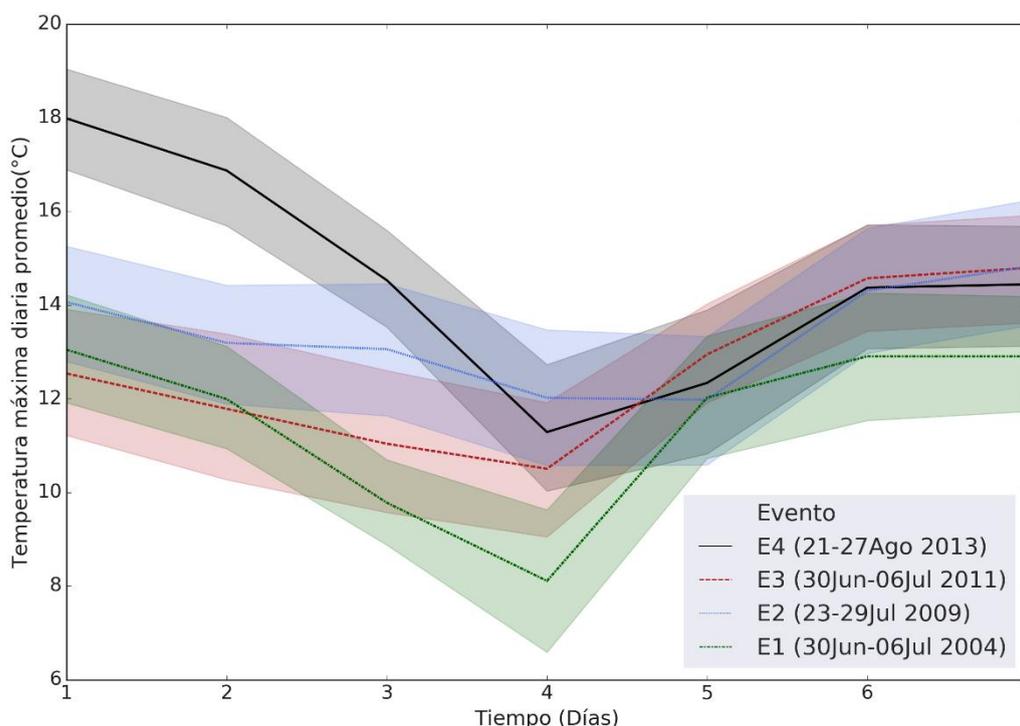


Figura 8: Variación temporal de la temperatura máxima diaria promedio de las estaciones de la sierra sur durante cada evento de nevada.

La caída de la temperatura máxima diaria promedio en las estaciones de la sierra sur coincide con las fechas reportadas por INDECI en cada uno de los eventos de nevadas. Durante el día D de los eventos E1 y E4, se dieron caídas de hasta 6 grados por debajo con respecto al primer día. Además, posterior al día D los valores de temperatura máxima se asemejan entre los eventos; sin embargo, cabe resaltar que el evento E4 ocurre en los últimos días del mes de agosto, a diferencia de los demás eventos que fueron registrados entre junio y julio.

En la figura 8 y 9a, cada evento de nevada muestra una región sombreada alrededor de la serie temporal de temperatura máxima diaria promedio y su anomalía climática diaria promedio en la sierra sur respectivamente, esta área representa un intervalo de confianza del 95% que se define como un rango de valores donde el 95% de información de temperatura máxima es representada. De esta forma, durante el evento E4 el intervalo de confianza presenta una menor amplitud con respecto a los demás eventos registrados, del cual se infiere que los valores de anomalía negativa en las estaciones no se alejan drásticamente de la media, presentando una mayor homogeneidad entre aproximadamente la totalidad de estaciones representadas. El evento E1 es el que muestra la mayor amplitud y los registros más bajos de temperatura máxima durante la ocurrencia del evento. Los eventos E2 y E3 muestran anomalías negativas; sin embargo, sus series temporales no mostraron cambios abruptos durante su evolución. Así como en la figura 8, la figura 9a demostró que, en términos de anomalía, los eventos E1 y E4 fueron los que persistieron con temperatura máxima diaria más baja durante y posterior al día D del evento de nevada. En los días centrales de cada uno de los eventos registrados por INDECI, las estaciones meteorológicas del SENAMHI lograron identificar que el evento E1, seguido del evento E4 registran los valores más bajos de anomalía climática de temperatura máxima diaria, asociado con la presencia de cobertura nubosa de gran profundidad vertical como los de tipo nimbostratus que ocasionan la caída de nieve.

La figura 9b muestra la distribución de temperaturas máximas sobre los departamentos de la sierra sur del Perú, en el cual se puede observar que las regiones con valores cercanos y menores a 10°C durante el día 24 de agosto coinciden con zonas donde se logró identificar la presencia de nieve posterior a la ocurrencia del mismo, según se puede visualizar en la figura 8c mediante su alcance en superficie de acuerdo a la imagen del canal visible del satélite GOES-13 durante el 25 de agosto del 2013 a las 13Z. En este sentido, mediante la

identificación de nieve ocurrida durante el evento E4, se logró identificar la relación entre la temperatura, la cobertura nubosa y la presencia de nieve.

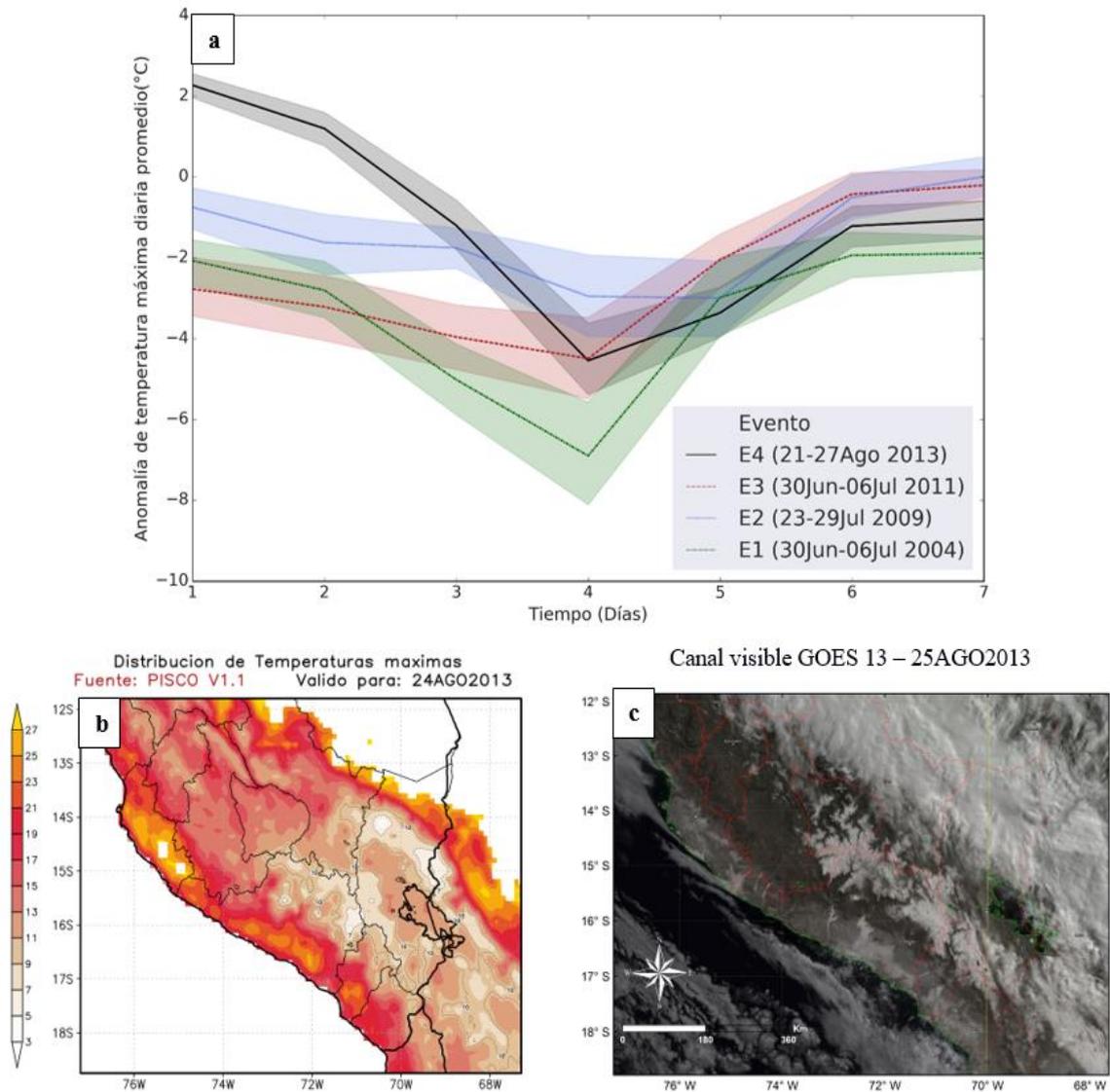


Figura 9: a) Variación temporal de anomalía de temperatura máxima diaria durante cada evento de nevada. b) Distribución espacial de temperatura máxima en el día D del evento E4, 24 de agosto del 2013. c) Imagen satelital del canal visible del GOES 13, 25 de agosto del 2013 a las 13:01Z.

d. Selección del evento de nevada regional

Se determinó que el evento E4 causó el mayor impacto social negativo en la zona sur altoandina del Perú, siendo registrado su acaecimiento por la mayor cantidad de estaciones meteorológicas y que alcanzó los mayores valores de anomalías climáticas negativas de temperatura máxima, sólo por debajo del evento E1 (Tabla 7).

Tabla 7: Evento de Nevada de mayor impacto

	Evento de nevada
Mayor impacto social	E4
Mayor n° de estaciones que reportan caída de nieve	E4
Mayor anomalía negativa de temperatura máxima	E1 y E4

4.2. Evaluación cualitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada

4.2.1. Descripción de la circulación atmosférica observada mediante Reanalysis ERA-INTERIM

La descripción a escala sinóptica asociada a la ocurrencia de nevada del evento E4 se realizó en función a parámetros cinemáticos, dinámicos y de humedad. Los análisis de estos campos atmosféricos se distribuyeron en los niveles isobáricos de: 250, 500, 700, 850 hPa y a nivel de superficie.

Mediante las características sinópticas en tropósfera alta y media se inició la identificación de los patrones sinópticos asociados al evento E4. La evolución temporal de los campos de altura geopotencial en 250 hPa y ubicación del JS (figura 10a-d), así como la altura geopotencial y la humedad relativa en 500 hPa (figura 10, lado derecho) desde el día 23 a las 00Z hasta el día 26 a las 00Z (con un lapso de 24h), sugieren que en el inicio de este periodo se identificaron 2 regiones inmersas con la presencia del JS. Una sobre el Pacífico de núcleo en 40°S - 110°W y con una porción de ella penetrando latitudes tropicales, y el otro JS sobre el Atlántico con núcleo aproximado en los 40°S - 40°W , ambos distribuidos principalmente sobre latitudes medias. A través de los campos de horizontales de altura geopotencial en 250 hPa y un corte vertical latitudinal de temperatura potencial e isotacas en 30°S , se identificó que durante el día 23 a las 00Z ambos JS se encontraban compuestos por el Jet Subtropical (JST) y el Jet Polar Norte (JPN). Durante el día 24, el avance del JS ubicado en el Pacífico estuvo asociado a la profundización de una dorsal que alcanza extenderse sobre el Pacífico sureste con eje desde los 20°S hasta 50°S (figura 10b). Delante de este eje de dorsal se logró desprender parte de este JS, alcanzando atravesar la latitud de 20°S , permitiendo así la interacción entre estas 2 regiones de JS, que ya alcanzan invadir latitudes tropicales cercanas al sur del Perú, logrando fortalecer y profundizar un eje de vaguada en niveles altos con eje NW-SE desde los 15°S hasta los 35°S , reflejándose en niveles medios con una orientación similar e invadiendo latitudes tropicales hasta los 10°S (figura 12b, f). Durante el día 25, se logra apreciar en niveles altos el empuje hacia el este por parte de la dorsal en el Pacífico, asimismo, hacia el lado oeste de la vaguada y por encima de los 20°S , con respecto a los días anteriores, se desencadenó la mayor invasión del JS, compuesta

principalmente por el JST y que alcanzó magnitudes sobre los 100 kt. Ambos mecanismos, permitieron que el centro de la vaguada migre ligeramente más hacia el norte (sobre los 30°S), posicionándose cerca de la cordillera sur del Perú. Esta dinámica en altura permitió que en tropósfera media (500 hPa) se presente evidencia de una circulación cerrada de núcleo frío con valores mínimos de 5540 mgp, de núcleo $24^{\circ}\text{S}-75^{\circ}\text{W}$ (figura 10g). En primera instancia, desde el punto de vista sinóptico, los efectos sobre la sierra sur del Perú debido a la invasión del JST, posicionamiento de la vaguada en altura y su reflejo mediante una circulación cerrada fría o DANA en niveles medios, sugieren una invasión vertical y horizontal de aire frío sobre esta región del país que debería complementarse con otros parámetros para desencadenar la nevada generalizada ocurrida, las mismas que se analizaron a continuación.

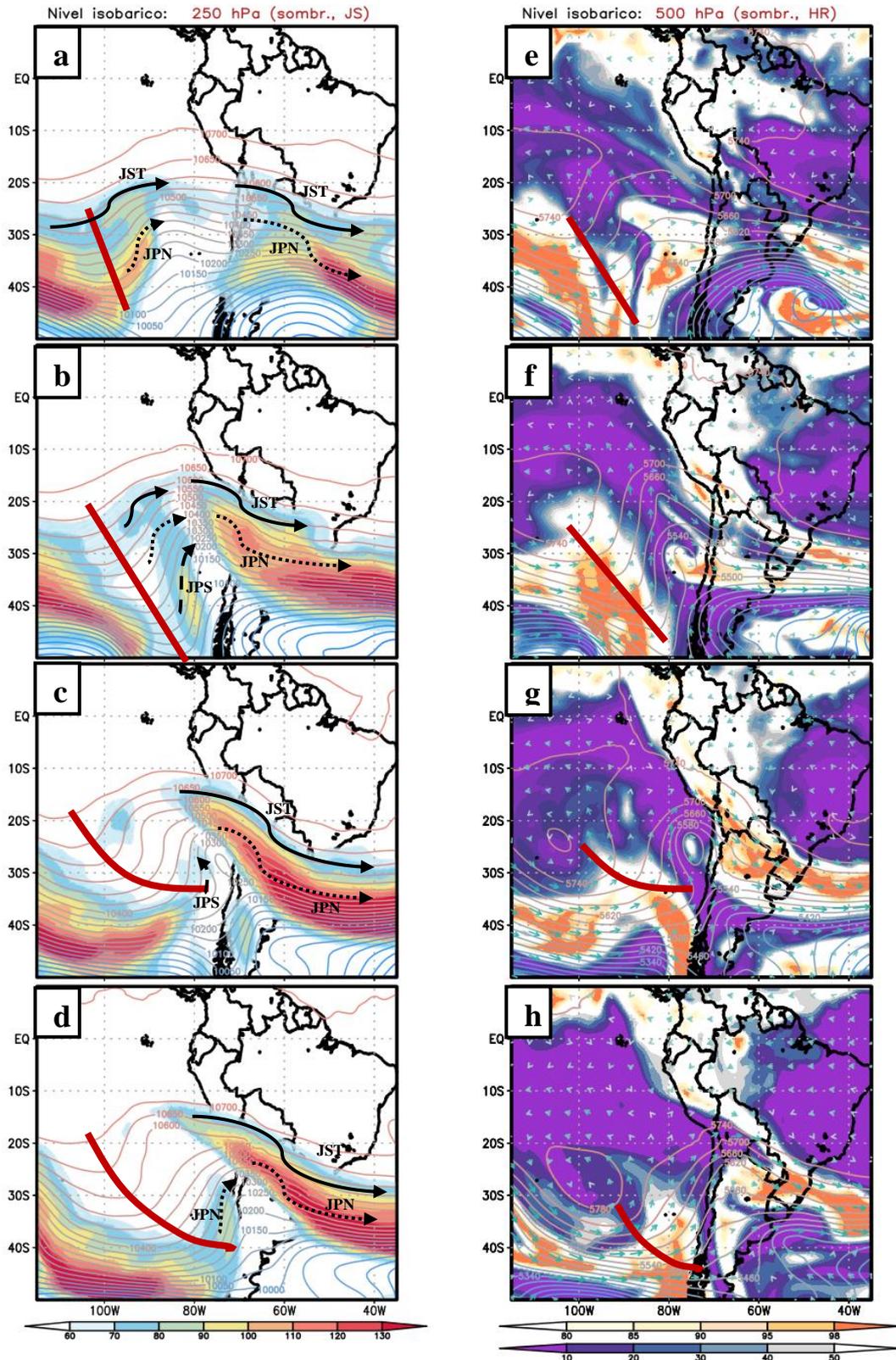


Figura 10: Análisis de campos horizontales de altura geopotencial (m_gp, contornos) e isotacas (kt, sombreado) en 250 hPa (lado izquierdo). Altura geopotencial (m_gp, contornos) y humedad relativa (% , sombreado) en 500 hPa (lado derecho). Secuencia de mapas en cada lado desde el día 23 de agosto a las 00Z hasta el día 26 a las 00Z con un intervalo de 24 horas.

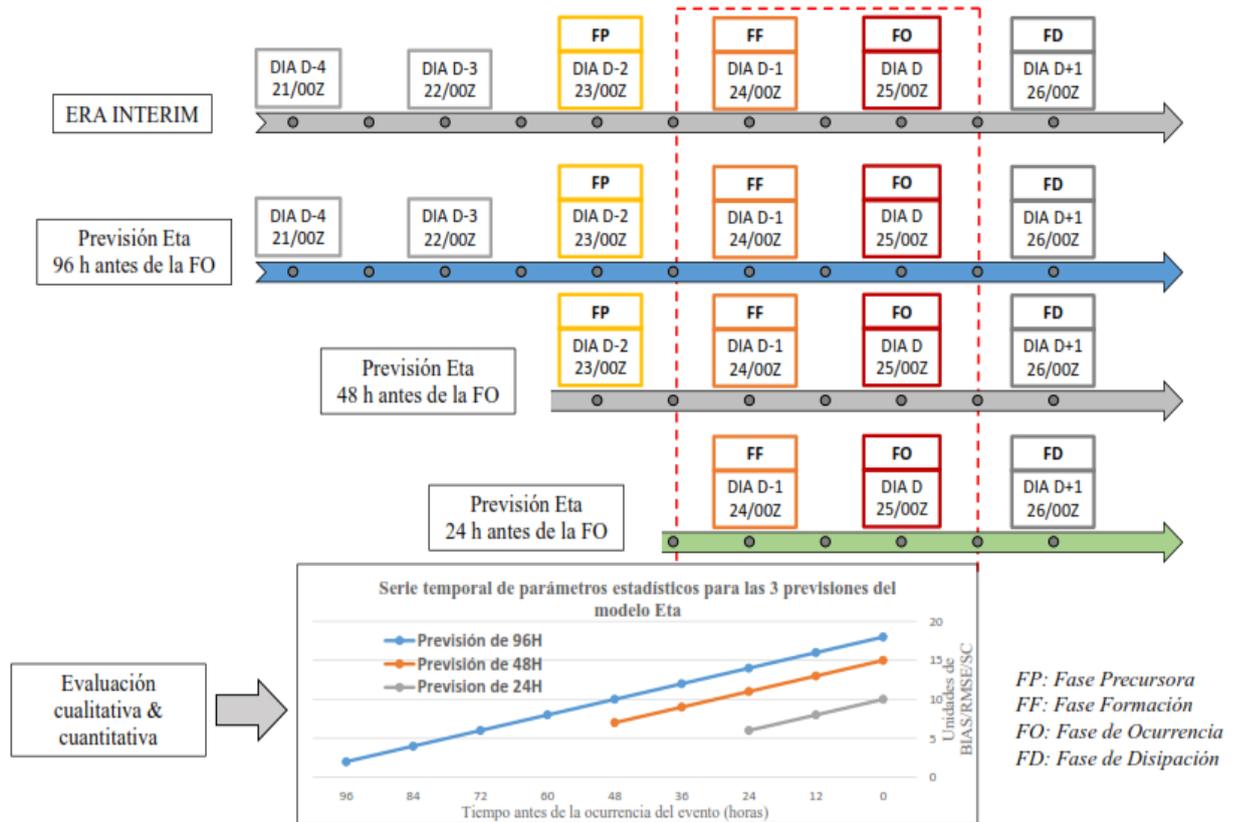


Figura 11: Similar a la figura 7 de la metodología, pero con las fases determinadas para el evento E4.

Quispe (2006) menciona que la evolución de la DANA en niveles medios puede ser dividida en fase precursora (FP) y fase de formación (FF), en función a la evolución de la altura geopotencial en niveles medios. De esta forma, la presencia de un núcleo frío aislado en su totalidad, representado por las anomalías de altura geopotencial, es un indicador del inicio de la FF. En este sentido, durante el evento E4 se encontró que la FF ocurrió desde el día 24 a las 00Z, mientras que 24 horas antes representó la FP debido a la conexión establecida entre los 2 núcleos fríos presentes sobre el lado este del océano pacífico y el otro alejado hacia el lado sur oeste del atlántico (anexo 1). Cabe recordar que durante la selección del evento E4 se encontró que en los boletines de INDECI y las estaciones del SENAMHI se reportó el acaecimiento de nieve en horas de la tarde del día 24 y primeras horas del día 25. Este núcleo aislado presentó un movimiento hacia el sur este posicionándose de forma próxima a la sierra sur durante el día 25, la misma que se reflejó también mediante las anomalías de temperatura frías de similar ubicación sobre los 24°S-75°W, exhibiendo así las condiciones de masa de aire frío en este nivel. En términos de posición por parte del sistema frío y el acaecimiento de la nevada generalizada sobre la sierra sur, se determinó que el día

25 a las 00Z representó las características sinópticas durante la fase de ocurrencia (FO) del acaecimiento de la nevada en la sierra sur. Posterior a la FO se dio el debilitamiento, alejamiento y el cruce a través de la cordillera por parte de la DANA. Los registros de no acaecimiento de nieve en la sierra sur, así como la predominancia de masa de aire seco sobre la región, producto de la invasión del eje trasero de la vaguada (figura 10h) conllevaron a establecer al día 26 a las 00Z como día representativo de la fase de disipación (FD). De esta forma, de ahora en adelante durante la presente investigación se utilizarán los acrónimos FP para el día “D-2” (48h antes de FO), la FF para el día “D-1” (24h antes de FO), la FO para el día “D” y la FD para “D+1” (24h después de la FO). La figura 11 muestra un esquema de asociación entre las fechas del evento E4 y estas fases, además se resalta que en la presente investigación la evaluación cualitativa y la cuantitativa se centraron principalmente en la FF y la FO del evento.

Una vez identificado el patrón atmosférico de DANA en niveles medios, fue necesario analizar el comportamiento de la circulación atmosférica a través del análisis de líneas de corriente en niveles medios y altos e identificar el movimiento de los flujos troposféricos en estos niveles. En cuanto a los flujos en 500 hPa durante la FO (figura 12g), se aprecia el predominio de una circulación anticiclónica con núcleo en el centro de Brasil, que permitirá el ingreso y canalización de humedad desde la amazonia hacia los andes del sur del Perú, condiciones similares a las halladas por Quispe (2017). En el nivel de 250 hPa (figura 12b, c), se evidencia el fortalecimiento y avance del eje de vaguada asociada en su parte delantera a la invasión del JS sobre la sierra sur desde la FO, de esta forma los campos de líneas de corriente en este mismo nivel muestran un incremento en la divergencia asociada principalmente a la difluencia por magnitud durante este día (figura 12c). Esta línea divergente logra predominar cuasi-uniformemente a través de todo el flanco este del eje de orientación del JS que invade el sur del Perú. La DANA identificada en 500 hPa, también fue identificable a través de una circulación cerrada mediante el análisis de líneas de corriente durante el día 25 a las 06Z. Asimismo, durante la FO este sistema logra incrementar el viento zonal del oeste sobre la sierra sur y en su núcleo, alcanzando valores sobre este último de 60 kt (anexo 2). Dada la importancia de este sistema, se realizaron cortes latitudinales cercanos al núcleo de la DANA (20°S) y en la zona de influencia sobre la sierra sur, latitud de 16°S, con el fin de evaluar la dinámica generada por el JS, su asociación con los parámetros dinámicos y su influencia en la ocurrencia de nevadas. De esta forma se

encontró, así como en Quispe (2006), un núcleo máximo de vorticidad ciclónica con máximos en el nivel de 400 hPa durante la FO (figura 15a), reflejo de la presencia de un sistema frío desde la FF, intensificándose durante la FO y debilitándose durante la fase de disipación (no se muestra). Se observó que el alcance que tuvo este sistema frío o DANA a través de su giro ciclónico en la vertical junto a la predominancia de viento descendentes detrás de ella logró alcanzar niveles por debajo de los 700 hPa durante la FO, niveles más bajos en comparación al evento de nevada del 2004 analizado por Quispe (2006).

Por un lado, se analizó la evolución de variables en el núcleo de la DANA, por otra, fue imprescindible analizar la interacción del JS con la sierra sur mediante cortes latitudinales representativos de la zona. De esta forma, mediante un corte a 16°S durante la FO (fig. 15b) se refleja la incursión del JS hasta cercano a los 500 hPa (así como en el corte de -20°S) y sus velocidades máximas sobre los 90 kt, identificado también en los campos horizontales de viento (fig. 10c). Mediante el corte a -16°S se observó que el nivel más bajo que alcanzó el JS durante el E4 ocurrió el día 24 a las 18Z induciendo al mayor movimiento vertical sobre la sierra sur (Anexo 3). En la figura 15b se observa el resultado del movimiento de oeste a este del sistema frío y la aproximación del mismo a la sierra sur durante la FO. Esta aproximación logró aportar advección de vorticidad negativa (AVN) desde niveles de tropósfera alta y media hacia el lado oeste de la cordillera sur del Perú, desde el día 24 a las 12 Z y maximizando su magnitud y aproximación para el día D (anexo 3) promoviendo la succión del aire sobre los andes del sur (figura 15b). Asimismo, producto de este aporte de vorticidad de escala sinóptica, se observó en los campos horizontales de movimiento vertical un predominio del movimiento ascendente durante la FF y FO sobre la sierra sur (figura 13b, 13c), alcanzando extenderse hasta la sierra central en la FO como consecuencia de la divergencia en altura de escala sinóptica (figura 12c). Debido a la combinación de estos dos mecanismos de aporte de AVN y divergencia en altura en la sierra sur se presentaron zonas de máximo movimiento vertical alrededor de los 500 hPa sobre la sierra sur de los andes durante la FO (fig. 15b). Esta característica, no se presentó durante los días que lo anteceden, ocurriendo principalmente en horas de la noche y la madrugada de los días 24 y 25 de agosto. Junto a estos núcleos de máximo levantamiento en el entorno, se traslaparon con las regiones de temperaturas donde se presenta el máximo crecimiento de los cristales de hielo que oscila entre -14° a -17°C (anexo 3), mecanismos similares a lo descrito por Perry (2006) para la ocurrencia de nevadas intensas sobre la región sur de las montañas Apalaches en los Estados

Unidos. Adicionalmente, con respecto a los días a priori a la FO, se destaca el hundimiento en tropósfera media representado a través de los campos de temperatura potencial y su consecuente caída de la isoterma de 0°C , alcanzando contacto con la superficie de los andes del sur (figura 15b) que favorece y permite la conservación de estado de la nieve al llegar a superficie durante la FO. El despliegue o caída de esta isoterma durante la FO también se encontraron y lograron ser reproducidas en latitudes de -14°S y hacia el sur.

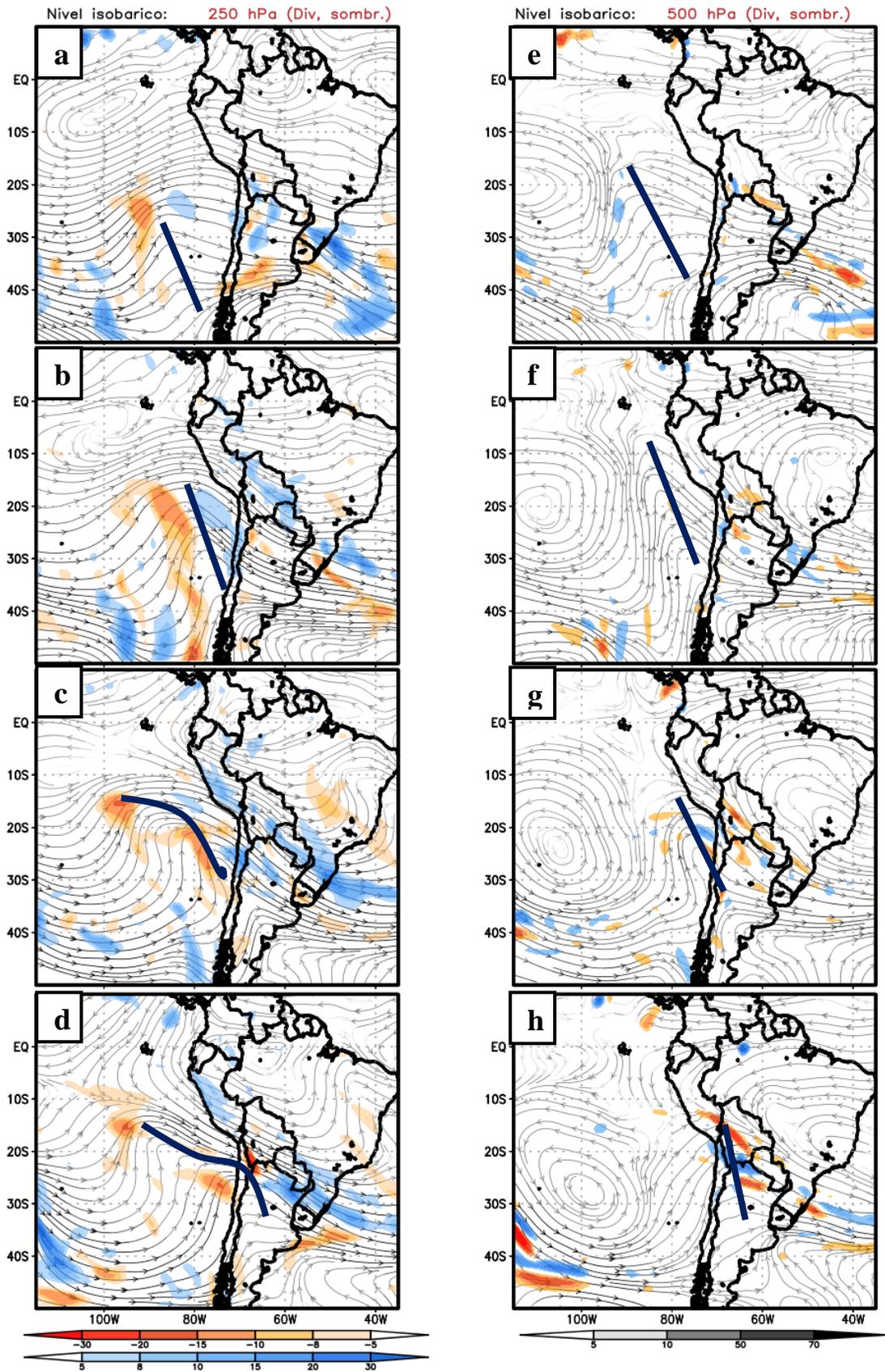


Figura 12: Análisis de línea de corriente junto a la velocidad de viento (kt, escala de grises) y divergencia/convergencia ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombreado) en 250 hPa (lado izquierdo) y 500 hPa (lado derecho). Secuencia válida para FP, FF, FO y FD.

Así como el incremento de parámetro rotacional de vorticidad negativa logra ser un indicador de la presencia del sistema frío mediante la caída de altura geopotencial en niveles medios, es importante comprender la influencia de los campos horizontales de espesores de 500/1000 hPa (figura 13f, g) sobre los niveles bajos. Hacia el lado oeste de la cordillera de los Andes centrales durante la FF y FO, la DANA identificada en niveles medios alcanza formar y fortalecer un eje de vaguada en el nivel de 700 hPa y 850 hPa (anexo 4), así como su posterior inexistencia durante la FD de acuerdo al movimiento hacia el este de la vaguada en altura. Asimismo, sobre el Pacífico se aprecia la influencia de la invasión de la cuña en niveles altos y su manifestación en niveles bajos mediante la retroalimentación y fortalecimiento de la circulación anticiclónica en la capa límite (850 hPa) que conlleva al APS presentar un núcleo sobre los 1030 hPa. Hacia el lado oeste de la cordillera, el sistema frío manifestado por los campos de espesores de 500/1000 hPa logran alcanzar una prolongación meridional hacia latitudes de -15°S durante la FF del evento, promoviendo la invasión de una cuña del APS hacia el sureste del Perú desde la FO y alcanzando una distribución zonal del APS en superficie desde la FD. Además, desde la FP el movimiento de los sistemas en niveles altos y medios favorece en niveles bajos la consolidación de un anticiclón migratorio (AM) hacia el lado este de los andes del sur.

Por otra parte, el comportamiento y los efectos hacia el lado este de los andes jugaron un rol importante. Desde la FP se observó al AM extenderse hacia el lado este e invadir territorio argentino, así como sobre el océano atlántico. Presentó una ligera cuña desde la FP que alcanzó el sur de Bolivia (figura 13). Acompañando al movimiento del AM se observa la presencia de un sistema de baja presión (SBP) sobre el atlántico sur originado por la intensificación del JS y su consecuente ciclogénesis. Este SBP con movimiento hacia el este se encontró asociado a un sistema frontal posicionado sobre el atlántico con extensión hasta el límite geográfico entre Bolivia y Argentina, el cual prevaleció sobre la región hasta incluso después de la FD del evento (figura 13). Según el análisis de circulación a niveles bajos, a diferencia de la FP y los días que lo anteceden el rol de este sistema frontal durante la FF y FO alcanza bloquear los flujos provenientes de la cuenca amazónica y concentrándose sobre el lado este de los andes de Bolivia, así como del sur del Perú (anexo 4). Esta concentración de humedad advectada desde el norte durante la FF y FO, así como la invasión de aire frío asociada a la incursión de la AM y la consecuente saturación del entorno favorece el desarrollo de nubosidad baja, media e incluso el desarrollo convectivo sobre la vertiente

oriental de los andes del sur, reflejado por el predominio de zonas convergentes en el nivel de 850 hPa y 700 hPa (anexo 4). Cabe resaltar que la saturación del entorno sobre los andes del sur del Perú durante los días de FF y FO se expresan desde niveles medios hasta el nivel de 700 hPa como consecuencia de los flujos húmedos provenientes del norte/noreste representados por las líneas de corrientes y la humedad relativa en ese nivel (anexo 5).

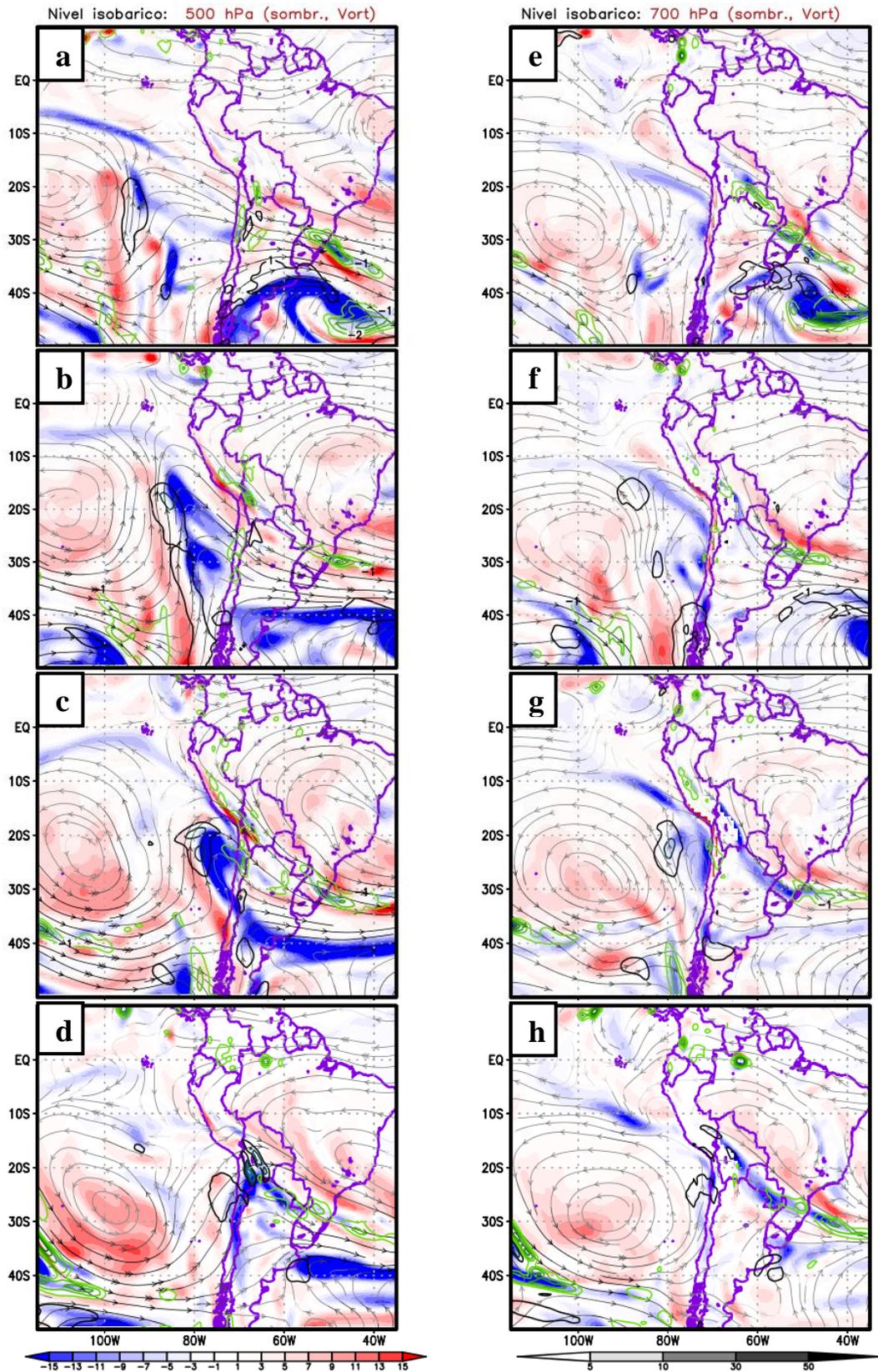


Figura 13: Análisis de líneas de corriente junto a la velocidad de viento en 500 hPa (kt, escala de grises), vorticidad relativa en 500 hPa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombreado) y velocidad vertical en 500/400 hPa (Pa/s, contornos), lado izquierdo. Análisis de variables similares en 700 hPa y velocidad vertical en 600/700 hPa, lado derecho. Secuencia válida para FP, FF, FO y FD.

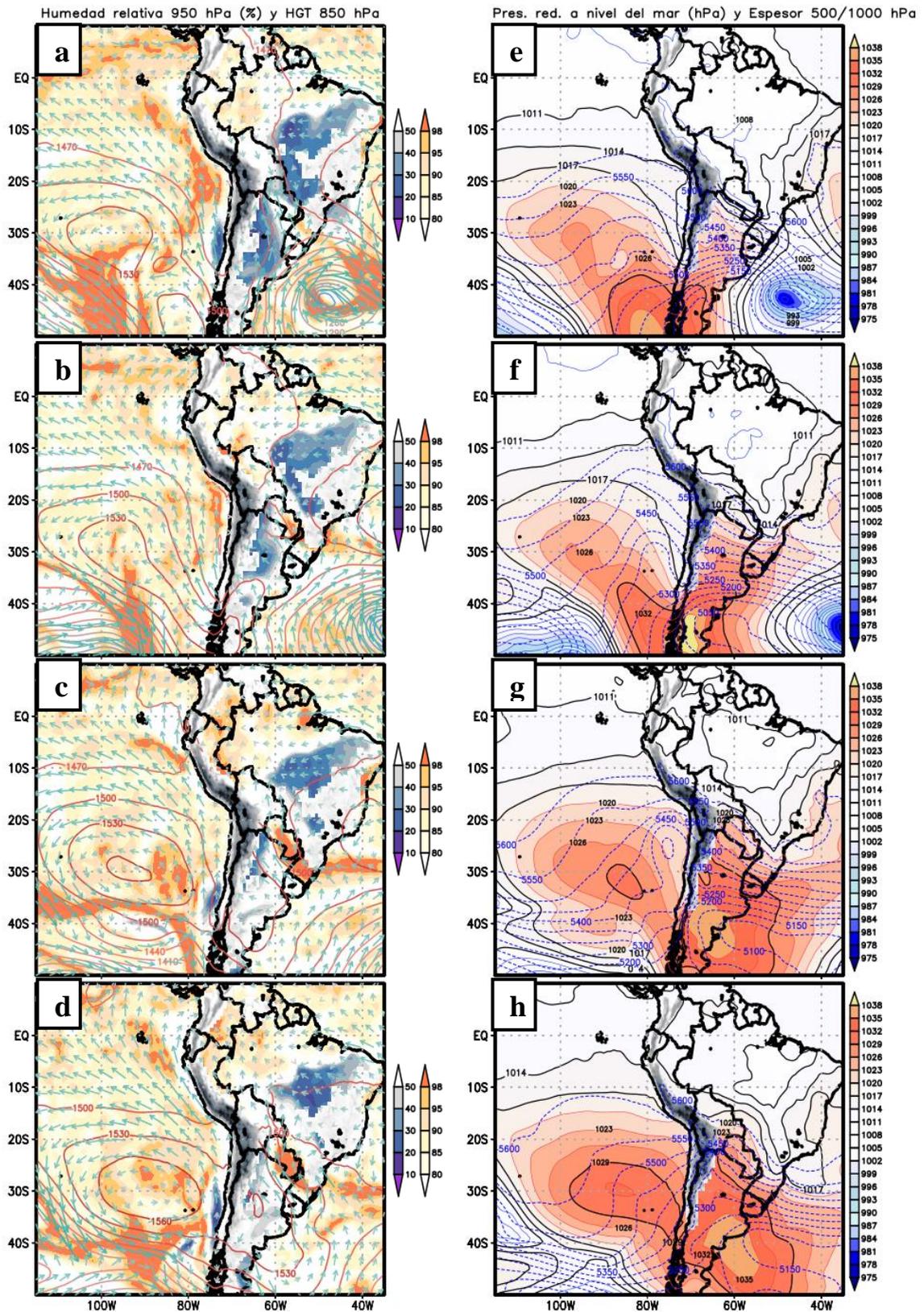


Figura 14: Análisis de humedad relativa en 950 hPa (% , sombreado) y altura geopotencial en 850 hPa (mcp, contornos), lado izquierdo. Análisis de presión reducida al nivel del mar (hPa, sombreado) y espesores en la capa 1000/500 hPa (mcp, contornos azules), lado derecho. Secuencia válida para FP, FF, FO y FD.

Durante el movimiento de la parte trasera de la vaguada y la formación de la DANA se aprecia también el recorrido y aproximación de la subsidencia en niveles medios hacia los andes del sur, evidenciando la subsidencia hasta niveles de 700 hPa durante la FO (figura 12g), reflejando así la incursión de masa de aire frío desde niveles altos a medios con núcleo geográfico alrededor de los 20°S-79°W. La influencia de estas condiciones sinópticas sobre la sierra sur del Perú puede ser representada mediante la evolución de los parámetros de vorticidad potencial (VP) en 300 hPa y altura geopotencial en 500 hPa a través del diagrama de Hovmöller. Según este diagrama aplicado a la latitud de 16°S, se observó que durante el día 24 a las 12Z se presentó un núcleo de aire más frío que su entorno localizado sobre los 78°W (temperaturas inferiores a -14°C) y con la presencia de vientos zonales que superaron los 50 kt, advectando de esta forma aire frío en dirección a los andes del sur (75°W-70°W) desde la FF en adelante. Aunque el diagrama de Hovmöller sobre los 16°S no muestra valores próximos a los -1.6 UVP, en los diagramas desde los 17°S hacia el sur se encontró que la VP alcanzó valores por debajo de las -2 UVP, teniendo como centro de su núcleo los -80°W y dándose desde la FF del evento (no se muestran). Las caídas de VP están asociadas a centros de baja presión expresados como núcleos de altura geopotencial en 500 hPa que alcanzaron valores mínimos de 5680 mgp en -16°S (figura 14a). En los -17°S es más notable la invasión de aire frío en los 500 hPa sobre los andes del sur del Perú (no se muestra). Esta masa de aire frío predominante, representado por los núcleos de altura geopotencial sobre los -80°W, fue invadido desde niveles de tropósfera alta a niveles medio como consecuencia de la caída o intrusión de aire estratosférico representado por los máximos de VP, y que serían transportados eficientemente desde estas latitudes hacia la sierra sur del Perú dado el incremento del viento zonal del oeste por encima de los 50 kt.

Durante las FF y FO, sobre el flanco este de la cordillera sur y central del Perú se observó que en niveles bajos los flujos del norte se van debilitando y cambiando de dirección como consecuencia de lo forzado por los flujos del AM y producto de la influencia del sistema frontal cuasi-estacionario. Es decir, mientras que en los días previos a la FF los flujos de vientos en niveles por debajo de 850 hPa fue principalmente paralela a la cordillera y en dirección hacia el sur, estos fueron cambiando durante las FF y FO a flujos de componente zonal del este y meridionales del sur. Este cambio de dirección en los flujos iniciado en niveles cercanos a superficie fue reflejado hasta el nivel de 850 hPa, propiciando la convergencia de los flujos sobre la selva sur y central del Perú (anexo 6), El acople de esta

convergencia en niveles bajos con la divergencia generada por la influencia de la vaguada profunda en altura, se presentó en horas de la madrugada desde la FF hasta horas posteriores a la FO pudiendo desencadenar el desarrollo de estos sistemas convectivos (anexo 6). Enlazado a la liberación de calor y humedad atmosférica que generan estos sistemas se presentó el predominio del viento meridional del norte en el nivel de 500 hPa (anexo 2), presente también en los flujos de líneas de corriente en el nivel de 700 hPa (anexo 4). Este transporte de humedad por parte de los flujos de vientos del norte hacia la sierra sur ocurrió durante la FF y FO, asimismo se identificó que este transporte predominó durante el día 24 a las 12Z, 12h antes a la FO.

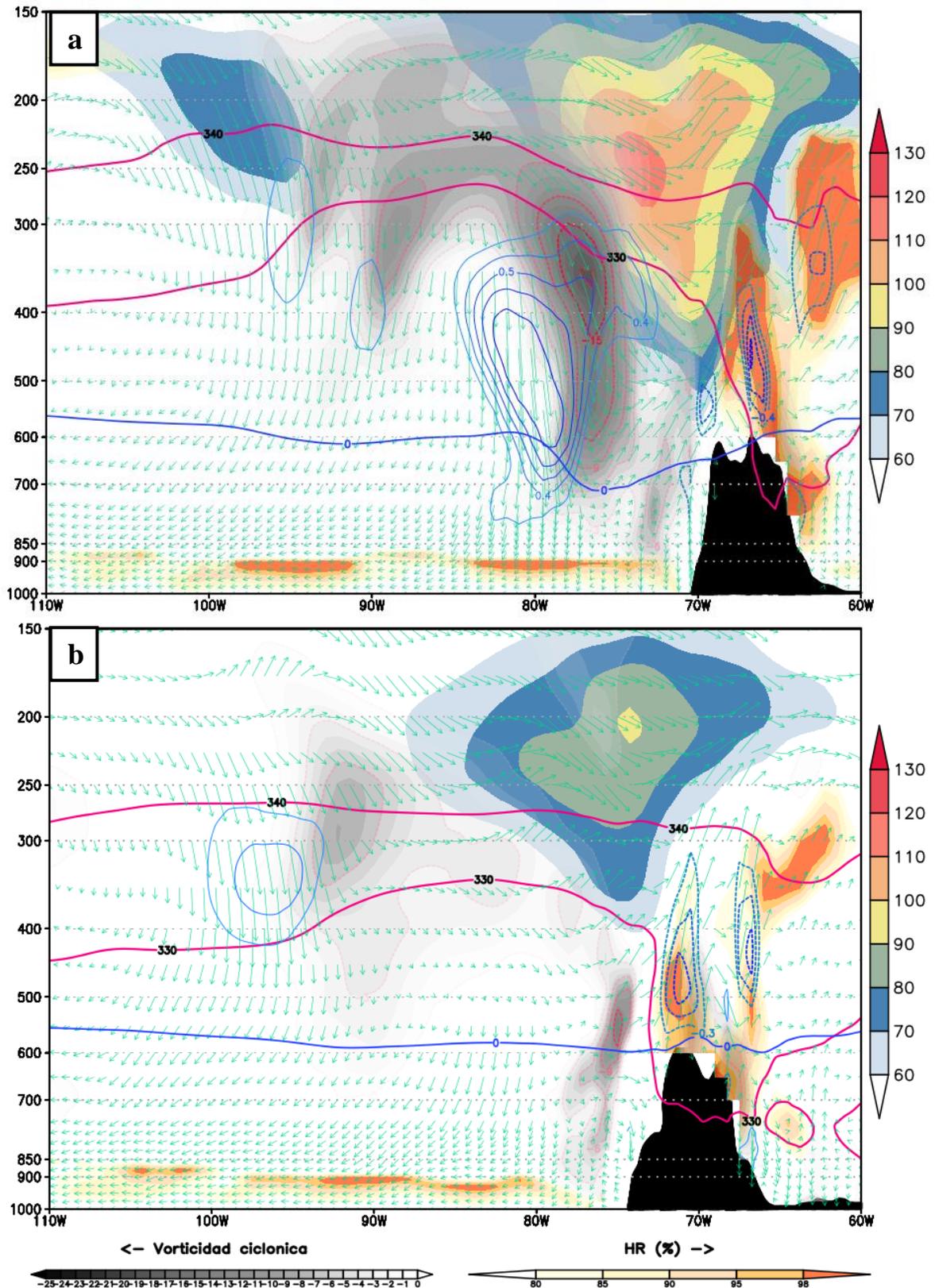


Figura 15: Corte de sección vertical en latitud de -20°S (figura a) y -16°S (figura b) durante la FO. Temperatura potencial equivalente 330 y 340 K (Kelvin, contorno fucsia), isotacas (kt, sombreado), vorticidad relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombreado en grises), humedad relativa (% , sombreado), movimiento vertical (Pa/s, contornos punteados) e isoterma de 0°C (contorno azul).

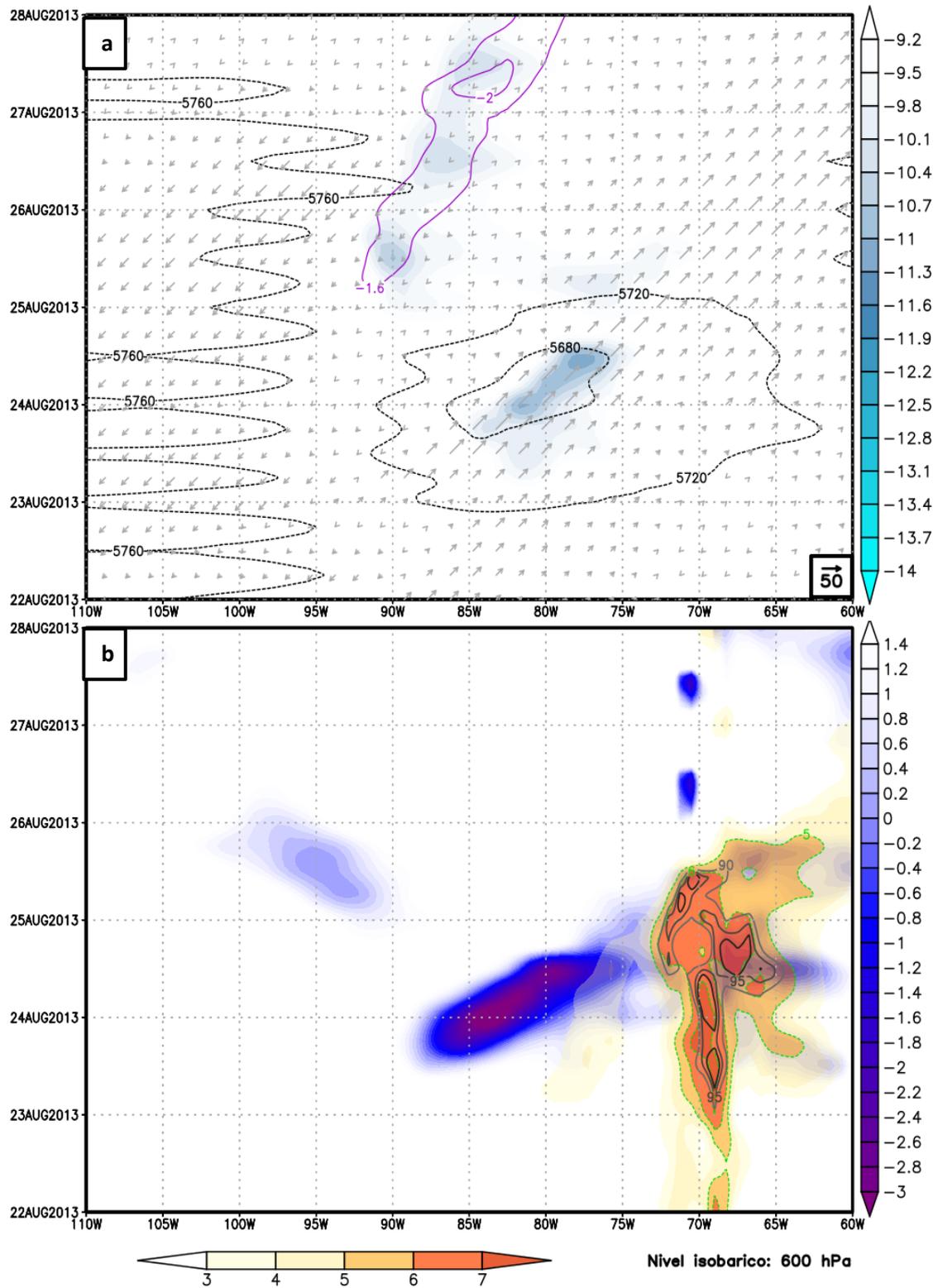


Figura 16: a) Diagrama de Hovmöller para vorticidad potencial en 300 hPa (UVP, contorno), temperatura del aire en 500 hPa (°C, sombreado) y altura geopotencial en 500 hPa (mgs, contorno punteado). b) Diagrama de Hovmöller de temperatura del aire (°C, sombreado), humedad relativa (%), y relación de mezcla en 600 hPa (g/kg, sombreado). Latitud -16°S

Analizado el comportamiento de los parámetros dinámicos, cinemáticos y saturación del entorno en tropósfera alta, media y baja, es importante cuantificar la humedad atmosférica sobre la sierra sur. En consecuencia, mediante un diagrama de Hovmöller latitudinal a -16°S , asociado la presencia de relación de mezcla, saturación y temperatura del entorno en el nivel de 600 hPa, fue posible identificar el impacto y resultado de la circulación sinóptica sobre los andes del sur del Perú. Se encontraron valores de relación de mezcla por encima de 5 g/kg desde la FP hasta antes de la FD; sin embargo, los valores de humedad relativa mostraron un ambiente saturado con valores sobre los 90% desde la FP hasta horas después de la FO (figura 16b) presentándose así principalmente un alto potencial para la ocurrencia de precipitación del tipo líquida. Como consecuencia de la advección de aire frío se presentaron temperaturas alrededor de los 0°C sobre la sierra sur 12 h después de la FF y predominando hasta horas posteriores a la FO. El acoplamiento de la saturación del entorno, así como los valores requeridos para ocurrencia de precipitación y las temperaturas próximas y por debajo de los 0°C para dar origen a la caída de nieve en superficie se dan principalmente desde el día 24 de agosto a las 12Z hasta el día 25 de agosto a las 06 Z aproximadamente (figura 16b). Para la latitud de -16°S este periodo fue representativo para la sierra sur occidental entre los -70° a -73°W . La saturación próxima al 100% junto con los requerimientos de humedad atmosférica se concentró a horas posteriores de la FO. Se destaca de este análisis que según va migrando hacia el norte de la latitud de -16°S , la presencia del aire frío es menor, aunque el acople para la ocurrencia de precipitación líquida fue altamente probable. Hacia el sur de -16°S el acople de estos parámetros favorece la mayor probabilidad de caída de nieve hacia el lado oriental de los -70°W .

4.2.2. Descripción de la circulación atmosférica prevista por el modelo ETA/SENAMHI-32 km

a. Predicción del modelo ETA 96 horas antes de la FO

En términos de campos de altura geopotencial y posicionamiento del JS previsto por el modelo ETA/SENAMHI, este logra reproducir la presencia y evolución de la vaguada en altura asociada a la DANA en niveles medios durante la FF y FO (figura 17). Aunque se ve un buen reflejo de la altura geopotencial, se observó que son levemente sobreestimados por el modelo en niveles altos y medios. El alcance sobre los 20°S que tuvo el desprendimiento del JS observado durante la FF sobre el Pacífico no fue previsto por el modelo, mientras que los vientos observados por encima de los 100 kt por encima de la latitud de 20°S y la alta cizalladura horizontal que ocurrió delante de la vaguada y próxima a la sierra sur del Perú durante la FO tampoco fueron previstos certeramente. Asimismo, el modelo no logra reproducir la alta saturación de humedad del entorno durante la FF y FO en niveles medios sobre la región sur del Perú y en general sobre todo su dominio de integración. En cuanto a la identificación de este patrón sinóptico, el modelo logró reproducir con acierto el posicionamiento de la caída de temperatura y altura geopotencial en 500 hPa durante la FF, mientras que para la FO del evento estas variables alcanzan distorsionarse grosamente en magnitud y posición (anexo 7a).

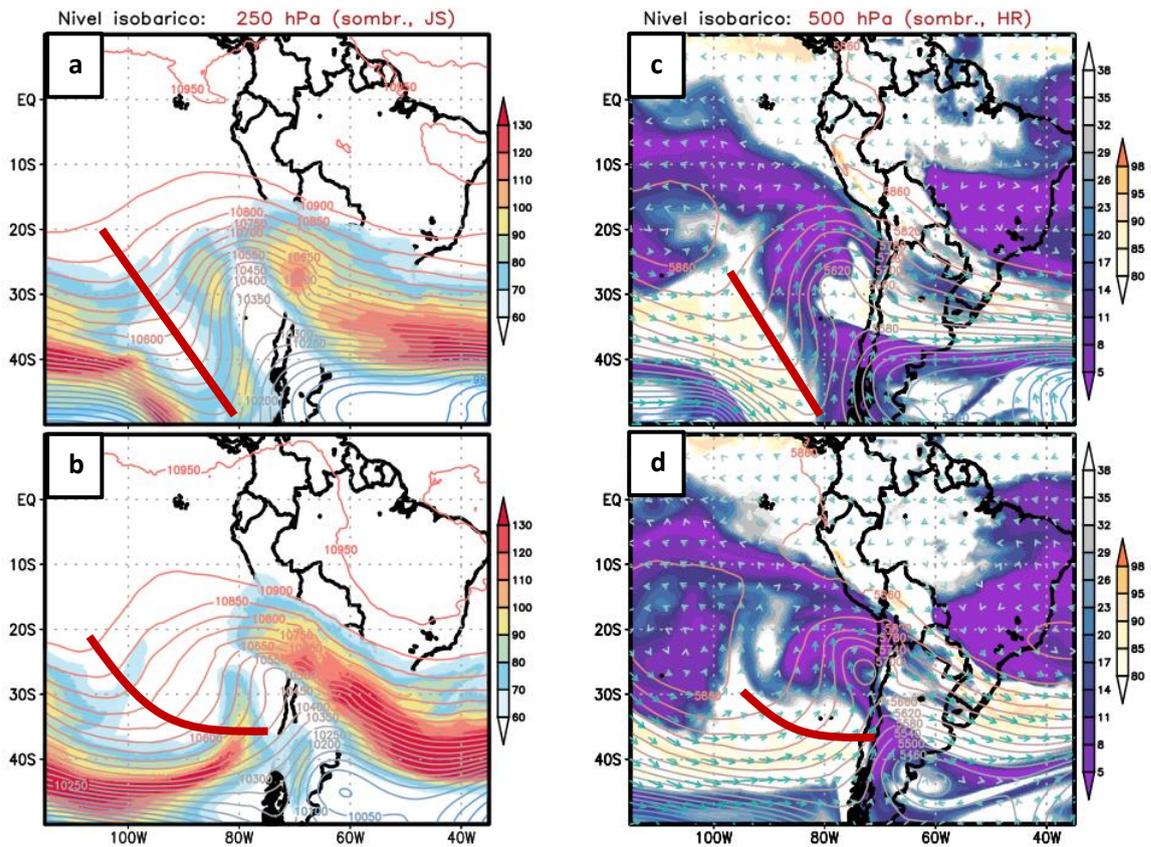


Figura 17: Similar a la Figura 10, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

En el nivel de 250 hPa la evolución prevista del sistema de vaguada a través de las líneas de corriente se asemeja a lo observado durante la FF; sin embargo, se distorsiona en cuanto al alcance meridional de la vaguada en altura durante la FO del evento ubicada sobre el Pacífico este. Por otro lado, la circulación anticiclónica de escala sinóptica con núcleo en el continente de Brasil en 500 hPa, que logró aportar humedad desde la amazonia hacia la sierra sur del Perú, no logra alcanzar semejanza a lo observado tanto en dirección como magnitud, de acuerdo a lo previsto por el modelo para la FF y FO (figura 18). En cuanto a la previsión de los parámetros dinámicos de divergencia y convergencia son claramente subestimados tanto para la FF y FO. La línea divergente en 250 hPa sobre la sierra central y sur que jugó un rol importante para la ocurrencia de nevadas del Perú no logra ser reflejada por el modelo (figura 18).

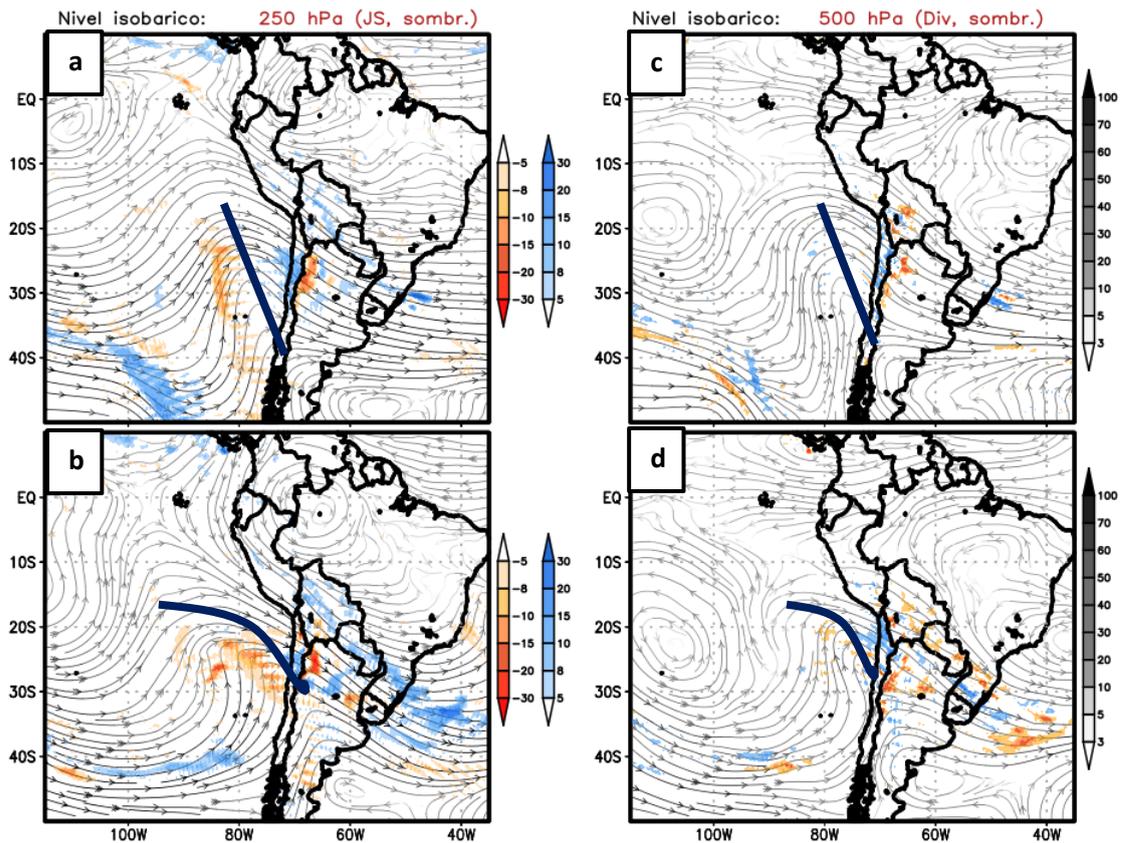


Figura 18: Similar a la Figura 12, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

En cuanto a la previsión de los parámetros dinámicos mediante cortes verticales/latitudinales en el núcleo de la DANA, no se encontró un núcleo de vorticidad negativa en 400 hPa, sin embargo, se presentó un núcleo de menor rotación y alcance vertical en 600 hPa (figura 18). La previsión del JS mediante el corte muestra un predominio de expansión zonal con núcleo sobre la cordillera en 200 hPa, diferente a una mayor expansión vertical y núcleo en 250 hPa observado por el modelo ERA-INTERIM (figura 19) sobre el lado occidental de la cordillera. La previsión del movimiento vertical ascendente es predominante sobre la cordillera cerca al núcleo de la DANA, de la misma forma sobre la sierra sur del Perú, aunque con una clara distorsión y sobreestimación de esta variable con respecto a lo observado (figura 19). En cuanto a la saturación del entorno sobre la sierra sur, la previsión no muestra valores altos de saturación. Cabe mencionar que, así como no hubo predominio de un entorno saturado sobre la sierra sur en los campos horizontales de humedad, tampoco se presentaron sobre los campos verticales como consecuencia de la escasa representación horizontal de la circulación anticiclónica en 500 hPa que advecta humedad desde la amazonia hacia esta región. En el mismo corte se puede apreciar que la isoterma de 0°C prevista no logra

reproducir con acierto su evolución debido a que no alcanzó aproximarse a superficie como en lo observado durante la FO. Adicionalmente, se encontró que el aporte de AVN por el sistema frío desde la FF hasta la FO es sobreestimado y distorsionado en la vertical durante su trayectoria hacia y sobre la sierra sur, asimismo las regiones de máximo levantamiento generada por el aporte de AVN es evidente sobre la sierra sur durante la FO, sin embargo, en contraste con lo observado, no muestran núcleos predominantes y bien definidos sobre los 500 hPa (anexo 7b). Asimismo, la región de temperatura entre -14 a -17°C refleja una menor caída en la vertical durante la FO con respecto a lo observado, y no lográndose identificar un traslape entre esta región y las zonas de máximo levantamiento dispersas, factores fundamentales para la ocurrencia de nevadas intensas.

Hacia el lado oeste de la cordillera de los andes el modelo logra representar el fortalecimiento de la circulación anticiclónica sobre el Pacífico en el nivel de 850 hPa durante la FO (figura 19). Además, logra capturar la elongación hacia el norte del sistema frío representado por los espesores en 500/1000 hPa, aunque sin alcanzar latitudes de -15°S durante la FF. La evolución prevista de los campos de presión en superficie logra representar el fortalecimiento del APS, así como la invasión de una cuna del APS hacia el sureste del Perú y su tendencia a una distribución zonal desde la FF (figura 20). Cabe mencionar que se observó una buena aproximación en cuanto a la magnitud al núcleo del APS; no obstante, mostró una sobreestimación de los campos de altura geopotencial, también presentado en niveles altos, y la subestimación de los campos de humedad relativa hacia este lado de la cordillera durante la FF y FO. Hacia el lado este de la cordillera, el modelo logró reproducir de forma acertada el AM así como su ligera extensión hacia el norte durante la FF. Así mismo, el modelo logra reproducir el movimiento hacia el este del SBP formada en el océano atlántico, así como el apiñamiento de los campos de altura geopotencial junto a una ligera saturación en niveles de 950 hPa durante la FF y FO, reflejo de la presencia de un sistema frontal posicionado sobre las fronteras de Brasil, Uruguay, Argentina y Paraguay (figura 20). La previsión de los parámetros dinámicos de convergencia y divergencia en niveles bajos hacia el lado este de la cordillera sur del Perú no logran reproducir los flujos convergentes en niveles bajos (700, 850 hPa) que desencadenaron el desarrollo convectivo sobre la vertiente oriental de los andes del sur durante la FF (anexo 8a). En general, la previsión de la evolución de los sistemas de escala sinóptica en niveles medios y bajos mediante las variables altura geopotencial y

presión reducida a nivel del mar durante la FF y FO muestran una buena aproximación del comportamiento observado de los sistemas.

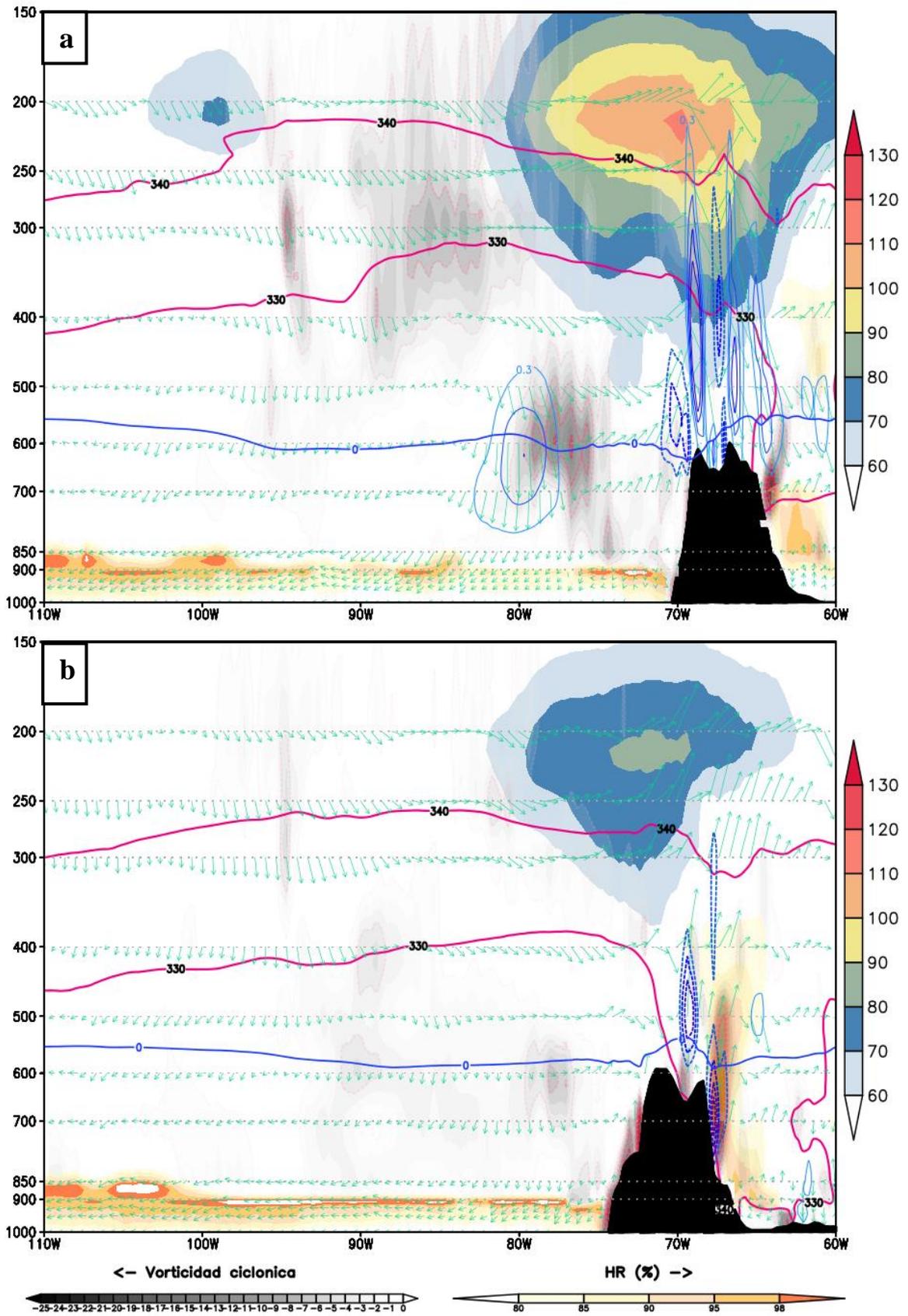


Figura 19: Similar a la Figura 15, pero previsto 96 horas antes de la FO. Válido para la FO.

En cuanto a los sistemas que favorecieron el desarrollo de sistemas convectivos hacia el lado este de la cordillera que aportaron humedad hacia los andes del sur, cabe recordar que la convergencia en niveles bajos jugó un rol importante durante las FF y FO. La convergencia observada durante estas fases que fueron propiciadas por el cambio de flujos de viento y su convergencia generada con el flanco este de la cordillera central y sur de los andes durante horas de la madrugada no logra ser prevista de forma certera (anexo 8a), el mismo que al complementarse con la casi nula divergencia en altura (figura 18) prevista durante estas fases no favorece al desarrollo convectivo según la previsión del modelo. De esta forma, el modelo no logra reproducir fielmente la influencia sinóptica sobre el flanco este de la cordillera central y sur del Perú por parte del movimiento de los flujos del sur en niveles bajos (< 850 hPa) asociados al movimiento del AM. Asimismo, la previsión de campos de temperatura de rocío para las FF y FO no muestran de forma precisa el alcance observado de la masa de aire extratropical hacia el lado este de la cordillera del centro y sur de Bolivia que influye en el posicionamiento del sistema frontal y la formación de convectivos en esta región. Bajo el escenario de formación de convectivos en el lado este de la cordillera central, el rol advectivo de la humedad hacia la sierra sur mediante los flujos de los vientos del norte en 500 hPa jugó un rol importante; sin embargo, la previsión de estos flujos no logró ser reproducida por el modelo para las FF y FO (anexo 8b).

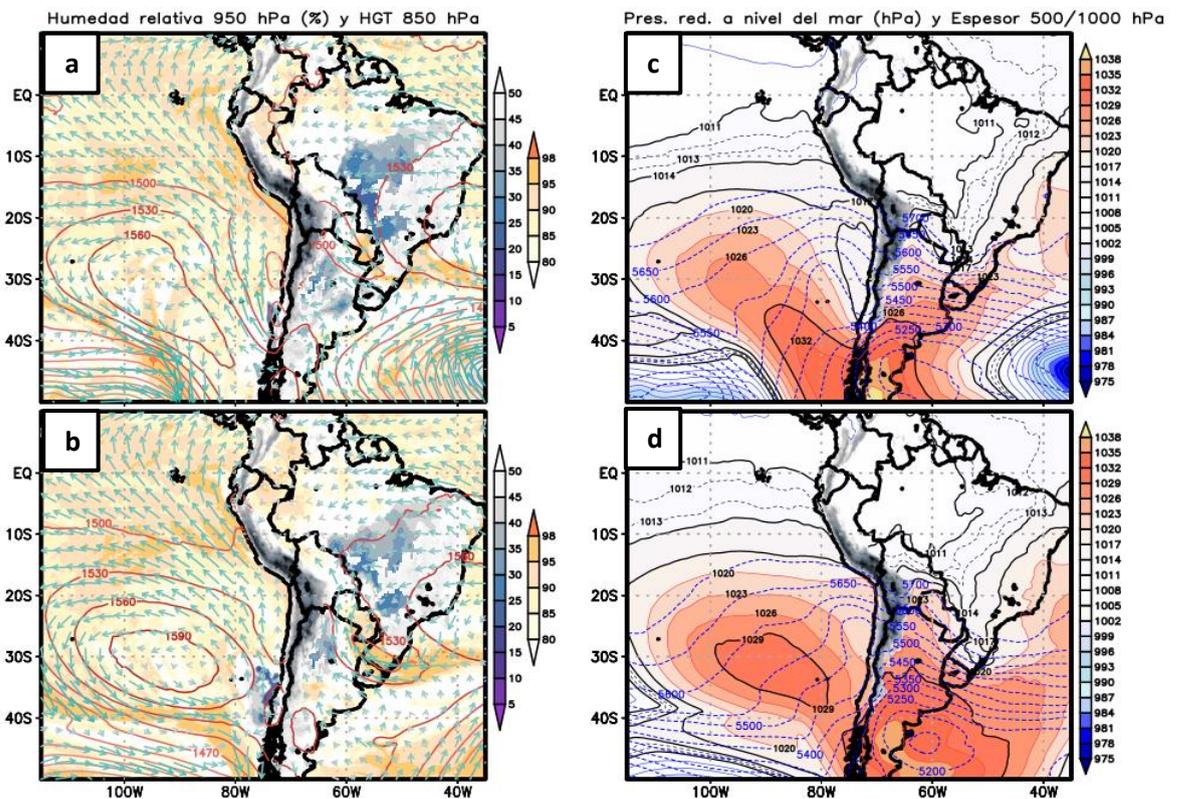


Figura 20: Similar a la Figura 14, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

El modelo logra captar el movimiento hacia el este y la invasión del eje de cuña del sistema anticiclónico ubicado sobre el Pacífico que permite el fortalecimiento del eje de vaguada asociada al sistema frío observada en niveles medios (figura 21). Sin embargo, así como el modelo no tuvo la capacidad de reproducir la elongación hasta los 10°S de la vaguada en niveles medios durante la FF y FO, tampoco logró prever la extensión y cercanía del núcleo de máxima de vorticidad ciclónica localizada en el centro de la DANA durante la FO (figura 21). De la misma forma, en la misma figura se encontró que los núcleos máximos de subsidencia del movimiento vertical asociada a estos sistemas en niveles medios son claramente subestimados en términos de magnitud en ambas fases, además durante la FO no se logra prever con certeza su aproximación hacia los andes del sur del Perú. Por lo tanto, la invasión de masa de aire frío desde niveles altos hacia niveles medios vinculada a la subsidencia observada es subestimada por el modelo ETA (figura 21). En cuanto a la previsión de la presencia de masa de aire frío mediante el diagrama de Hovmöller para niveles medios en latitud de 16°S , el modelo no logra prever la presencia de masa de aire frío en términos de temperatura durante la FF y FO; sin embargo, los flujos del viento zonal son previstos con magnitudes cercanas a los 50 kt y con dirección hacia los andes del sur del Perú, desde 75°W a 70°W (anexo 9a). Así como la temperatura no prevé invasiones de aire frío durante las fases asociadas al evento, las variables VP y altura geopotencial tampoco muestran indicio de alguna incursión desde niveles superiores (anexo 9a). El diagrama de Hovmöller, utilizado también en esta investigación para la identificación de condiciones favorables de ocurrencia de nevadas sobre la sierra sur durante las condiciones observadas en función a la temperatura del aire, humedad relativa y relación de mezcla en el nivel de 600 hPa sobre latitud de -16°S , también fue aplicado para la previsión del modelo ETA. En este sentido, el modelo logra prever valores sobre los 5 g/kg de relación de mezcla desde la FP hasta la FD hacia el lado este de -70°W , asimismo la saturación del entorno sobre el 90% predominó en esta zona durante las FF y FO (anexo 9b). Sin embargo, así como lo visto anteriormente, el modelo no reproduce la previsión de alguna invasión de aire frío (temperaturas alrededor de 0°C) cercana a superficie (600 hPa) durante ambas fases (anexo 9b). En este sentido, el modelo ETA/SENAMHI prevé la ocurrencia de precipitación del tipo líquida para la latitud de -16°S sobre la sierra sur hacia el este de la longitud de -70°W , mientras que las condiciones previstas hacia el lado oeste (sierra sur) la probabilidad de ocurrencia de algún tipo de precipitación fue casi nula (anexo 9b).

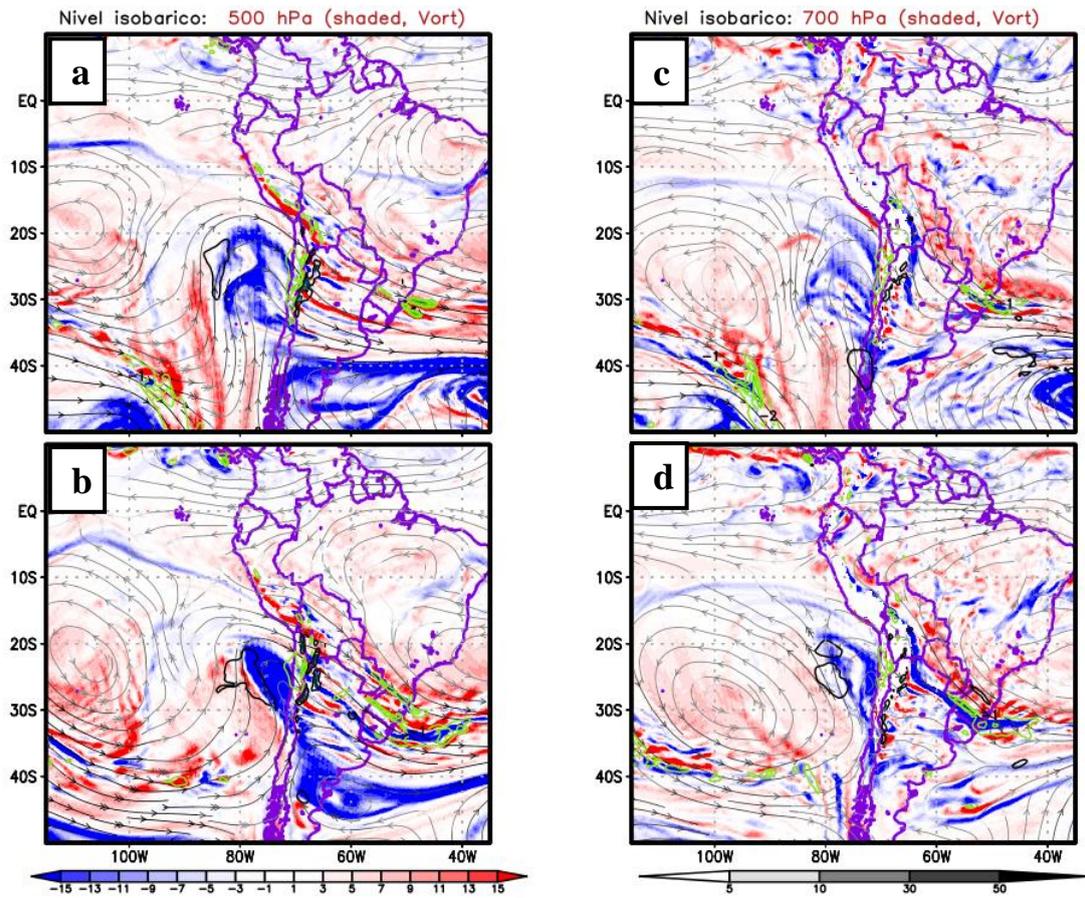


Figura 21: Similar a la Figura 13, pero previsto 96 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

b. Predicción del modelo ETA 48 horas antes de la FO

Bajo esta segunda previsión basada en una inicialización de 48 horas previas a la FO, así como con la previsión de 96 h de antelación al día D, los parámetros de altura geopotencial también logran prever la presencia y evolución de la vaguada en el nivel de 250 hPa; sin embargo, en el nivel de 500 hPa no logra reflejar una circulación ciclónica cerrada característica de la DANA durante la FO (figura 22). En esta previsión, el modelo logra reproducir el desprendimiento del JS en el nivel de 250 hPa sobre el Pacífico durante la FF; a pesar de ello, no logra representar certeramente su alcance sobre los 20°S. Cabe mencionar que el eje de esta vaguada durante la FF logra tener un alcance meridional hasta los 15°S, similar a lo observado; sin embargo, este eje fue previsto en una posición más hacia el este durante su movimiento hasta la FO, el mismo que podría distorsionar los efectos dinámicos sobre la sierra sur (figura 22). Asimismo, mientras que en la FO esta vaguada de altura asociada al JS se observó la invasión de vientos por encima de los 100 kt próximos al lado suroeste de la sierra sur, la previsión por parte de esta inicialización subestima la presencia de esta magnitud y también la alta cizalladura de viento originada en esta zona (figura 22). En cuanto a la saturación del entorno en el nivel de 500 hPa, los campos de humedad relativa continúan siendo subestimados sobre todo el dominio de integración; sin embargo, fue posible identificar regiones previstas con saturación por encima del 85% sobre la cordillera sur del Perú. A escala sinóptica, las caídas diarias de temperatura y altura geopotencial en 500 hPa, parámetros para la identificación del sistema frío, muestran regiones de calentamiento y enfriamiento semejante a lo observado, y reproduciendo con mayor acierto durante FF del evento (anexo 10). La previsión de los núcleos de caída diaria de altura geopotencial y temperatura para la FO asociados al movimiento de la vaguada son posicionados más hacia el este con respecto a lo observado, producto del poco acierto en prever la orientación del eje de vaguada en altura (anexo 10).

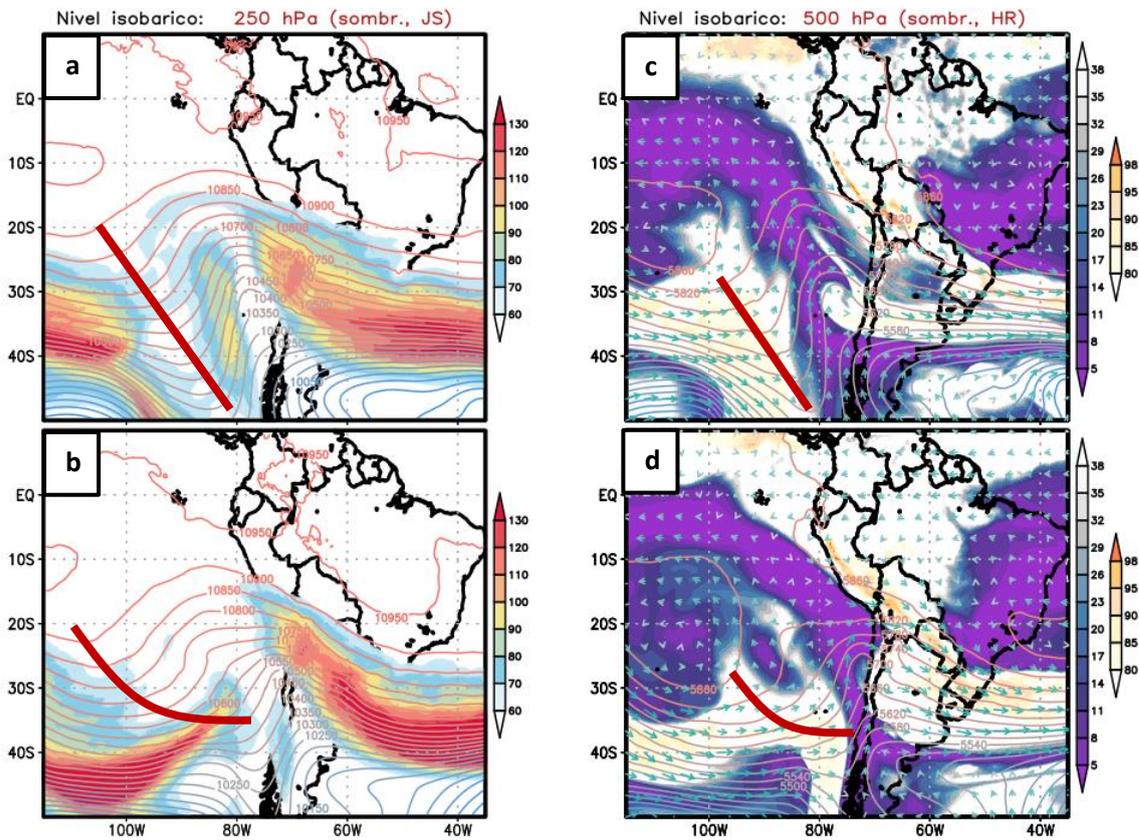


Figura 22: Similar a la Figura 10, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

El análisis de previsión de líneas de corriente para la FF en el nivel de 250 hPa (figura 23) muestra el patrón vaguada muy semejante a lo observado en cuanto a posición, dirección y magnitud de los vientos, mientras que el reflejo de esta vaguada en 500 hPa prevé un eje similar a lo observado asociado a una circulación anticiclónica que la precede. Asimismo, en esta previsión, a diferencia de la anterior y durante ambas fases, ya se muestra sobre la región sur del Perú un acople de flujos amazónicos y la vaguada en 500 hPa, con vientos en dirección hacia la sierra sur. El panorama de la previsión de los patrones sinópticos durante la FO (figura 23) resultó diferente en términos de posicionamiento a lo observado, ya que la evolución del eje de vaguada (posterior a la FF) dominante en 250 hPa mostró una desviación en su elongación y un mayor recorrido hacia el este, donde parte del eje se posicionó sobre territorio de Chile, teniendo efecto sobre la circulación en 500 hPa al mostrar un eje de orientación y posición similar. En síntesis, de acuerdo al análisis de líneas de corriente, el modelo no logra prever con certeza la elongación del eje de vaguada en el nivel de 250 hPa y tampoco la inclinación del eje de vaguada en el nivel de 500 hPa para la FO. Asimismo, en cuanto a la previsión de los campos de parámetros dinámicos (figura 23), la región continental donde predominó la divergencia en 250 hPa, asociado a la incursión del JS en

altura, se aproximó ligeramente a lo observado, siendo subestimado en magnitud en estos niveles altos. Sobre cordillera central y sur del Perú, bajo esta inicialización de 48 horas anterior al día D, el modelo logró prever parcialmente la formación de una línea divergente en el nivel de 250 hPa durante la FO, aunque con una subestimación en su magnitud. En contraste con la previsión de 96 h, esta previsión brindó un indicio de presencia divergente en esta región, mecanismo que fue uno de los componentes dinámicos cruciales que conllevaron a la ocurrencia de la nevada regional.

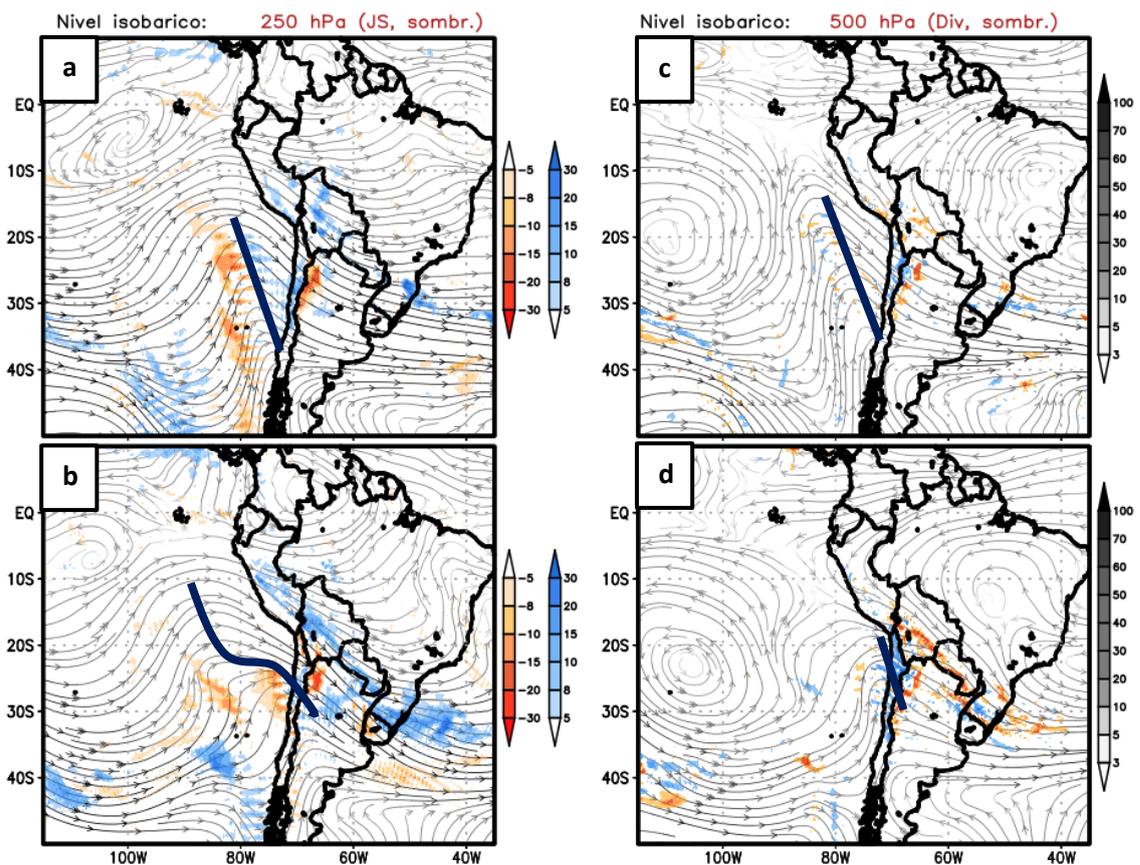


Figura 23: Similar a la Figura 12, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

El corte vertical/latitudinal en la latitud de 20°S (centro de la DANA) prevé una subestimación de la intensidad del sistema frío, expresado en términos de la componente rotacional del viento o vorticidad; sin embargo, muestra un posicionamiento de su núcleo en los 500 hPa sobre los 70°W, más próximo a cordillera que lo observado. De acuerdo a la previsión, la invasión del JS durante la FO refleja un aumento en la intensidad del viento; no obstante, la invasión del gradiente de magnitud de viento en la vertical o cizalladura desde niveles superiores también fue subestimada. Asimismo, esta previsión en el corte de 20°S

no logro reproducir durante la FO la forma acampanada de la temperatura potencial hacia el lado oeste de la cordillera, en su lugar se prevé una posición del eje de la campana diferente a lo observado que generó principalmente efectos de movimientos descendentes sobre cordillera para esta fase. En consecuencia, el efecto de esta previsión también mostró un comportamiento diferente sobre los 16°S (figura 24b), debido a que se sobreestimó la presencia de vorticidad ciclónica en la vertical, encontrándose hasta los 300 hPa, promoviendo sobre la sierra sur una sobrestimación del movimiento vertical ascendente desde la FF hasta la FO. En cuanto a la previsión de la humedad relativa, el corte de 20°S muestra una clara subestimación sobre cordillera, mientras que sobre la sierra sur del Perú (figura 24b) los valores de saturación logran ser próximos a lo observado, debido a una mejor previsión en el acople de la vaguada en 500 hPa y los flujos de la amazonia que aportaron humedad hacia la sierra sur (figura 23). En el corte sobre los 16°S durante la FO (figura 24b), se puede apreciar también la proximidad de la isoterma de 0°C prevista sobre la sierra sur occidental, de comportamiento similar a lo observado. En la figura de AVN (anexo 10b) se puede apreciar la presencia del mismo de la advección de esta al llegar sobre la sierra sur durante la FO; sin embargo, al igual que la previsión de 96 h, muestra una clara distorsión y sobrestimación en la vertical, mientras que una región divergente producto de la línea divergente prevista en los campos zonales en altura también se reflejan en este corte. Posiblemente, debido a este comportamiento previsto de la AVN explicaría la sobrestimación del movimiento vertical en toda la columna atmosférica sobre la sierra sur. Asimismo, en este tipo de gráfica no se aprecia el traslape entre los núcleos de máximo levantamiento con la región de temperaturas entre -14 a -17°C sobre la sierra sur.

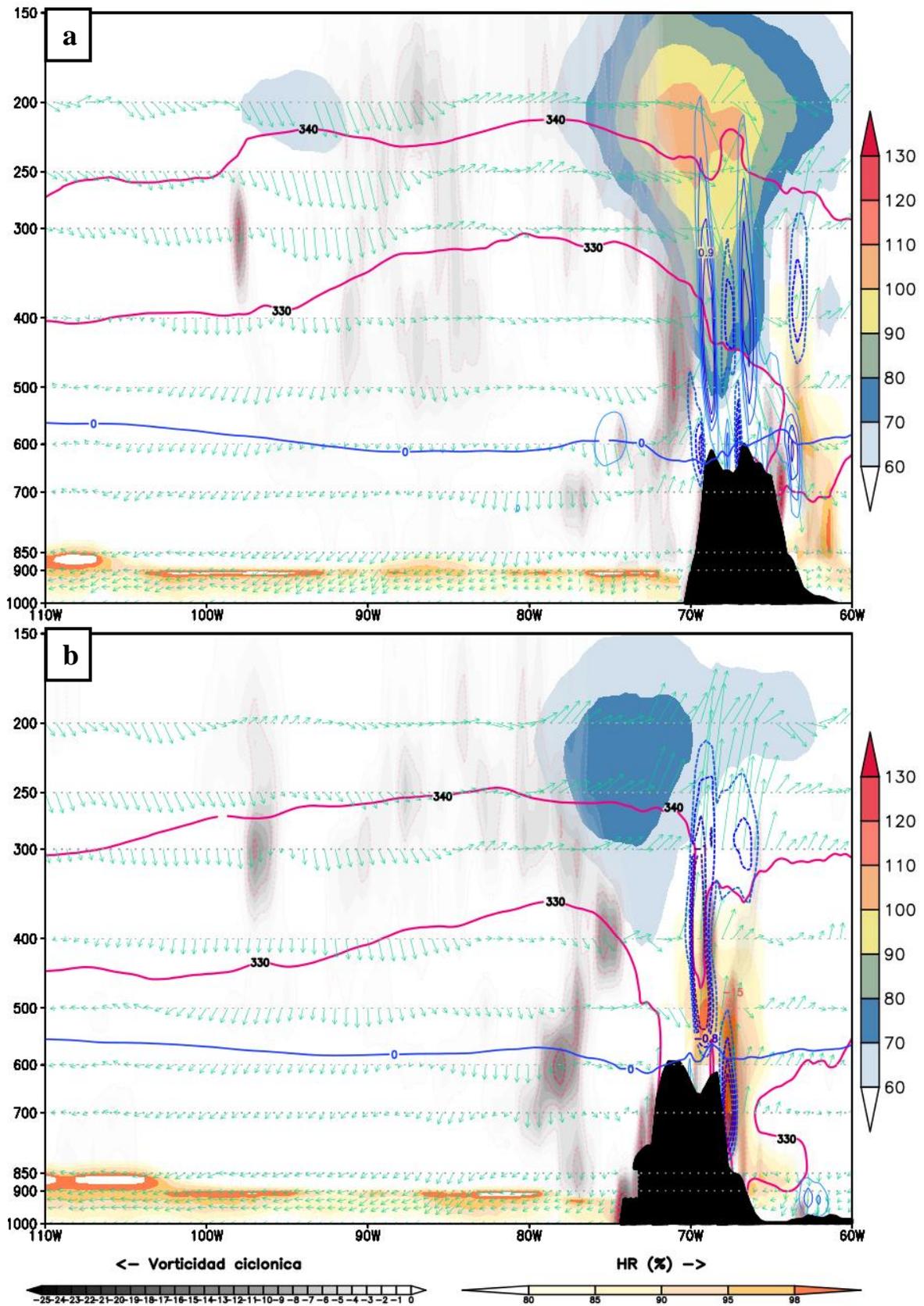


Figura 24: Similar a la Figura 15, pero previsto 48h antes de la FO.

La previsión del APS, durante ambas fases, así como los campos de altura geopotencial y humedad relativa hacia el lado este y oeste de la cordillera mostraron una buena aproximación a lo observado en términos de distribución espacial (figura 25); sin embargo, una vez más, fue evidente la sobrestimación de las magnitudes de altura geopotencial, mientras que los campos de humedad relativa son subestimados en ambos lados de la cordillera. Hacia el lado occidental de los Andes, como consecuencia del posicionamiento de la vaguada en altura asociado al sistema frío que afectó a la cordillera de los Andes, el campo de espesores 500/1000 hPa también muestra un eje de vaguada posicionado hacia el este con respecto a lo observado. El modelo también fue capaz de reproducir la incursión y fortalecimiento del AM durante la FF y FO, así como el movimiento hacia el este del SBP sobre el océano atlántico asociado a un sistema frontal ubicado sobre las fronteras de Brasil, Uruguay, Argentina y Paraguay (figura 25). En contraste a la FF, el AM logra alcanzar un eje de cuña en dirección hacia el centro de Bolivia durante la FO, similar a las condiciones observadas.

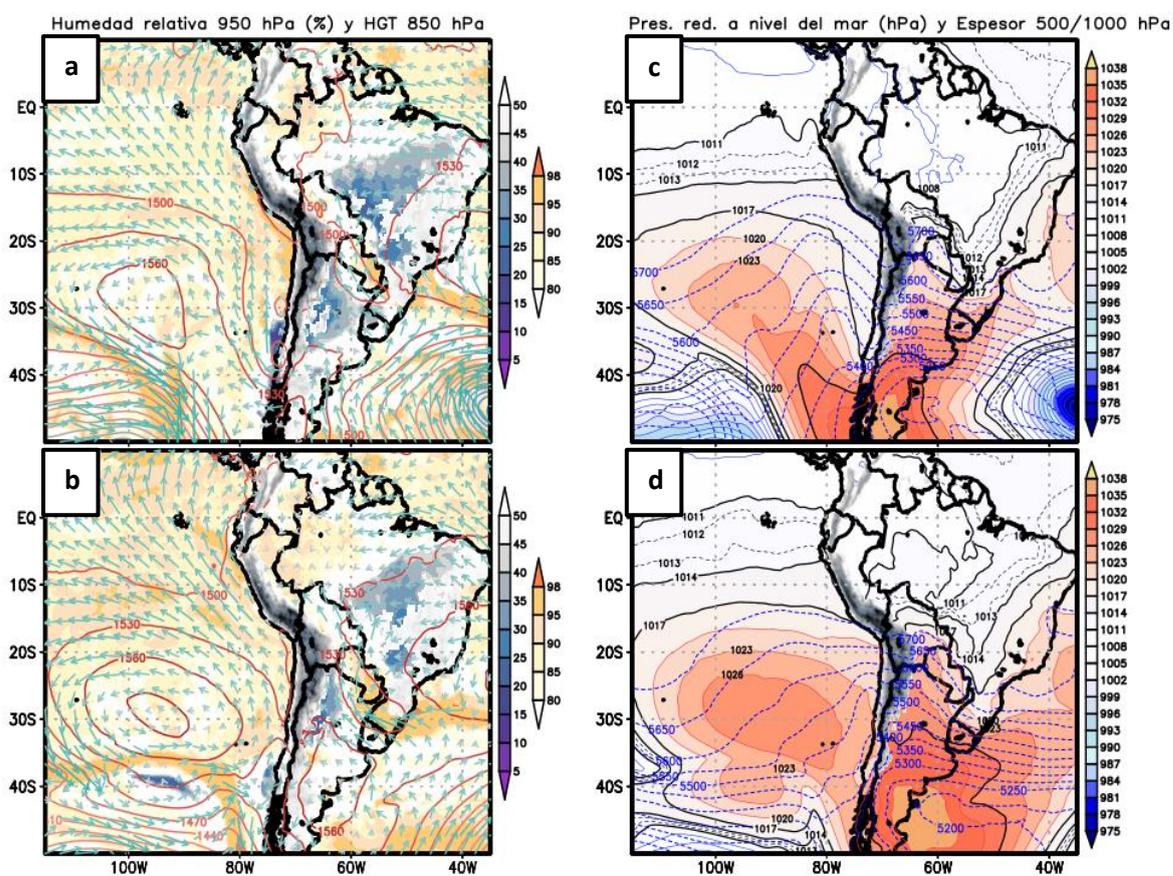


Figura 25: Similar a la Figura 14, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

En cuanto a los mecanismos de acople de divergencia y convergencia en niveles altos y bajos respectivamente, se observó que sobre el flanco este de la cordillera central y sur de los andes, el modelo, a pesar de mostrar una mejor previsión de los campos de divergencia en altura sobre esta región, no logró reproducir con proximidad la convergencia generada en niveles bajos sobre la selva central y sur del Perú durante la FF, puesto que a pesar de prever regiones de convergencia durante horas de la madrugada de la FF, éstas fueron muy dispersas geográficamente, mientras que en selva central no hubo indicio de convergencia en ese nivel (anexo 11). Sobre el este de la cordillera sur del Perú, la convergencia prevista en niveles bajos, producto del debilitamiento de los flujos del norte y la influencia de los flujos del sur asociado al AM, mostró una ligera mejora en su simulación, siendo de forma más precisa durante horas cercanas a la FF que a la FO. El alcance de la influencia del AM, en términos de los campos temperatura de rocío, presentó una mejor aproximación en su avance hacia el norte por el flanco este de la cordillera del centro y sur de Bolivia. Según los campos previstos, bajo esta inicialización de 48 h previas a la FO, hubo una ligera probabilidad de formación de sistemas convectivos en la selva central y norte del Perú en horas de la madrugada, principalmente para la FF. Esta probabilidad de potencial convectivo, estuvo acoplada con una mejor previsión de los flujos del norte en el nivel de 500 hPa (anexo 11b) que posibilitan la advección de humedad atmosférica sobre la sierra sur del Perú posterior a la FF.

Mediante la previsión de altura geopotencial en niveles altos y medios, se identificó una mejor representación de la elongación hacia el norte y un recorrido desviado hacia el este, con respecto a lo observado, por parte del sistema de vaguada en altura. En consecuencia, en la previsión de líneas de corriente, campos de vorticidad y movimiento vertical (figura 26) se identificó una mejor aproximación espacial del núcleo de subsidencia en los 500 hPa (sobre los 20°S) durante la FF, aunque siendo subestimado en magnitud. Asimismo, la previsión de la distribución de los núcleos de giro ciclónico fueron semejantes con lo observado durante la FF; sin embargo, en la FO fue evidente la distorsión en el movimiento del núcleo ciclónico, así como de los núcleos de subsidencia asociados (figura 26), no sosteniéndose a través de la latitud de 20°S en la FO que tuvo un reflejo hasta los 700 hPa, característica del sistema frío observado. En cuanto a la previsión mediante el diagrama de Hovmöller para la latitud de 16°S (anexo 12a), el modelo logra prever la presencia de masa de aire de frío con núcleo sobre los 80°W expresado en términos de temperatura del aire y

altura geopotencial en 500 hPa, posicionándose de forma semejante a las condiciones observadas. Sin embargo, la previsión de la magnitud de la temperatura fue subestimada, mientras que la altura geopotencial, una vez más, fue sobrestimada. Aunque la previsión de los valores de PV no muestran valores por debajo de -1.6 UVP, en el mismo núcleo de masa de aire frío previsto se identificó magnitudes inferiores a su entorno y cercanos a -1 UVP. La previsión del comportamiento de estos parámetros es un indicio de invasión de aire frío desde niveles superiores a niveles medios. En cuanto a la aplicación del diagrama de Hovmöller en la latitud de -16°S para la previsión del acaecimiento de la nevada sobre la sierra sur, sobre la región entre -75° a -70°W (anexo 12b), en esta inicialización el modelo logra predecir de forma eficaz el traslape entre la invasión de temperaturas cercanas y por debajo a los 0°C , con una alta saturación del entorno por encima del 90% y valores de relación de mezcla en 600 hPa por encima de los 5 g/kg, necesarios para favorecer la ocurrencia de nevadas.

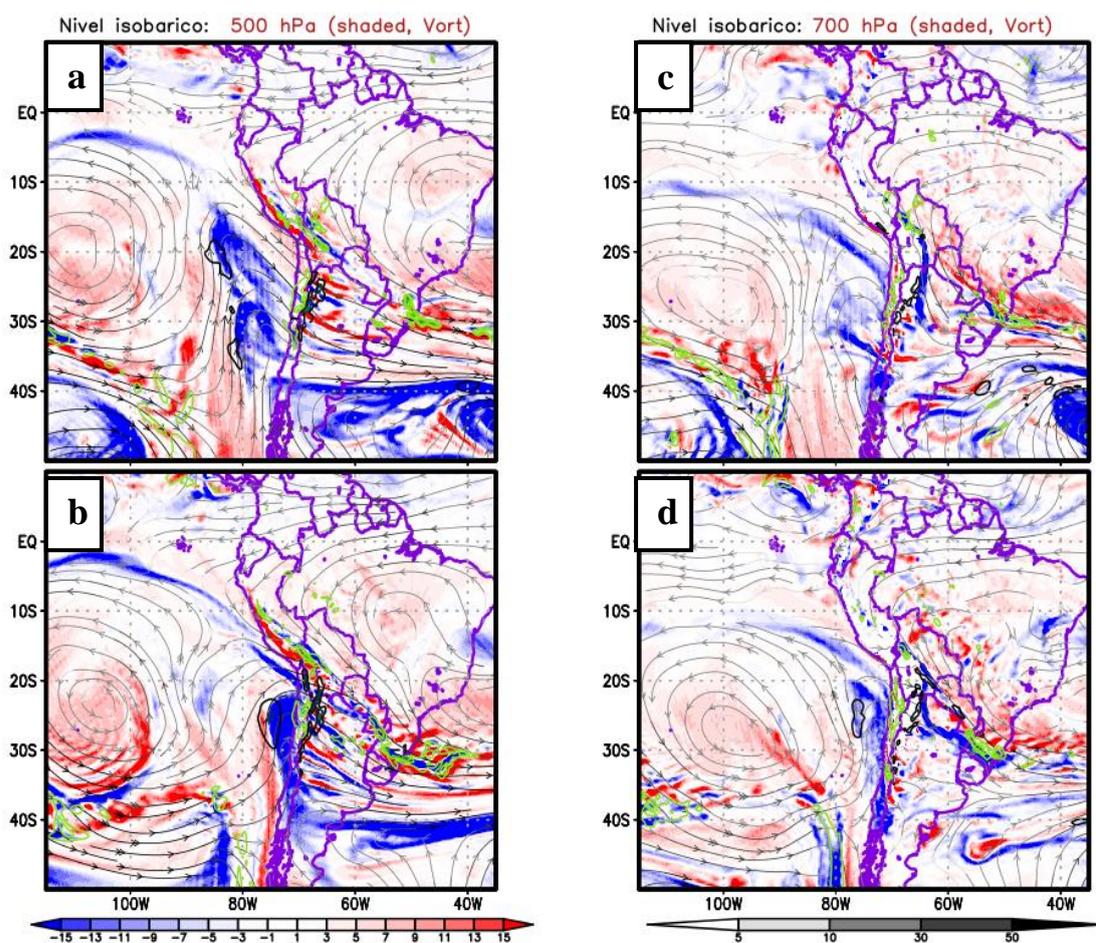


Figura 26: Similar a la Figura 13, pero previsto 48 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

c. Predicción del modelo ETA 24 horas antes de la FO

La predicción de los campos de altura geopotencial y JS en el nivel de 250 hPa, basados en la inicialización de 24 horas previas a la FO del evento, logran representar de forma muy próxima a lo observado, la posición y movimiento del eje de cuña sobre el Pacífico, así como la evolución del eje de vaguada en altura hasta la FO (figura 27). Asimismo, la previsión del desprendimiento del JS en el Pacífico durante la FF muestra una subestimación en su magnitud, sin embargo, entre los 3 casos analizados, refleja mejor el alcance tropical por parte del JS desprendido y su interacción con el JS de núcleo continental. Cualitativamente, la previsión de la evolución del JS en términos de magnitud hacia el lado suroeste de la sierra sur desde la FF hasta la FO logró mostrar una mejor aproximación del comportamiento del JS (figura 27b). En tropósfera media, los campos de altura geopotencial en 500 hPa evidencian, como en las inicializaciones anteriores, una subestimación de esta variable a través de todo el dominio de integración; sin embargo, esta predicción logra anticipar la formación de una circulación ciclónica cerrada sobre los $25^{\circ}\text{S}-75^{\circ}\text{W}$ (figura 27d). Asimismo, la predicción de la humedad relativa en este nivel continúa siendo subestimada a través del dominio de integración; sin embargo, durante la FO sugiere un aumento de la humedad con valores sobre el 90% sobre la cordillera sur del Perú (figura 27d). En cuanto a la identificación del sistema frío mediante la predicción de los campos de caídas diarias de temperatura y altura geopotencial en 500 hPa, estos muestran una buena aproximación a lo observado, identificando notablemente un núcleo frío prevaleciente sobre los $25^{\circ}\text{S}-75^{\circ}\text{W}$ (anexo 13a), como consecuencia de una mejor aproximación de los sistemas sinópticos en niveles altos.

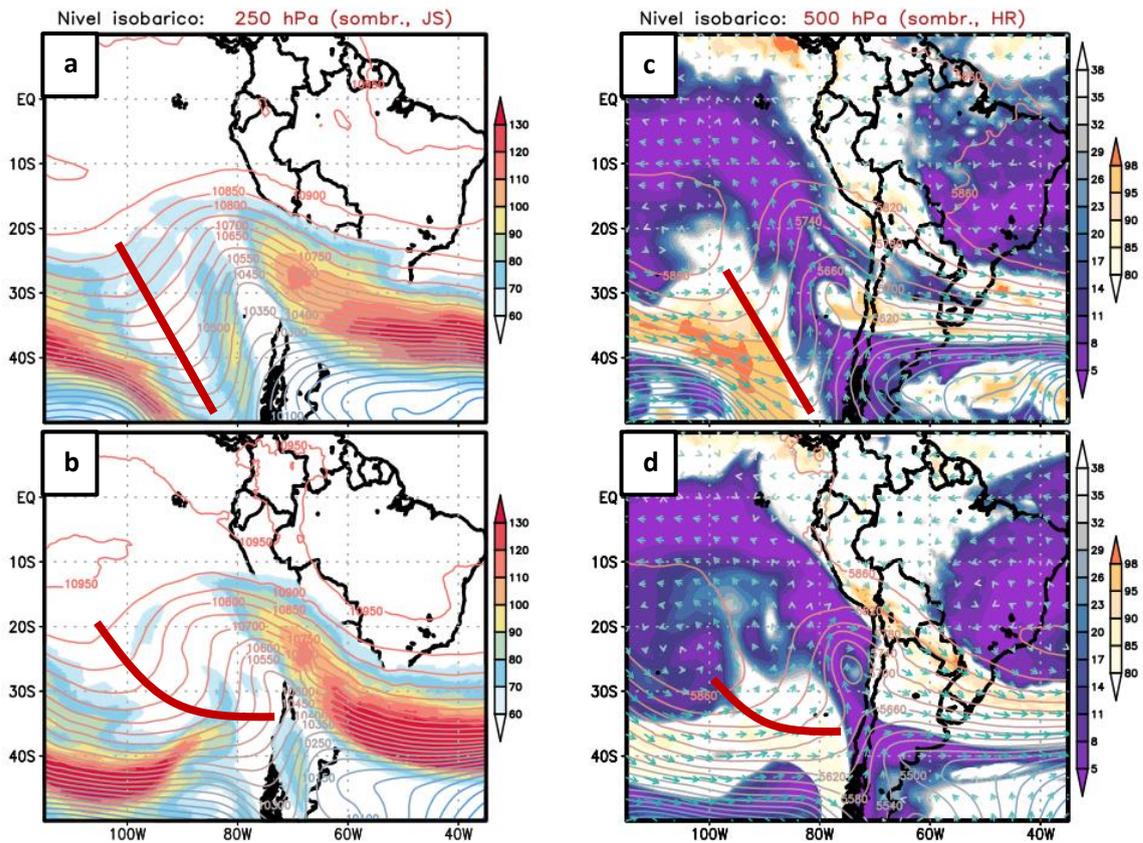


Figura 27: Similar a la Figura 10, pero previsto 24 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

Así como los campos de altura geopotencial en niveles altos, la previsión de las líneas de corriente en 250 hPa muestra una buena representación de la circulación sinóptica sobre el dominio de integración, asimismo logra representar de forma próxima a lo observado el eje de vaguada durante la FF y su elongación en la FO (figura 28a, b). En el nivel de 500 hPa, así como con la previsión de 48 horas, el alcance subtropical del eje de vaguada logra alcanzar los 10°S durante la FF, similar a lo observado (figura 28c). Asimismo, la previsión de este eje en este nivel durante la FO en términos de su aproximación con la sierra sur del Perú es representado de forma muy próxima a lo observado (figura 28d). En este mismo nivel, la previsión logra identificar la circulación anticiclónica de escala sinóptica sobre la amazonia sudamericana y su conexión con el eje de vaguada en 500 hPa, logrando simular el ingreso de los vientos desde la amazonia durante la FF y FO (figura 28c, d). A diferencia de la previsión de 48 horas, la previsión de los vientos del norte hacia la sierra sur durante la FO fue más próxima a lo observado en términos de distribución y magnitud (anexo 14b). De esta forma, el comportamiento de los flujos fue previsto de forma muy próxima a lo observado durante ambas fases. En cuanto a la previsión de los parámetros dinámicos de divergencia/convergencia en 250 hPa, fue evidente la formación de una línea divergente

sobre la sierra sur y selva central, como consecuencia una mejor simulación de la aproximación del eje de vaguada y la invasión del JS sobre el sur del Perú; sin embargo, las zonas divergentes sobre esta región muestran subestimación en magnitud y un posicionamiento más disperso que lo observado (figura 28b).

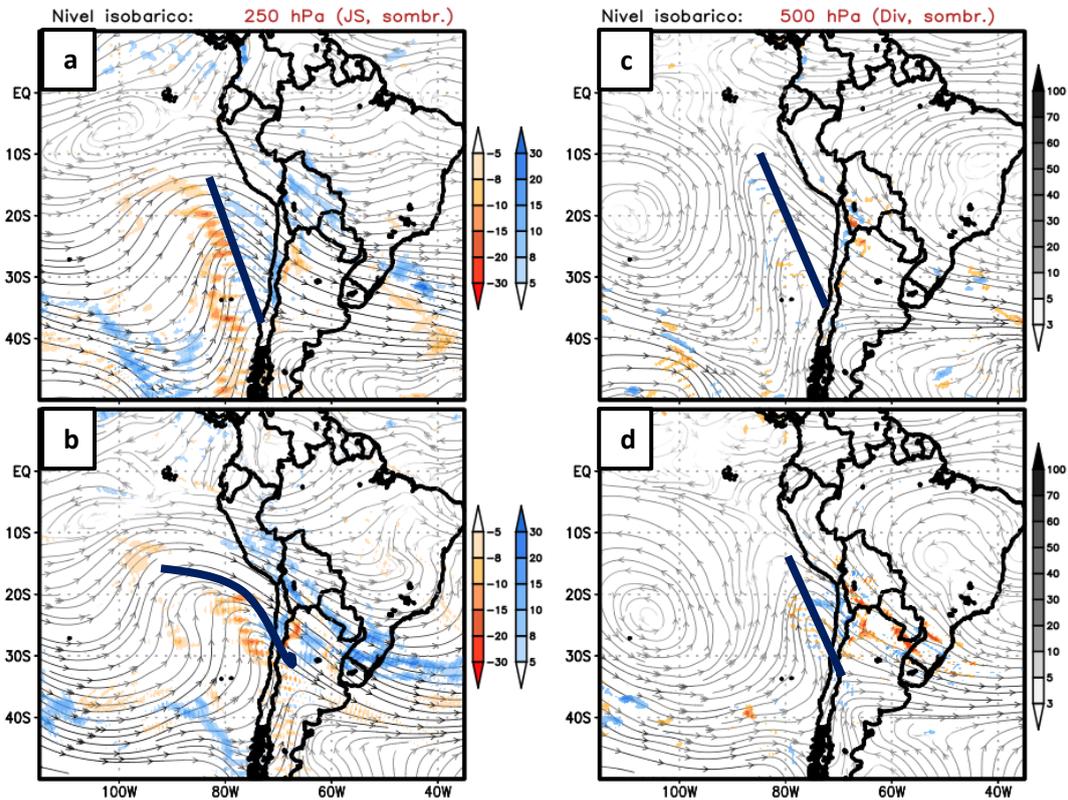


Figura 28: Similar a la Figura 12, pero previsto 24 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

La previsión del corte latitudinal en 20⁰S muestra un núcleo de vorticidad ciclónica predominante sobre los 600 hPa, como indicio de la presencia del sistema frío, y posicionado, al igual que lo observado, sobre los 75⁰W; sin embargo, con una menor extensión vertical y una subestimación en su magnitud, desencadenando también una subestimación del movimiento vertical descendente en la parte trasera del sistema frío (figura 29). En cuanto a la posición y extensión del JS en la misma latitud, muestra una mayor semejanza a lo observado, con respecto a las otras previsiones; no obstante, muestra una ligera sobrestimación en su magnitud. Por otro lado, la previsión del corte en los 16⁰S muestra una buena aproximación en intensidad y extensión vertical del JS, asimismo la previsión del núcleo del sistema frío sobre esta región se ubica en los 550 hPa y próximo a

los 75⁰W, similar a las condiciones observadas. Ambos mecanismos permitirían una mejor aproximación del movimiento vertical ascendente sobre la sierra sur del Perú, con núcleos definidos sobre los 450 hPa y de extensión similar a las condiciones observadas (figura 29b). Asimismo, la previsión de la AVN se restringe desde el nivel de 400 hPa hacia niveles inferiores producto de una mejor previsión de la vorticidad ciclónica (anexo 13b). Cabe mencionar que la previsión del traslape de la región de temperaturas que favorece la formación de nieve junto a los núcleos de movimiento vertical muestra una mejor aproximación a lo observado, con respecto a los casos anteriores (anexo 13b). El mismo corte, prevé una alta saturación sobre la sierra sur y similar a lo observado, en términos de humedad relativa, posiblemente como consecuencia de una mejor aproximación de los flujos procedentes de la amazonia, previsto a través del análisis de líneas de corriente en 500 hPa.

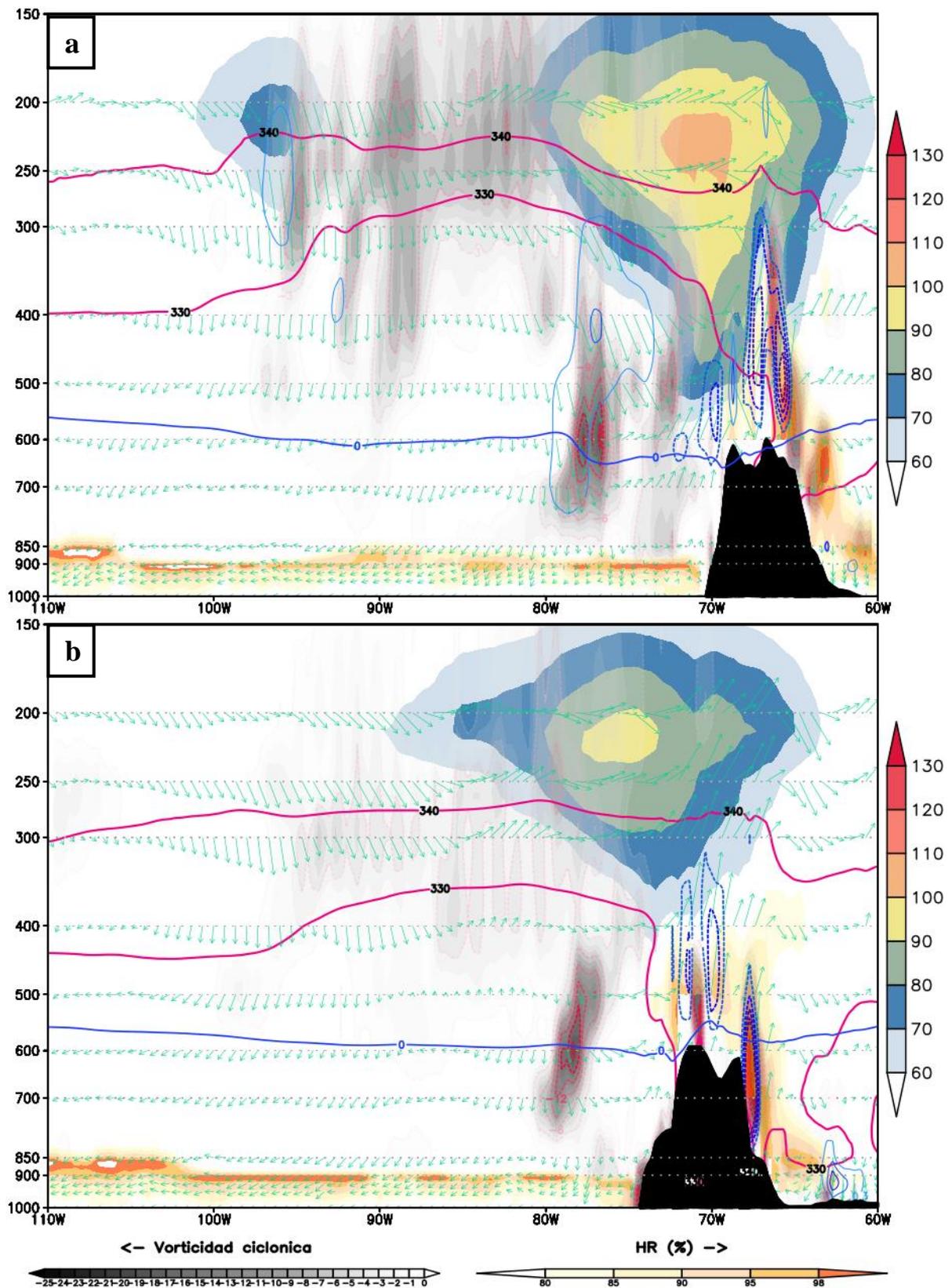


Figura 29: Similar a la Figura 15, pero previsto 24 horas antes de la FO.

La previsión del sistema del APS desde la FF hasta la FO muestra una buena aproximación a lo observado en términos de posicionamiento e intensidad, de igual forma la previsión del AM logró identificar su movimiento y la extensión de su cuña hasta el centro de Bolivia durante la FO (figura 30c, d). A diferencia de las previsiones predecesoras, los espesores de la capa 500/1000 hPa logran reflejar el eje de vaguada de altura hasta formar un núcleo no cerrado en su totalidad sobre los $25^{\circ}\text{S}, 75^{\circ}\text{W}$, como indicador de la presencia del sistema frío que alcanza estos niveles bajos (figura 30d). Asimismo, los campos de altura geopotencial a escala sinóptica muestran una buena aproximación a lo observado; sin embargo, continúa siendo sobrestimado en magnitud en tropósfera baja para ambas fases (figura 30). Las regiones de mayor humedad relativa observada través del todo el dominio son también previstos por el modelo; no obstante, estos campos continúan siendo subestimados, sin alcanzar altos grados de saturación observados en los sistemas frontales durante la FO (figura 30). En cuanto al potencial para la formación de actividad convectiva hacia el lado este de la cordillera central y sur de los andes, el modelo logra prever zonas convergentes sobre esta región durante la FF, aunque con una clara sobreestimación de este parámetro, y con menor intensidad y dispersión durante la FO; sin embargo, no se logra complementar con la divergencia en altura, principalmente durante la FO (anexo 14a). Esta desorganización prevista para el acople de estos parámetros no favorecería la actividad convectiva profunda sobre la selva central y sur del Perú, regulada por la divergencia en altura; aunque, debido al comportamiento de los flujos convergentes previstos en niveles bajos no se descartaría por completo la formación de sistemas convectivos en esta región.

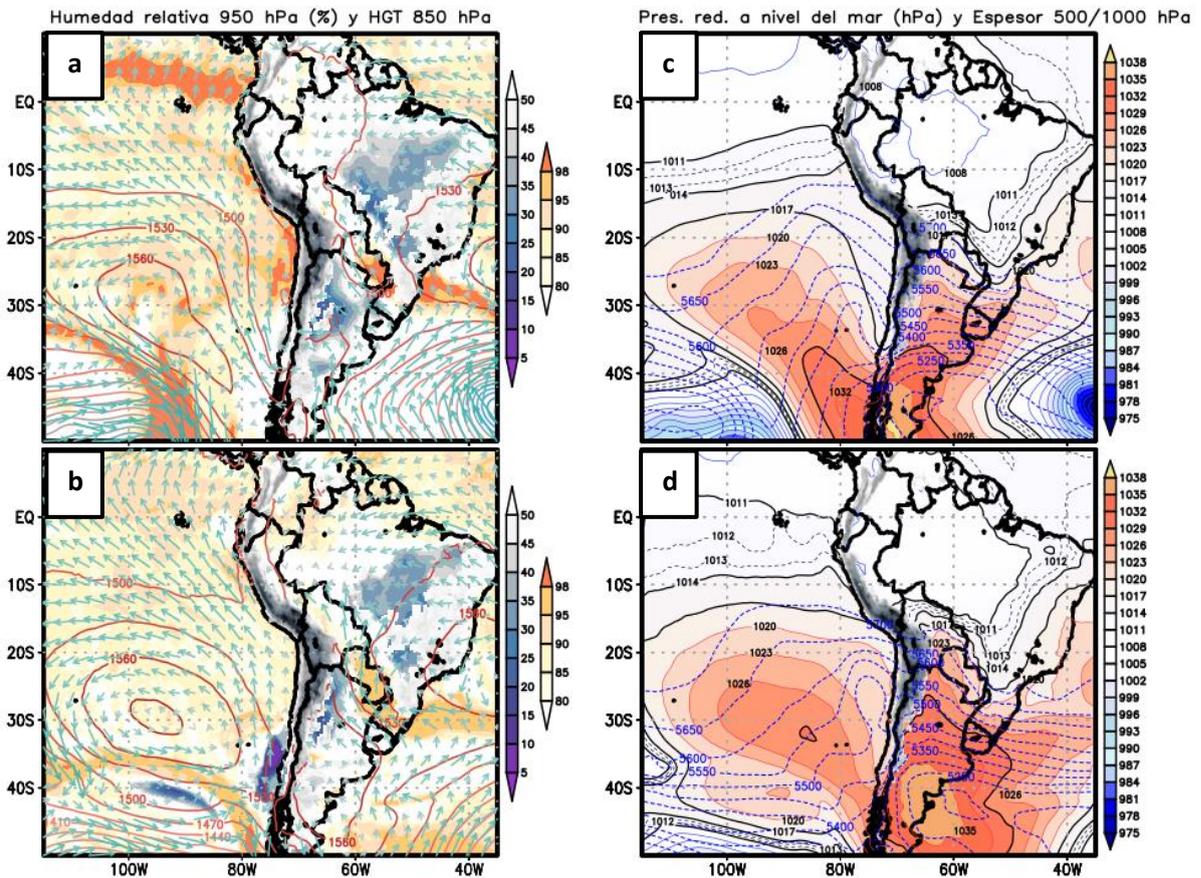


Figura 30: Similar a la Figura 14, pero previsto 24 horas antes de la FO. Secuencia válida para FF y FO.

Bajo esta inicialización de 24 h de antelación, la previsión de la distribución espacial de los campos de vorticidad logran ser semejantes a los observados, tanto en los ejes de cuña y vaguada, así como en las circulaciones ciclónicas y anticiclónicas en el dominio de integración. La invasión del eje de vaguada hacia latitudes subtropicales que alcanzan latitudes próximas a los -10°S pudo ser identificable mediante la previsión de su giro ciclónico durante la FF, mientras que en la FO el posicionamiento de este eje y su vorticidad asociada fue muy semejante a lo observado. La invasión de masas de aire fría desde tropósfera alta a media, representada por el núcleo de movimiento vertical descendente detrás de esta vaguada, pudo ser prevista por el modelo durante la FO, localizándose muy cerca a los 20°S , 75°W en 500 hPa, aunque con una notable subestimación al igual que en las previsiones anteriores. Asimismo, la presencia del predominio de movimiento vertical ascendente en la parte delantera del eje de vaguada fue prevista por el modelo durante la FO, la misma que se presencié sobre la sierra sur del Perú. La previsión del diagrama de Hovmöller en la latitud de -16°S aplicado a la altura geopotencial en 500 hPa y la VP en 300 hPa muestran la presencia de valores mínimos de VP cercanos a -0.6 UVP desde el día 24

hasta 12 horas posteriores, asociado a un centro de baja presión expresado por el núcleo frío de altura geopotencial en el mismo periodo (aunque sobrestimado en magnitud), y reflejado a través de una masa de aire más frío que su entorno, expresado mediante temperaturas cercanas a los -12°C (anexo 15a). Así como con la previsión de 48 horas antes de la FO, la previsión del diagrama de Hovmöller aplicado a la humedad relativa, relación de mezcla y la presencia de masas de aire con temperaturas debajo de 0°C en el nivel de 600 hPa muestran un buen acoplamiento entre ellos para la ocurrencia de nevadas en la sierra sur horas posteriores a la FF y finalizando después de la FO, especialmente para la región comprendida entre los -75°W a -70°W (anexo 15b). En términos de la invasión de aire frío, sus magnitudes previstas por la inicialización de 24 horas antes de la FO fueron más precisas que la inicialización de 48 horas, en ambos diagramas.

En las tablas 8 y 9 se realizó un resumen de la capacidad del modelo en predecir los procesos meteorológicos observados más influyentes durante la FF y FO respectivamente. Cabe resaltar que la previsión de 48 y 24 horas fueron capaces de predecir de forma muy próxima a lo observado las condiciones durante la FF, mientras que los patrones vistos en la FO fueron previstos de forma más certera con la previsión de 24 horas. Sin embargo, esta última presentó limitaciones en representar la región subsidente asociada al sistema frío, así como el comportamiento de los vientos y la convergencia en tropósfera baja.

Tabla 8: Procesos meteorológicos previstos por el modelo ETA/SENAMHI para la FF

	Dinámica o proceso meteorológico asociado durante la fase de formación (FF) del evento	Inicialización del modelo		
		96	48	24
		horas	horas	horas
		¿Previsto? Si/No		
Tropósfera alta	Vaguada profunda hasta los 15°S, paralela y próxima a la sierra sur	No	Si	Si
Tropósfera media	Región subsidente detrás de la vaguada	Si	Si	Si
	Vaguada profunda hasta los 10°S, paralela y próxima a la sierra sur	No	Si	Si
	Mov. Vertical ascendente en sierra sur	Si	Si	Si
	Vientos del norte hacia sierra sur	No	Si	Si
Tropósfera baja	Influencia de la AM en el alcance de vientos del sur hacia la selva sur del Perú	No	Si	Si
	Convergencia en selva central del Perú	No	Si	Si

Tabla 9: Procesos meteorológicos previstos por el modelo ETA/SENAMHI en la FO

	Dinámica o proceso meteorológico asociado durante la Fase de Ocurrencia (FO) del evento	Inicialización del modelo		
		96	48	24
		horas	horas	horas
		¿Previsto? Si/No		
Tropósfera alta	Ondulación y aproximación del eje de vaguada hacia la sierra sur	Si	No	Si
	Invasión tropical del JS sobre la sierra sur	Si	Si	Si
	Contundencia de la invasión tropical del JS sobre latitudes de -15°S	No	No	Si
Tropósfera media	Circulación ciclónica cerrada en 24°S-75°W	Si	No	Si
	Posición e intensidad del núcleo subsidente circundante a la DANA	No	No	No
	Línea divergente sobre sierra sur	No	No	Si
	Saturación del entorno mayor a 95% en sierra sur	No	Si	Si
	Mov. vertical ascendente sobre sierra sur	Si	Si	Si
	Vientos del norte hacia sierra sur	No	Si	Si
Tropósfera baja	Influencia de la AM en el alcance de vientos del sur hacia la selva central y sur del Perú	No	No	Si
	Vientos zonales del este convergentes en selva central	No	No	No
	Convergencia en selva central	No	No	No

4.3. Evaluación cuantitativa de la predicción de las configuraciones sinópticas del modelo ETA/SENAMHI durante el evento de nevada

Para la evaluación cuantitativa, se utilizaron las variables analizadas durante la evaluación cualitativa distribuidas a través de campos horizontales sobre el dominio de integración de Sudamérica. Debido a la complejidad de evaluar cuantitativamente la variable cinemática línea de corriente, se utilizó en su lugar el análisis de la componente zonal y meridional del viento. Los parámetros estadísticos fueron aplicados a estas variables distribuidas en tropósfera alta, media y baja.

Durante la evaluación cualitativa, de acuerdo al rol de los sistemas de circulación sinóptica se encontraron las variables que logran explicar mejor el desarrollo y ocurrencia del evento. Estas variables halladas fueron analizadas en la parte cualitativa, las cuales fueron:

- En tropósfera alta: JS, altura geopotencial, divergencia/convergencia y el viento zonal en 250 hPa.
- En tropósfera media: la humedad relativa, altura geopotencial, vorticidad, movimiento vertical, la magnitud del viento y su componente zonal y meridional.
- En tropósfera baja: la presión reducida a nivel del mar, espesor de 500/1000 hPa, humedad relativa en 950 hPa, altura geopotencial en 850 hPa, divergencia/convergencia en 850 hPa y la componente meridional del viento en 925 hPa.

Se analizó la distribución espacial del bias y RMSE únicamente durante la FO del evento, esto con el fin de reducir la amplia información generada por las variables. Estas distribuciones espaciales fueron comparadas entre los 3 casos de previsión del modelo: 96, 48 y 24 horas antes de la FO del evento. Además, debido al rol que jugó el sistema frío en niveles altos y su proximidad con la sierra sur del Perú, se calculó los parámetros estadísticos como RMSE y SC sobre el dominio de integración de Sudamérica y sobre la región definida como A2 (figura 2), con la finalidad de comparar la evolución temporal en estas 2 regiones.

a. Distribución espacial del bias durante la FO del evento

En tropósfera alta, se encontró que, desde el punto de vista sinóptico, la distribución del error medio para la magnitud del viento en el caso 1 presentó máximos de sobre y subestimación a través de los ejes de ambos JS observados en la figura 9c, e incluso logrando subestimar con magnitudes cercanas a los 40 kt en la región de invasión tropical latitudes de -20°S (figura 31a), vinculado al lado derecho del eje de vaguada previsto, figura 17b. En el caso 2, previsión de 48h, se encontró una clara disminución de la sobrestimación y subestimación de los vientos máximos distribuidos sobre el Atlántico; sin embargo, sobre el Océano Pacífico no se evidenció una disminución del error medio (figura 31b). Incluso se observó que en la región de invasión tropical del JS próxima al sur del Perú, la distribución espacial del error medio aumentó considerablemente con respecto a la previsión anterior. En esta misma región, los campos de error medio de altura geopotencial también son subestimados con mayor intensidad que con respecto a la previsión anterior, alcanzando desvíos de hasta 300 mgp. Estos campos de errores encontrados por la previsión de 48 horas evidencian las consecuencias de una previsión desviada del eje de vaguada encontrada en la evaluación cualitativa (figura 23b), mientras que en el caso 3, previsión de 24 horas, la disminución de los campos de sobrestimación y subestimación del viento es evidente a través de todas las regiones del dominio. Asimismo, en esta previsión, el alcance espacial de los núcleos de sobrestimación de altura geopotencial en el eje de vaguada previsto fue la menor entre los 3 casos de previsión, con desvíos positivos alrededor de los 280 mgp,

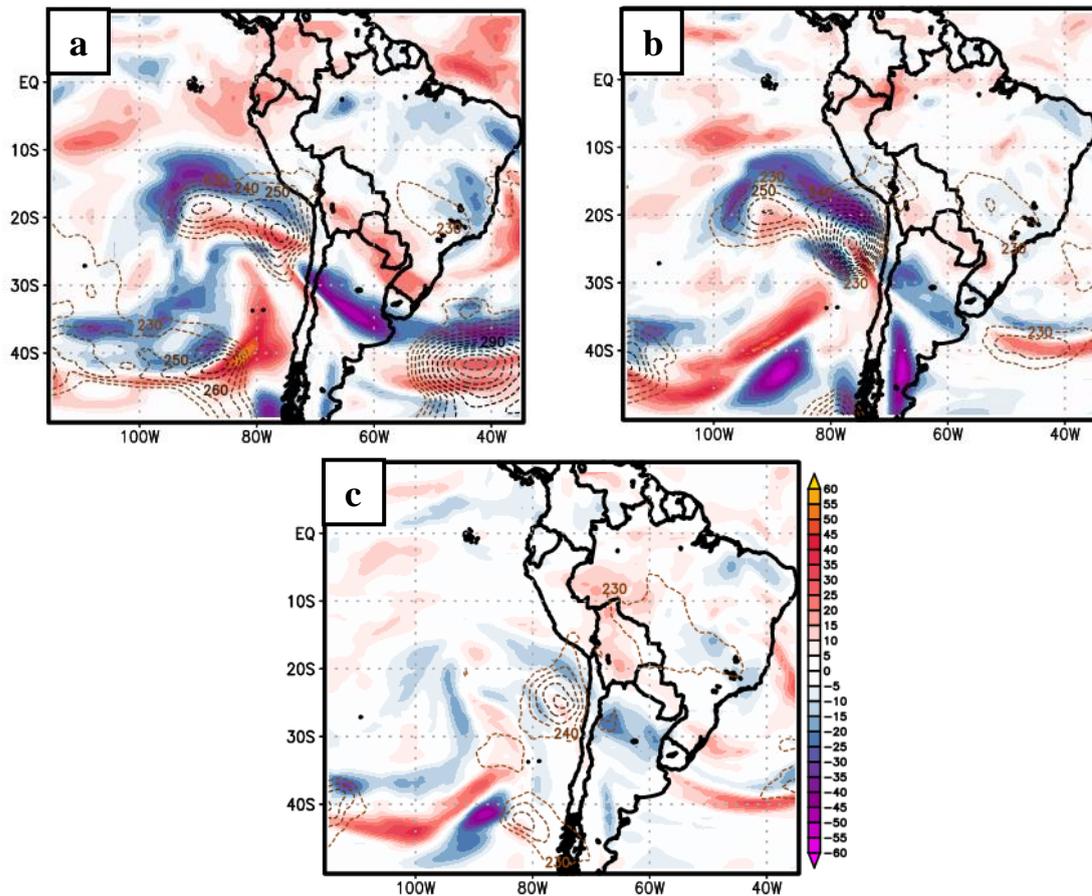


Figura 31: Bias para JS (kt, sombr.) y altura geopotencial (m, contor.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

Durante la FO, la invasión tropical del JS permitió el predominio de la zona divergente en la parte delantera del eje de vaguada, extendiéndose incluso hasta la sierra central y sur del Perú formando una línea divergente en toda esta región (figura 12c) y jugando un rol importante para desencadenar el evento de acuerdo a lo encontrado en las condiciones observadas. En este sentido, a escala sinóptica, este predominio divergente en la parte delantera de la vaguada fue sobrestimado en la mayor cantidad de áreas y durante los 3 casos de previsión (figura 32). Por otro lado, la convergencia observada en la parte trasera del eje de vaguada también fue sobrestimada en la previsión de los casos 1 y 2, mientras que en el caso 3 se identificó una clara disminución de este error (figura 32). La divergencia observada y extendida sobre la sierra central y sur del Perú, a diferencia de toda la línea divergente en Sudamérica, fue subestimada en los casos 1 y 2, mientras que en el caso 3 esta divergencia que apoyó a un movimiento vertical ascendente sostenido durante la FO, presentó un error medio espacial comparativamente menor y casi nulo en esta región, el cual también se reflejó a través de una mejor previsión de los núcleos de levantamiento en los 450 hPa encontrado

en el corte vertical de 16°S (figura 29). Asimismo, debido a que en esta región la divergencia observada fue ocasionada principalmente por la difluencia de la magnitud del viento, se cuantifico los campos de error medio para el viento zonal, encontrándose que el menor bias de viento zonal ocurrió durante la previsión del caso 3, mientras los casos 1 y 2 alcanzan subestimar hasta con magnitudes de hasta 15 kt (anexo 16a). Un menor bias en la previsión de los vientos zonales en esta región sugeriría una mejor previsión de la divergencia en la sierra sur del Perú durante la FO de este evento.

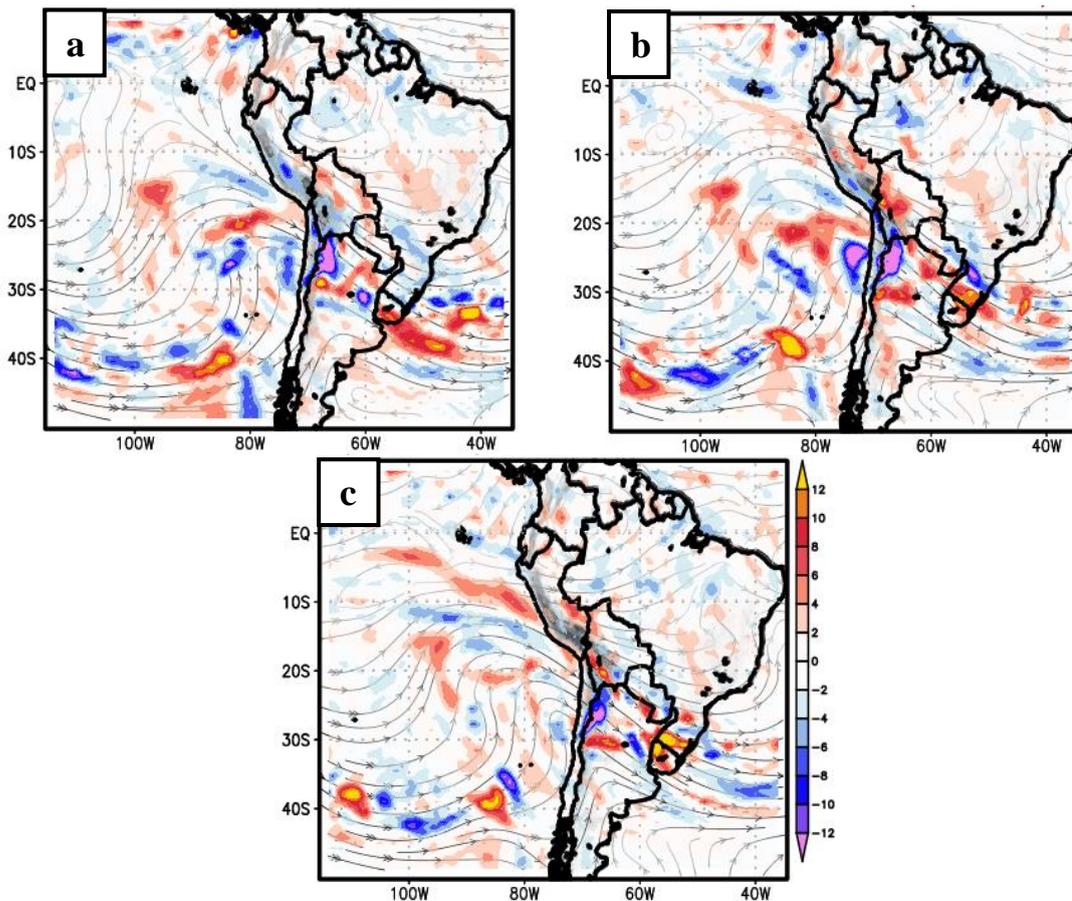


Figura 32: Bias para divergencia/convergencia ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombr.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

En tropósfera media, se encontró que los errores medios de altura geopotencial para los 3 casos de previsión muestran valores positivos en todo el dominio de integración (figura 33). Con la previsión de 48 horas se presentó un núcleo máximo de sobrestimación por encima de los 200 mgp sobre el centro de la DANA en 25°S 75°W, siendo sobrestimado con mayor intensidad que con la previsión de 96 horas, mientras que la previsión de 24 horas alcanzó desvíos positivos de hasta 150 mgp, siendo el menor entre los 3 casos (figura 33c), condiciones similares a lo previsto en tropósfera alta. Desde el punto de vista sinóptico, la

parte trasera del núcleo de la DANA jugó un rol importante en la incursión de aire frío desde niveles superiores, en este sentido se calculó el error medio de esta subsidencia representado por el movimiento vertical descendente, encontrándose que bajo los 3 casos de previsión fue subestimado hasta con magnitudes de -1 Pa/s (anexo 16b). La cuantificación de estos campos de error medio para el movimiento vertical y vorticidad presentó campos muy heterogéneos de sobre y subestimación en gran parte del dominio de integración. En la figura 30, se encontró que la previsión del grado de saturación del entorno con el caso 1, presentó principalmente errores medios negativos con máximos de -60% en las regiones donde se observó una alta saturación ($>90\%$) en el dominio de integración, mientras que en la región sur del Perú, esta subestimación fue evidente y presentándose los mayores desvíos negativos bajo la previsión de 96 horas, posiblemente como efecto de una pobre representación en la previsión de los vientos del norte en esta zona. Cabe resaltar que en la evaluación cualitativa se encontró que la circulación anticiclónica que transportó humedad hacia la sierra sur fue mejor simulada con los casos 2 y 3; en este sentido, la cuantificación del error medio de la humedad relativa sobre la sierra sur fue congruente con estos resultados al encontrarse valores de sub y sobrestimación por debajo del 15% (figura 33).

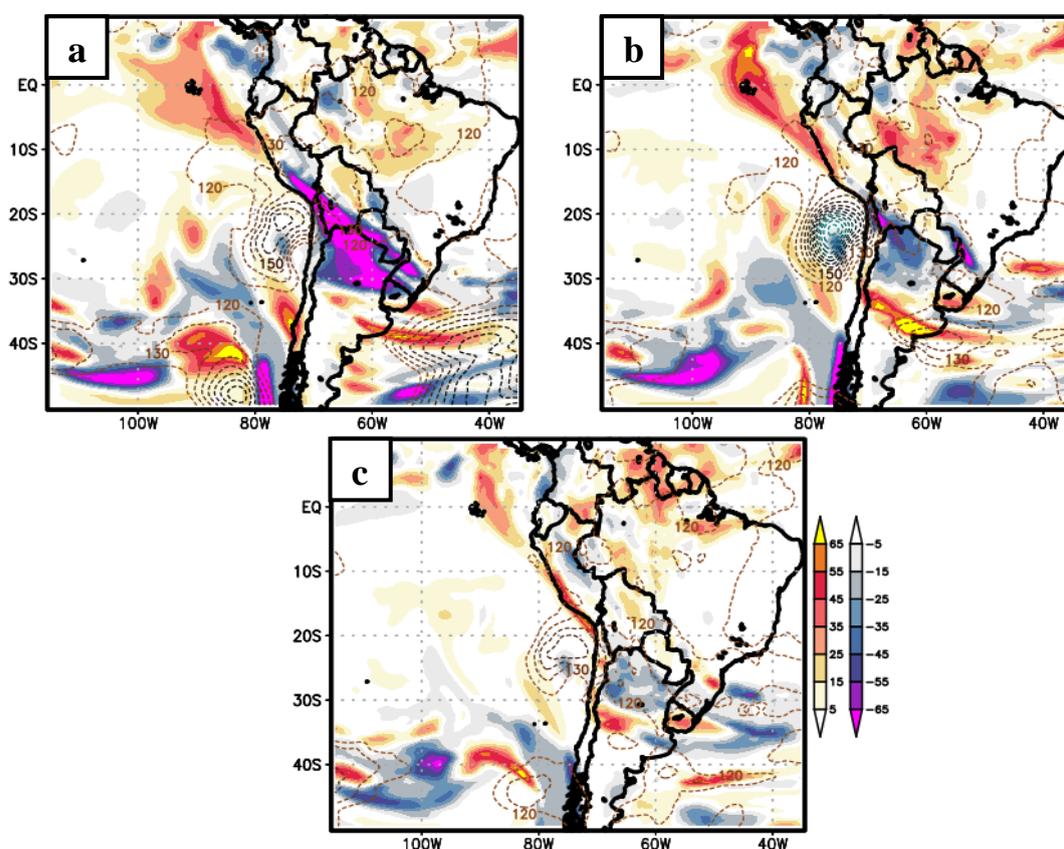


Figura 33: Bias para humedad relativa (% , sombr.) y altura geopotencial (m, cont.) en 500 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

El error medio de la intensidad del viento en 500 hPa alrededor de la circulación anticiclónica sobre la Amazonía durante la FO, evidenció una disminución progresiva desde el caso 3 hasta el caso 1; sin embargo, hacia el oeste de la cordillera esta tendencia no fue similar, observándose en su lugar mayores campos de error alrededor de la DANA con la previsión del caso 2 que en el caso 1 (figura 34). Este aumento en esta región durante el caso 2 ocurrió como consecuencia de una predicción con poco acierto en la orientación de los sistemas en altura sobre el océano pacífico. Comparativamente, en la región de selva central y sierra sur donde se transporta e ingresa humedad hacia la sierra sur, la cuantificación del error medio de la magnitud del viento en 500 hPa evidenció la mayor subestimación en el caso 1 y alcanzó una buena predicción con la previsión de menor alcance, caso 3 (figura 34). Asimismo, al analizar independientemente las componentes del viento en esta región, se evidenció que los campos de error medio del viento meridional fueron mayores que su componente zonal en la previsión de los casos 1 y 2 (anexo 17), observándose que estos vientos tuvieron un error de hasta 20 y 10 kt respectivamente. El error de los vientos del norte con la previsión del caso 1 presentó la mayor sobrestimación que los otros casos, reflejándose así en los campos de errores de humedad relativa en la sierra sur visto. De acuerdo a lo encontrado, se podría mencionar que la mejor simulación de los vientos meridionales en 500 hPa sobre selva central durante la FO influyó directamente en la saturación del entorno de la sierra sur.

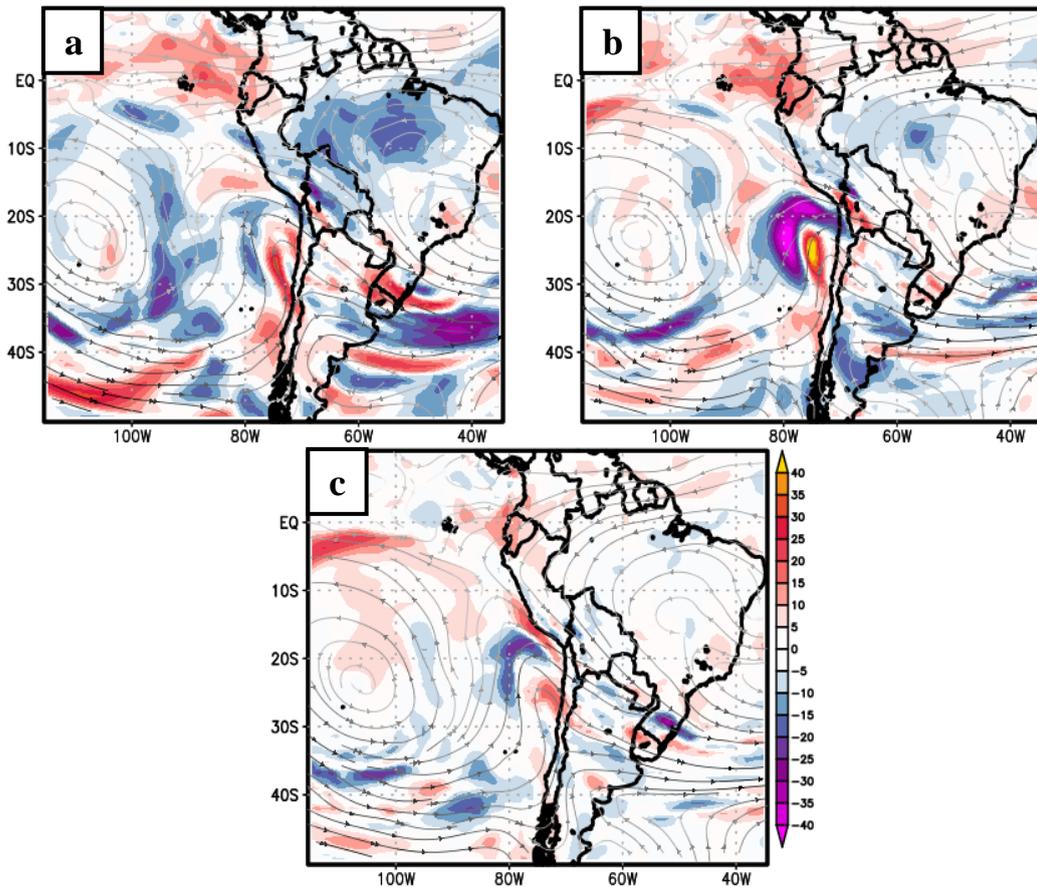


Figura 34: Bias para velocidad del viento en 500 hPa (kt, sombr.) durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

En tropósfera baja, se cuantifico los campos de error medio del MSLP en el dominio de integración, encontrándose que a nivel sinóptico las previsiones del caso 1 y 2 mostraron amplias regiones de sobrestimación sobre el océano pacífico y atlántico, zonas donde se observó un alto gradiente isobárico (figura 35). Asimismo, aunque en la evaluación cualitativa se percibió una buena aproximación de la previsión de los sistemas sinópticos en superficie por parte de los 3 casos, en esta cuantificación se encontró que la presencia de una vaguada subtropical al sur de Brasil no permitió el avance del AM, evidenciándose así una subestimación de este sistema en esta región en los casos 1 y 2, alcanzando un desvío de hasta -7 hPa con la previsión del caso 1. La inestabilidad atmosférica que puede desencadenar los sistemas de baja presión hacia el lado este de la cordillera del Perú es uno de los procesos que fomenta la formación de convectivos en esta región. De esta forma, los campos de bias para el MSLP mostraron que la previsión de 24 h en esta región muestra incluso valores de subestimación más altos que con la previsión de 96 h, reflejando así que una previsión más próxima a la FO del evento de nevada no garantiza una buena simulación

de esta variable sobre esta región. La sobreestimación de la altura geopotencial en toda la columna atmosférica se sostuvo también en los espesores de 500/1000 hPa. Cabe mencionar que, con la previsión de 24 horas para los espesores, el núcleo con mayor error en todo el dominio de integración (150 mgp) se presentó sobre la ubicación de la DANA observada en 500 hPa. Estas características de sobrestimación también se observaron en zonas de alto gradiente horizontal geopotencial en el nivel de 850 hPa (figura 36). A diferencia de los resultados obtenidos de la cuantificación del error medio de la humedad relativa en 500 hPa, en el nivel de 950 hPa se encontró escasas regiones donde la subestimación haya sobrepasado el 50%, incluso sobre los sistemas frontales estos desvíos fueron inferiores al 10% (figura 36).

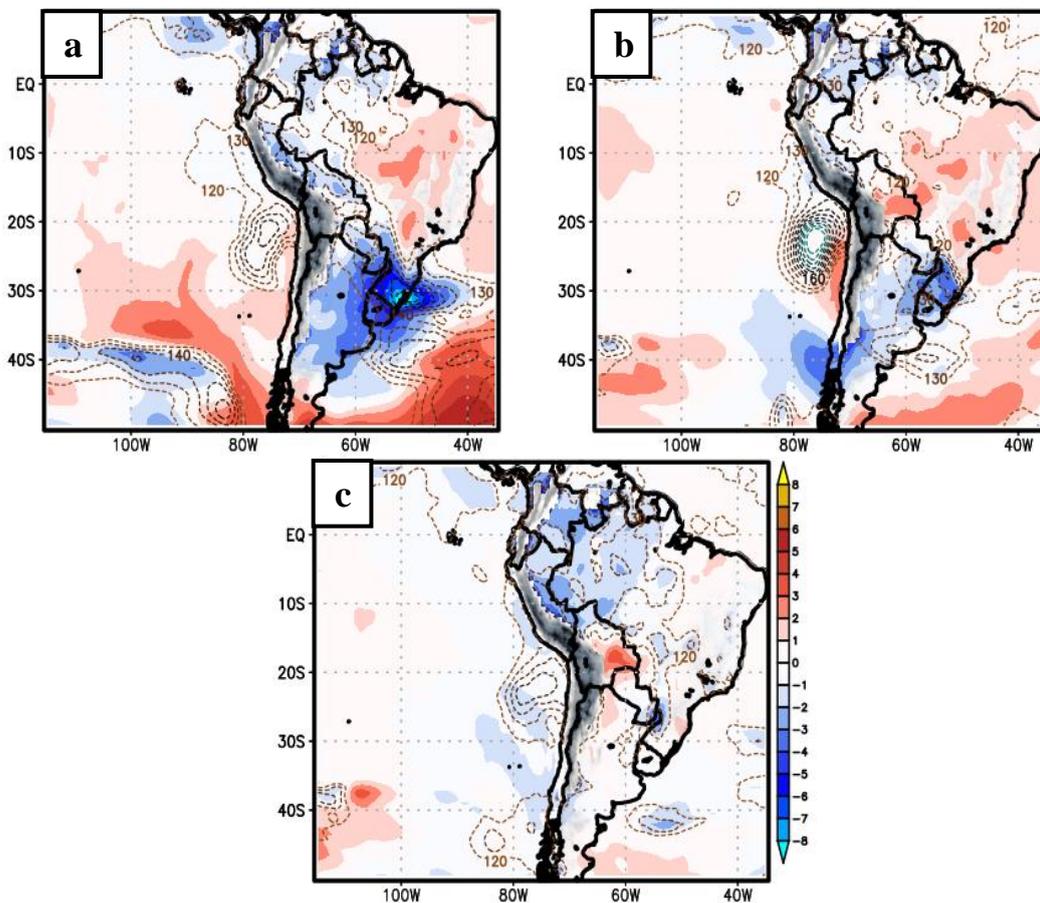


Figura 35: Bias para MSLP (hPa, sombr.) y espesores 500/1000 hPa (mgp, cont.) durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

Desde el punto de vista sinóptico, los errores de convergencia y divergencia en niveles bajos (850-950 hPa) previstos bajo los 3 casos presentaron campos bastante dispersos en el dominio de integración, especialmente sobre la región continental (anexo 18a). En cuanto a la convergencia ocurrida en el flanco este de la cordillera sur producto la influencia de

vientos del sur por parte del AM, este se encontró subestimado con la previsión del caso 1 y sobrestimado con los casos 2 y 3. De acuerdo las condiciones observadas, el régimen de viento por debajo de los 850 hPa, especialmente el de 925 hPa jugó un rol importante en la convergencia entre los vientos del sur y del norte en la selva central y sur del Perú, favoreciendo así la formación de convectivos en la región durante la FF y FO. En este sentido, este campo de errores encontrado en el caso 1 obedecieron a una subestimación del viento meridional con magnitudes de hasta 10 kt en esta región (anexo 18b), mientras que en los casos 2 y 3 estos campos de errores disminuyeron, aun se encontraron errores medios de viento zonal con magnitudes de 5 kt en selva central. A pesar de un menor error en esta región, cabe mencionar que en la zona donde se presentó las mayores magnitudes de los vientos del sur, centro de Bolivia, la previsión de 24 horas mostró errores de sobrestimación con magnitudes de hasta 15 kt, mostrando así que una previsión más cercana a la FO del evento no garantiza una mejor simulación de los vientos zonales en esta región (anexo 18b).

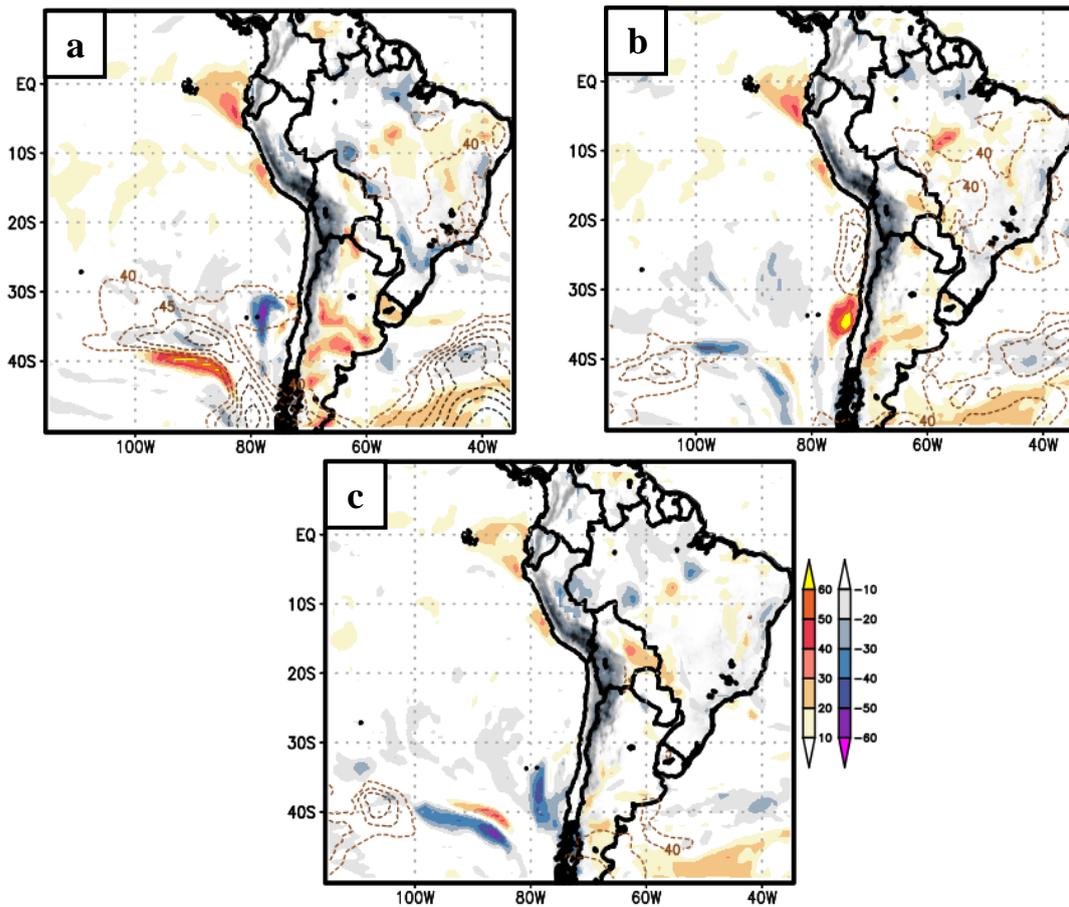


Figura 36: Bias para humedad relativa en 950 hPa (% , sombr.) y altura geopotencial (mgs, cont.) en 850 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

b. Distribución espacial del RMSE durante la FO del evento

En el nivel de 250 hPa se encontró que, comparativamente entre los 3 casos de previsión, la previsión de 48 horas los campos de RMSE de magnitud de viento presentó la mayor cantidad de regiones con núcleos que superaron los 40 kt en todo el dominio de integración (figura 37). Asimismo, como consecuencia del desvío en la previsión de la vaguada en altura también se manifestó una tendencia similar con los campos de RMSE para la altura geopotencial, encontrándose un núcleo máximo superior a los 300 mgp en las proximidades del sistema frío, siendo el mayor error entre los 3 casos de previsión. Aunque en esta misma región, la previsión de los casos 1 y 3 de los campos de RMSE de esta variable alcanzaron magnitudes máximas ligeramente inferiores (270 mgp), la extensión geográfica de estos campos con la previsión de 24 horas fue comparativamente menor.

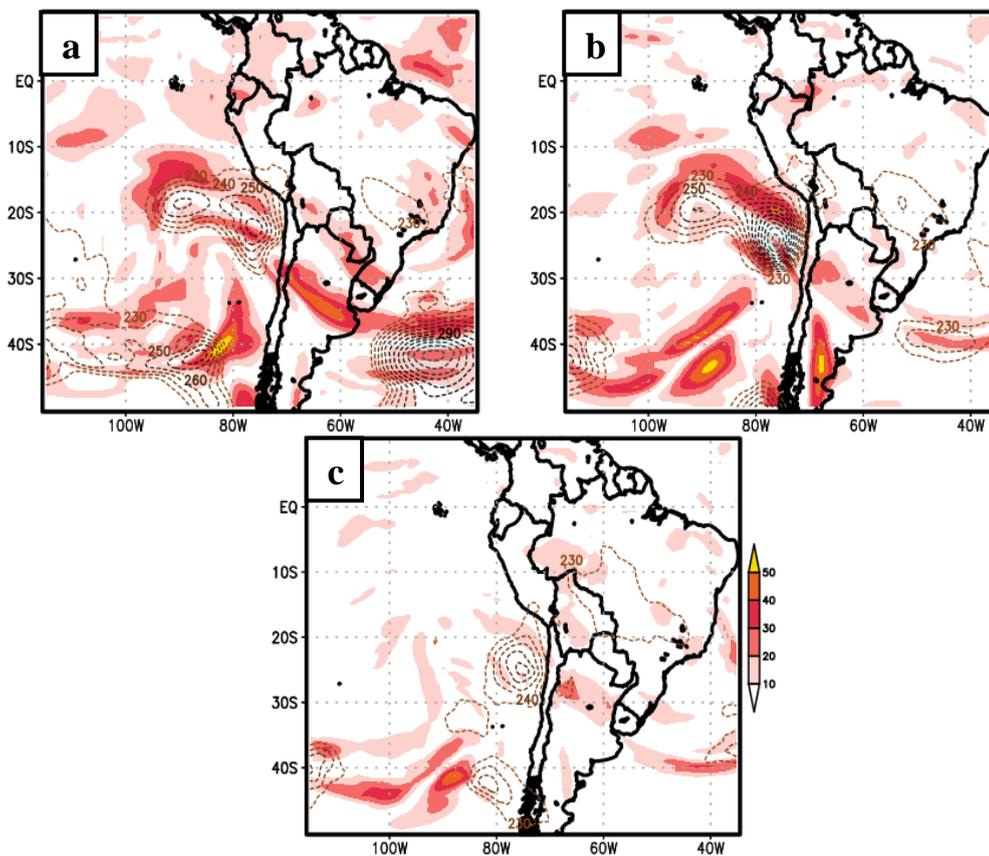


Figura 37: RMSE para JS (kt, sombr.) y altura geopotencial (mgp, contor.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

Los parámetros dinámicos de divergencia/convergencia en tropósfera alta (250 hPa) presentaron campos de RMSE con núcleos máximos por encima a los $10 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ distribuidos principalmente sobre la parte delantera del eje de vaguada en los 3 casos de previsión (figura 38). Si bien hubo una disminución en la cantidad de núcleos máximos que se presentaron en el caso 3, esta tendencia no fue notoria como con los parámetros anteriores. En la parte trasera de este eje de vaguada sobre latitudes bajas donde de acuerdo a lo observado predominó la onvergencia durante la FO, se encontró que los campos de RMSE presentaron núcleos de magnitudes similares entre la previsión de 96 y 48 horas; sin embargo, con la previsión de 24 horas fue evidente la disminución de estos núcleos sin alcanzar esos máximos. Asimismo, a pesar que no se evidenció una tendencia notoria en términos espaciales de la disminución del error según un menor tiempo de previsión para la divergencia/convergencia, puntualmente se observó una clara disminución sobre la sierra sur, tanto en magnitud como en extensión. Si bien se presentó una buena aproximación de la divergencia puntualmente sobre la sierra sur con el caso 3, esta tendencia no fue evidente a través de todo el dominio de integración.

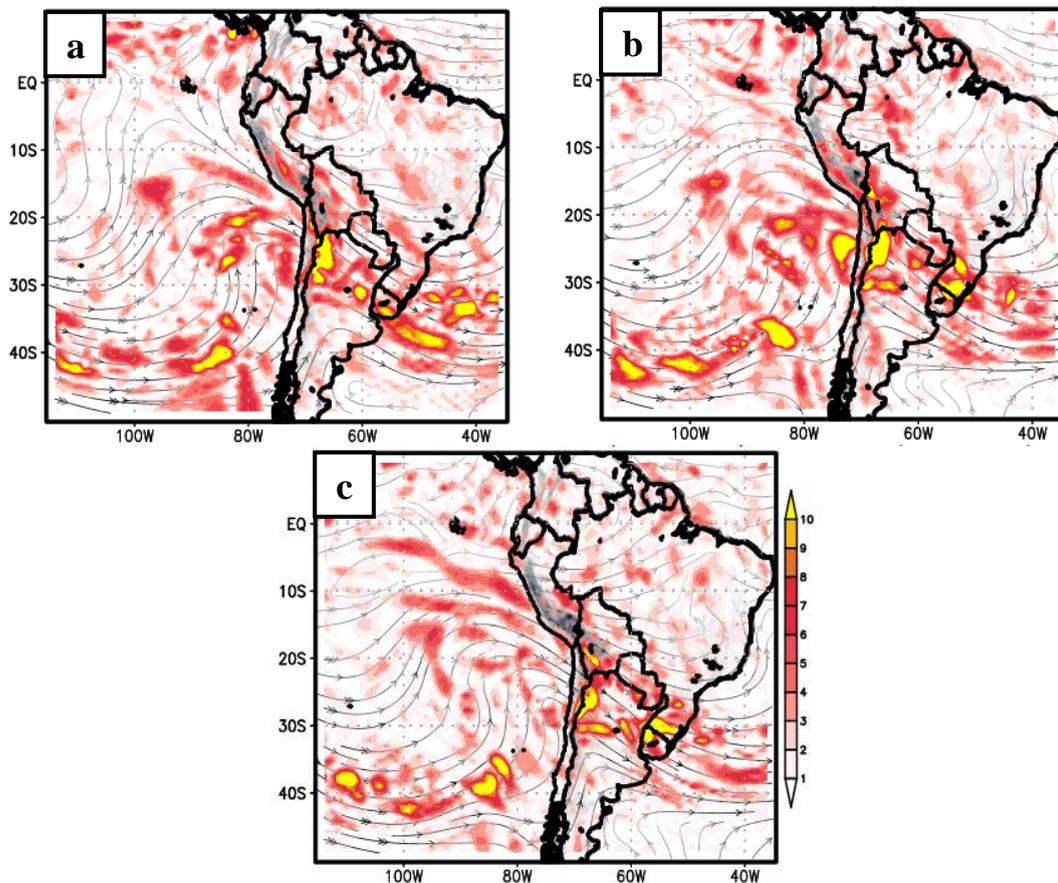


Figura 38: RMSE para divergencia/convergencia ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sombr.) en 250 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

En tropósfera media, los campos de RMSE de altura geopotencial con los 3 casos de previsión muestran una tendencia a disminuir a través de todo el dominio; sin embargo, sobre el núcleo de la DANA observada esta tendencia fue distinta, debido una vez más, a la previsión desviada en el posicionamiento del sistema frío (figura 39). Así pues, se encontraron valores de RMSE sobre los 200 mgp bajo la previsión del caso 2, siendo mayor que el caso 1 que alcanzó los 180 mgp, mientras que en el caso 3 estas magnitudes logran disminuir hasta los 150 mgp. En la misma figura, se evidenció que los valores de RMSE de humedad relativa en 500 hPa muestran una evidente tendencia a disminuir en el dominio de integración según disminuye el tiempo de previsión hasta llegar a la previsión del caso 3. De esta forma, los errores de humedad sobre la sierra sur desde la previsión del caso 1 al caso 2 cayeron desde magnitudes de 50 % a por debajo de 20%, lo que estuvo vinculado a una mejor simulación de los flujos de vientos del norte (anexo 19b). Asimismo, se calculó los campos de RMSE de velocidad de viento en 500 hPa (anexo 19a) en el dominio de integración encontrándose también una tendencia a la disminución del error según una previsión más próxima a la FO; sin embargo, alrededor de la ubicación de la DANA observada este error en el caso 2 aumentó, una vez más, considerablemente hasta superar magnitudes de 30 kt (la mayor magnitud en todo el dominio), mientras que en los casos 1 y 3 estuvieron alrededor de los 20 kt y con menor amplitud horizontal. También se encontró que al descomponer el viento en su componente zonal y meridional mostraron tendencias similares. En cuanto a los campos de RMSE para la vorticidad, se encontró que las regiones y número de núcleos máximos de error en los casos 1 y 2 no muestran diferencias marcadas, y de la misma forma con el movimiento vertical (anexo 20a). Cabe precisar que, desde el punto de vista sinóptico, los mayores centros de error de éste último se encontraron distribuidos de forma dispersa sobre la parte delantera del eje de vaguada en niveles medios. A diferencia del caso 2, los campos de errores de vorticidad del caso 3 sí mostraron una evidente disminución en la cantidad de núcleos máximos de error en todo el dominio de integración, aunque se sostuvo en intensidad en las cercanías de la sierra sur. Asimismo, los campos de errores del movimiento vertical en el caso 3 mantienen su distribución dispersa, aunque con núcleos de menor intensidad.

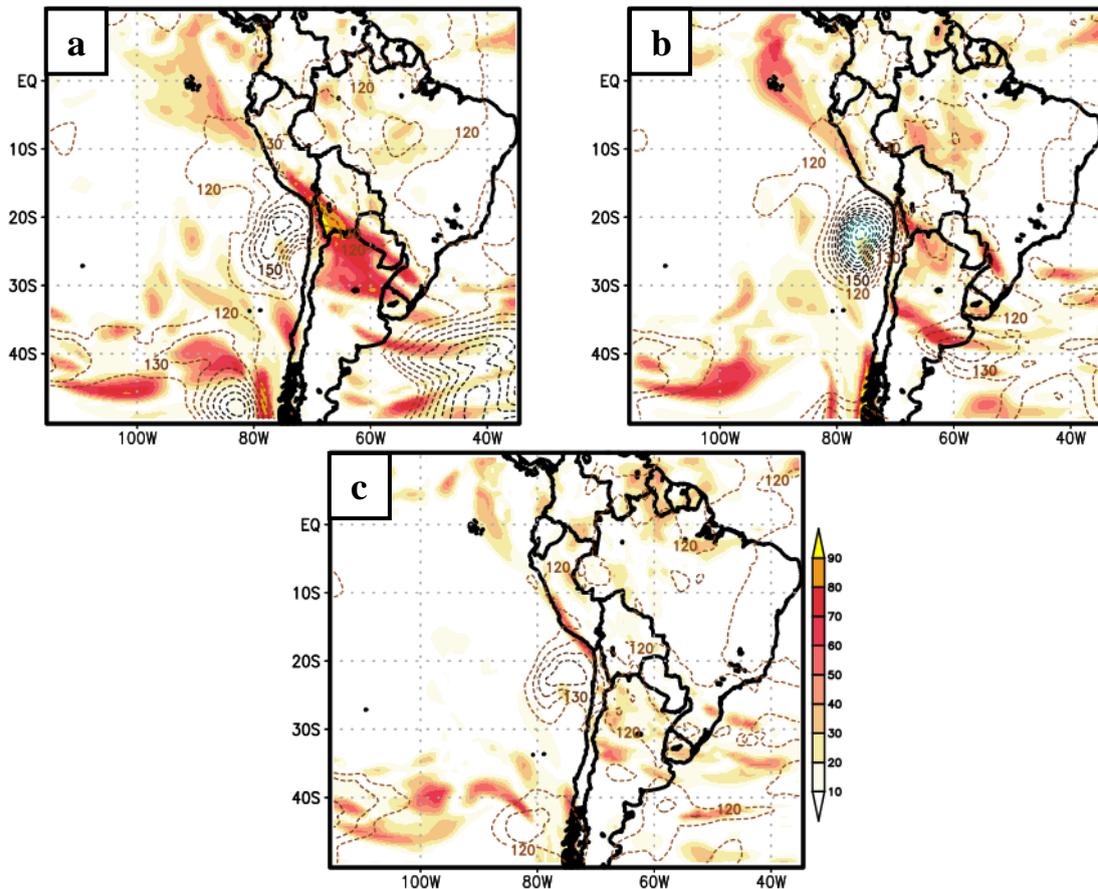


Figura 39: RMSE para humedad relativa (% , sombr.) y altura geopotencial (m_{gp}, cont.) en 500 hPa durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

En tropósfera baja, los campos de RMSE de MSLP a nivel sinóptico presentaron una clara tendencia a disminuir en magnitud en el dominio de integración según disminuye el tiempo de previsión, presentándose así comparativamente el mayor error al sur de Brasil de magnitud 8 hPa durante el caso 1, donde según los campos de bias se subestimó el alcance de la AM en esta región (figura 40). Esta tendencia no se sostuvo hacia el flanco este de la cordillera del Perú, observándose errores comparativamente mayores con magnitud de hasta 3 hPa en la previsión de 24 horas. En cuanto a los espesores de HGT 500/1000 hPa, se evidenció, así como con el bias, una reducción en la magnitud de los campos de RMSE en el dominio de integración según la reducción en el tiempo de previsión; sin embargo, en la región donde se observó el núcleo de la DANA no ocurrió lo mismo, encontrándose que con el caso 2 el error aumentó con respecto al caso hasta 1 alcanzar valores superiores a los 200 m_{gp}, y esto una vez más como producto de una previsión desviada en el posicionamiento de los sistemas en tropósfera alta y que como se observa tiene efectos en el espesor 500/1000 hPa. En cuanto a los campos de errores de HGT para el nivel de 850 hPa con el caso 1 y 2,

se encontraron núcleos máximos de 70 mgp, mientras que estas magnitudes se redujeron hasta los 50 mgp para la previsión del caso 3 (anexo 20b). Cabe resaltar que estos núcleos de errores de HGT en 850 hPa se encontraron principalmente distribuidos sobre latitudes medias y con escasa presencia sobre latitudes tropicales. Asimismo, los campos de errores de HR en 950 hPa mostraron principalmente núcleos máximos con valores de 40% y distribuidos mayoritariamente sobre latitudes medias, mientras que en latitudes tropicales se presentaron de forma menos extensa y más dispersa (anexo 20b).

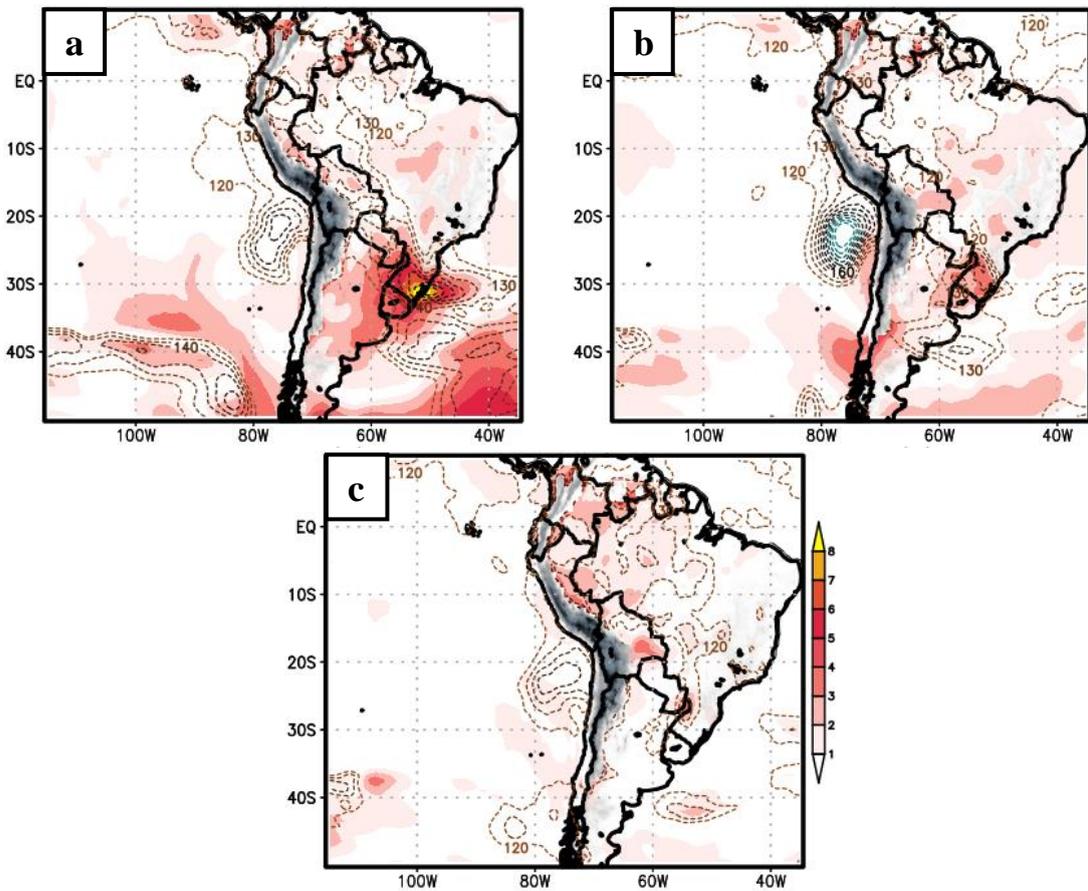


Figura 40: RMSE para MSLP (hPa, sombr.) y espesores 500/1000 hPa (mgp, cont.) durante la FO con la previsión de 96 horas (a), 48 horas (b) y 24 horas (c).

Los campos de RMSE de convergencia/divergencia en los 3 casos de previsión presentaron núcleos máximos sobre los $8 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$ distribuidos de forma muy dispersa a través del dominio de integración, especialmente sobre la región continental (anexo 21a). Comparativamente, no se observó espacialmente una tendencia a la disminución del error con una previsión de menor alcance. Asimismo, uno de los procesos que favoreció la convergencia en niveles bajos sobre continente fue por el ingreso de los vientos del sur como

parte de la invasión de la AM hacia latitudes tropicales, en este sentido se calculó los campos de RMSE para el viento meridional en el nivel de 925 hPa encontrándose que durante los 3 casos de previsión se llegaron a presentar niveles máximos de error alrededor de los 15 kt asociados al ingreso de masa de aire frío en este nivel (anexo 21b). Es importante recordar que, debido a su proximidad con la superficie terrestre la convergencia/divergencia en niveles bajos se encuentra sujeto a procesos sinópticos, así como a procesos termodinámicos de menor escala; por ende, la previsión de estos parámetros está sujeta a un mayor margen de error, lo que se evidencia a través de su cuantificación de los campos de RMSE.

c. Variación temporal del RMSE promedio sobre Sudamérica y la región sur del Perú

En tropósfera alta se encontró que, de las variables analizadas, el RMSE promedio para altura geopotencial en la región A1 no mostró un aumento progresivo del error tan marcado como sí sucedió con las demás variables en este nivel (figura 41). En las variables magnitud del evento, divergencia y viento zonal se encontró que la evolución de su error en el A2 por parte de la previsión de 96 horas mostró un crecimiento progresivo superior a la evolución de su error en el A1, dándose principalmente durante las últimas 30 horas previas a la FO del evento. Este contraste también se pudo identificar con la previsión de 48 horas, siendo evidente este aumento en las últimas 18 horas previas a la FO del evento. Este comportamiento sucedió como consecuencia de una previsión desviada en la localización de los sistemas por parte de la previsión de 48 horas en este nivel, de acuerdo a lo encontrado en la evaluación cualitativa y los campos de bias y RMSE. Comparativamente, entre los 3 casos de previsión y en términos de un menor RMSE, los campos de magnitud de viento, divergencia y viento zonal en el A1 y A2 fueron previstos de forma más precisa con la previsión de 24 horas. Cabe precisar, que debido a la relación intrínseca entre los campos de viento en altura y la divergencia en niveles altos se evidenció tendencias similares del incremento del RMSE entre ambas variables. La evolución del error de los campos de altura geopotencial no mostró una marcada diferencia entre las regiones A1 y A2, a excepción de lo previsto por la previsión de 48 horas.

Tropósfera alta - Dominio Sudamérica (A1) vs. Sur del Perú (A2)

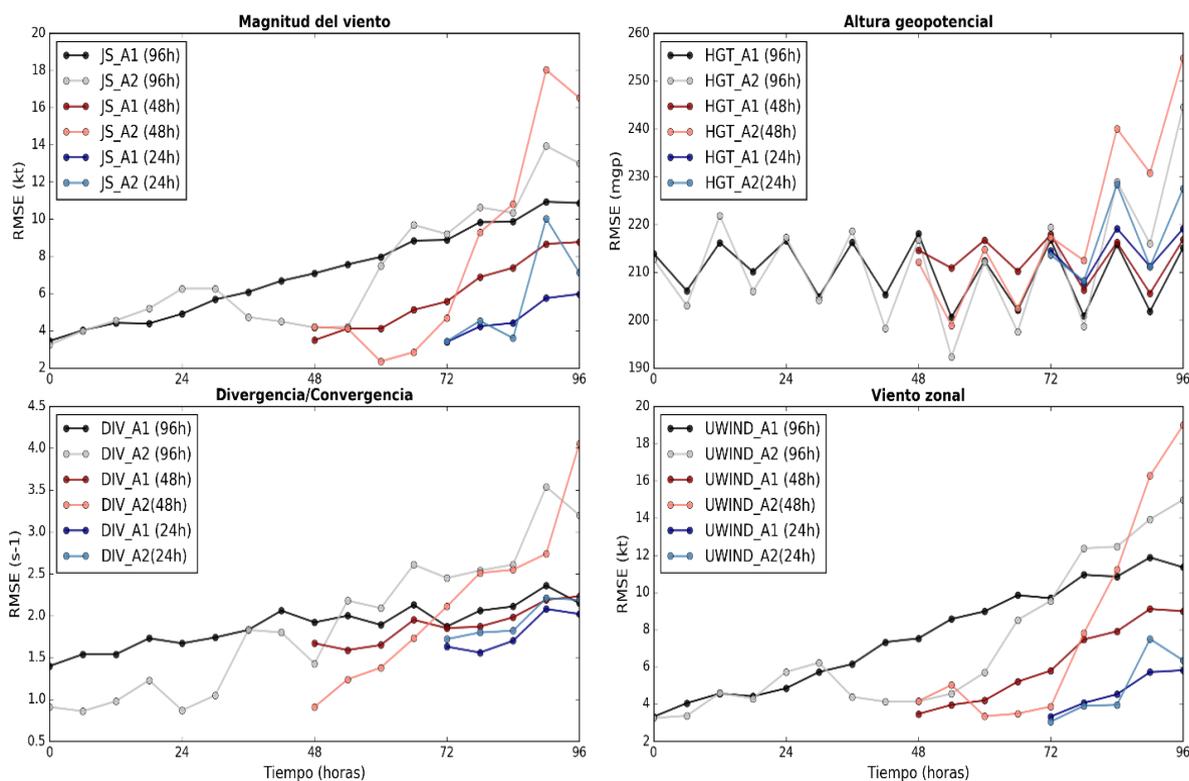


Figura 41: Serie temporal de RMSE para magnitud del viento, altura geopotencial, divergencia/convergencia y viento zonal en tropósfera alta.

En tropósfera media se analizaron una mayor cantidad de variables como consecuencia de la relevancia de las mismas para la ocurrencia del evento, incluyendo la humedad relativa como parámetro de humedad atmosférica. En la figura 42, se observó que la evolución temporal del error del viento, vorticidad y humedad relativa en los 3 casos de previsiones para la región A1 muestran un claro aumento progresivo hasta llegar a la FO, mientras que los campos de movimiento vertical y altura geopotencial en todo el dominio de integración mostraron un error promedio casi constante bajo los 3 casos de previsión. En comparación al nivel alto, la previsión de 96 horas de las variables vistas en el nivel medio para la región A2 superó claramente a la evolución temporal del error promedio de la región A1 desde la FF y hasta antes de la FO. Asimismo, la previsión de 48 horas para el dominio A2 con respecto al A1 tuvo una tendencia similar, a excepción de la humedad relativa. Comparativamente, la previsión de las variables descritas para el A1 y A2 con una antelación de 24 horas fue la que menor incremento de error presentó hasta alcanzar la FO. Cabe resaltar que, con la previsión de 24 horas, la única variable que presentó en el A2 un error menor que

en el A1 fue la humedad relativa, mientras que, en todas las demás variables analizadas la tendencia del error fue mayor que en el A1.

Tropósfera media - Dominio Sudamérica (A1) vs. Sur del Perú (A2)

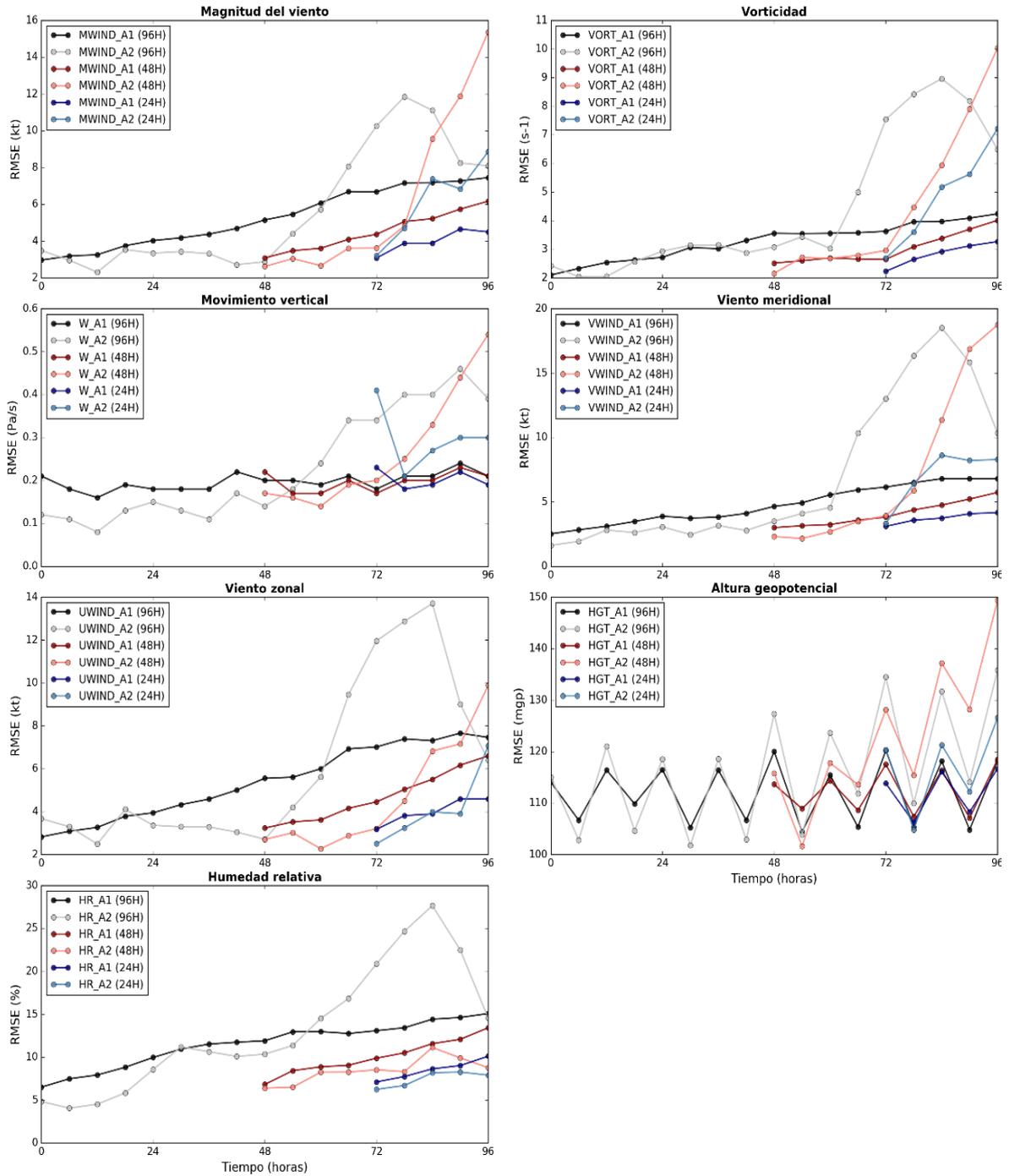


Figura 42: Serie temporal de RMSE para magnitud del viento, vorticidad, movimiento vertical, viento zonal/meridional, altura geopotencial y humedad relativa en tropósfera media.

En tropósfera baja, se encontró que, a diferencia del nivel alto y medio, al comparar entre el A1 y A2 la tendencia del error temporal para la altura geopotencial fueron muy semejantes entre los 3 casos de previsión. De la misma forma, se encontró una tendencia similar con la MSLP. Asimismo, una notable diferencia con los niveles altos y medios fue que, la evolución temporal del error en las variables humedad relativa en 950 hPa, divergencia en 850 hPa y viento meridional en 925 hPa en el A2, fueron inferiores al error presentado en el A1. En la región A2, producto de la invasión del JS, así como de la proximidad y profundización del eje de vaguada sobre esta región tropical, se intensificaron los parámetros como altura geopotencial, divergencia, vorticidad y movimiento vertical, determinantes para la ocurrencia de la nevada al acoplarse con la masa de aire frío y una mayor saturación del entorno. La previsión de esta intensificación en los parámetros se dio principalmente en niveles altos hasta medios, niveles dónde el modelo tuvo una mayor sensibilidad al error. Por ende, la evolución del error de los espesores en la capa 500/1000 hPa en el A2, considerado en el análisis de tropósfera baja, fue superior a la evolución del error en todo el dominio de integración, mientras que el resto de parámetros en niveles bajos que van desde la altura geopotencial en 850 hPa hasta la presión reducida a nivel del mar, mostraron en el A2 errores con evolución temporal similar o menor que al A1. En contraste a lo ocurrido en el A2, se investigó también sobre el comportamiento de estos parámetros sobre el flanco este de la cordillera central y sur del Perú, definido como A3 (anexo 22), debido al rol que tuvieron estos parámetros para fomentar un entorno propicio para la formación de convectivos y el posterior transporte de humedad principalmente desde la selva central hacia la sierra sur del Perú. De esta forma, se encontró que las tendencias temporales del error para cada variable en el A3 hasta llegar a la FO fueron similares o superiores a su tendencia ocurrida en el A1. Cabe mencionar que el error de la divergencia/convergencia en niveles bajos y la humedad relativa en el nivel de 950 hPa en el A3 generado con los 3 casos previstos fueron notablemente superiores al error del A1, incluso desde la FP hasta llegar a la FO. De esta comparación, de lo ocurrido entre el A2 y A3 se pudo sugerir que el error en los parámetros de niveles bajos generado por los 3 casos de previsión fue mayor en el A3 que en el A1; es decir, según la evolución temporal del RMSE el modelo en los 3 casos de previsión fue menos preciso en reproducir los campos observados de estos parámetros en el A3 que en el A1, mostrando así una gran limitación para la previsión de sistemas convectivos sobre esta región.

Tropósfera baja - Dominio Sudamérica (A1) vs. Sur del Perú (A2)

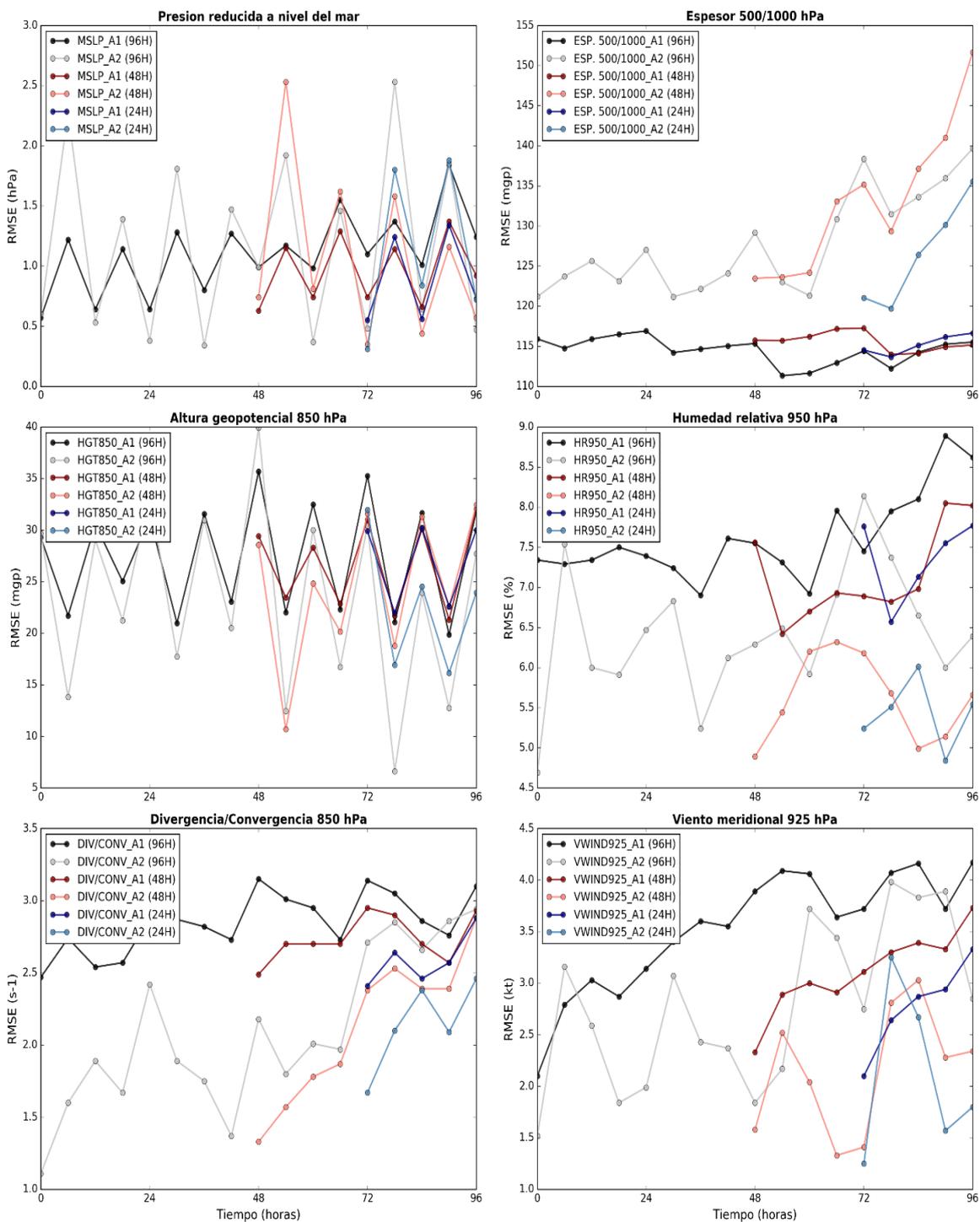


Figura 43: Serie temporal de RMSE para MSLP, espesor 500/1000 hPa, HGT en 850 hPa, HR en 950 hPa, divergencia/convergencia en 850 hPa y viento meridional en 925 hPa.

d. Variación temporal de la SC sobre Sudamérica y la región sur del Perú

En tropósfera alta, se encontró que la variación temporal de la SC con los 3 casos de previsión para la variable magnitud de viento en 250 hPa en el dominio de Sudamérica fue muy aceptable con valores por encima de 0.9, mientras que en la región A2, la previsión de 96 y 48 horas disminuyó ligeramente hasta 0.8 desde un día anterior hasta la FO, sin dejar de ser una correlación muy buena (figura 44). En la misma figura, se pudo identificar que en el caso de la altura geopotencial no se observó este contraste entre las 2 áreas, obteniéndose altos valores de correlación cercanos a 1.0 en todos los casos, algo que fue constante durante su de previsión en cada caso de previsión. En el contexto de este evento, se evidenció que a pesar de una muy buena SC entre la previsión de los campos de altura geopotencial y lo observado, la evolución temporal del RMSE evidenció notablemente el error generado con la previsión de 96 y 48 horas sobre el A2, que fue congruente con lo identificado durante la evaluación cualitativa y los campos horizontales de bias/RMSE. En el caso de la magnitud del viento, sí se encontró un mayor RMSE asociado a una menor SC con las previsiones de 96 y 48 horas, y compartiendo la misma tendencia con su componente zonal en este nivel. En el caso de los parámetros dinámicos de divergencia/convergencia, la tendencia temporal de la SC fue menor en comparación a las otras variables, alcanzando valores inferiores a 0.6 durante la FO en el dominio A1 en los 3 casos de previsión, mientras que en la región A2 los valores de correlación se mantuvieron bajos alcanzando magnitudes de hasta 0.2 con la previsión de 48 horas, la menor entre todos los casos. Asimismo, la previsión de la divergencia/convergencia mostró una buena aproximación en la región A2 únicamente con la previsión de 24 horas, teniendo valores de 0.8 desde la FF hasta la FO. Cabe recordar que, durante la evaluación cualitativa de los 3 casos de previsión fue evidente una buena representación del comportamiento del JS en altura con la previsión de 24 h en términos de alcance sobre latitud de 20°S hacia el lado suroeste del sur del Perú, factor determinante para desencadenar el aporte de divergencia y movimiento vertical en la región sur.

Tropósfera alta - Dominio Sudamérica (A1) vs. Sur del Perú (A2)

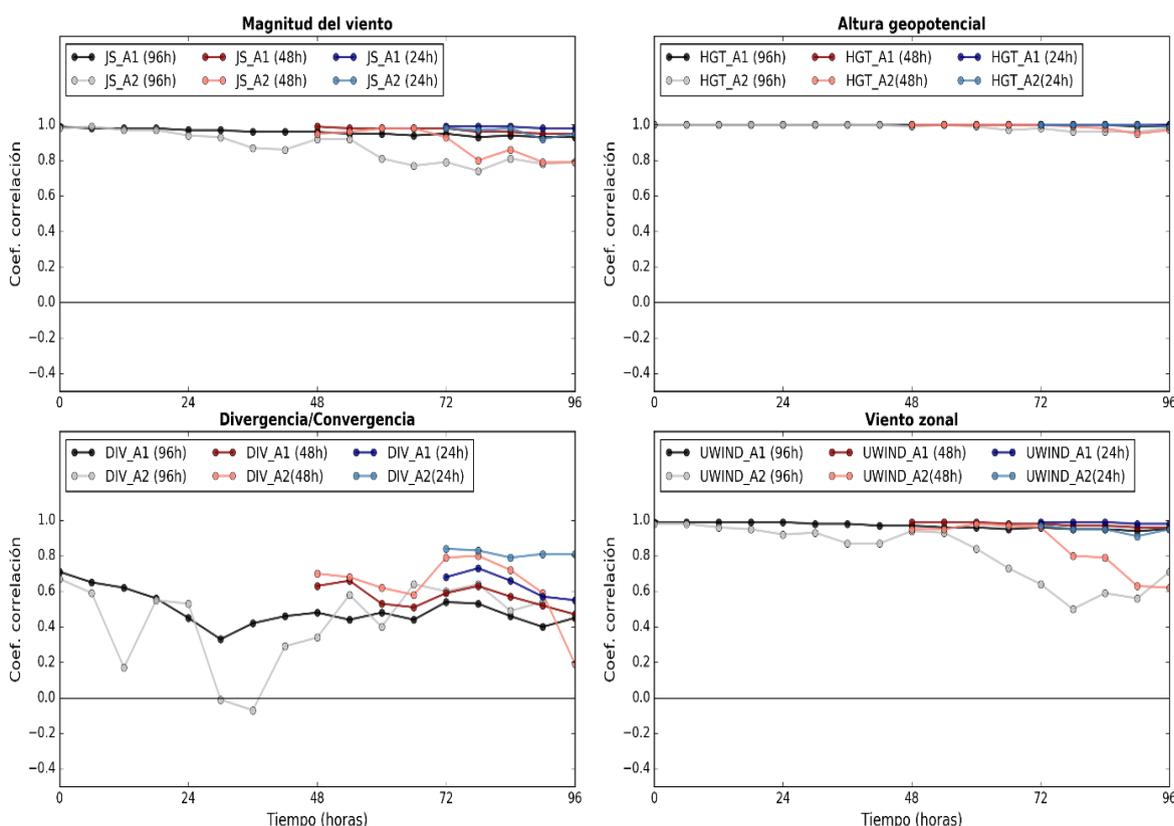


Figura 44: Serie temporal de SC para magnitud del viento, altura geopotencial divergencia/convergencia y viento zonal en tropósfera alta.

En tropósfera media, la tendencia temporal de la SC para la magnitud del viento mostró una evolución de valores superiores a 0.8 en la región A1 con los 3 casos previstos, asimismo se encontró valores superiores a 0.9 con la previsión de 24 horas, mientras que en la región A2, la previsión de 96 horas mostró una reducción progresiva de la SC desde 36 horas antes de la FO, encontrándose una disminución abrupta hasta caer a valores inferiores a 0.4 en horas posteriores a la FF, y con una posterior recuperación de 0.8 para la FO (figura 45). De igual forma, posterior a la FP, la previsión de 48 horas mostró una disminución hasta alcanzar un valor de 0.5 durante la FO. Un comportamiento similar fue observado con su componente zonal en ambos dominios. Estas tendencias de correlación en ambas variables fueron congruentes con la evolución del RMSE, donde se encontró los mayores errores en la región A2 con las previsiones de 48 y 24 horas. Cabe resaltar que el viento zonal en la región A2 presentó la menor variabilidad en el tiempo y con valores de SC superior a 0.8 con la previsión de 24 horas. De entre las variables analizadas en el nivel medio, se encontró que la previsión de la vorticidad y el movimiento vertical tuvieron una SC que varió desde 0.8

hasta 0.2, los menores valores comparativamente con las demás variables. Las tendencias de SC del movimiento vertical en todas las previsiones para la región A1 no presentaron una clara variabilidad en el tiempo, llegando a la FO con valores inferiores a 0.6 y mayores a 0.4, mientras que en la vorticidad estos valores tuvieron una disminución progresiva hasta llegar a la FO con valores inferiores a 0.8 pero superiores a 0.4. Una vez más, la previsión de 24 horas presentó los mayores valores de correlación en la región A2, variando desde 0.8 a 0.7, demostrando así que los patrones espaciales de movimiento vertical y vorticidad fueron comparativamente mejor simulados con esta previsión. Los mayores valores correlación entre las variables analizadas se encontró en los campos de altura geopotencial, tanto para la región A1 como A2. En ambas regiones, la SC en los 3 casos de previsión superaron los valores de 0.8 y ligeramente inferior a 1. Cabe recordar que, durante la evaluación cualitativa, no fue posible identificar una circulación cerrada de la DANA próxima a la sierra sur del Perú con la previsión de 48 horas; sin embargo, la serie temporal de SC durante esta previsión mostró valores alrededor de 0.9 durante su evolución sin descender por debajo de 0.8. Es decir que, a pesar que los valores de SC indicaron simular muy bien los patrones espaciales de altura geopotencial en 500 hPa, el modelo no tuvo la capacidad de identificar esta circulación cerrada típica de la DANA; no obstante, la evolución temporal del RMSE y su maximización durante la FO del evento sería congruente con lo observado durante la evaluación cualitativa. Por otro lado, la variable humedad relativa no sólo destacó por presentar un menor RMSE en la región A2 que en la región A1, sino que además estuvo acompañado con una SC superior en el A2 que en el A1. Esta característica, estuvo vinculado a que principalmente el aumento de la saturación en esta región estuvo asociada a los patrones atmosféricos presentados hacia el este de la cordillera, siendo menos influenciada por la previsión de 48 horas de los sistemas atmosféricos hacia el lado oeste de la cordillera. De esta forma, la SC de la humedad relativa en 500 hPa para la región A2 en los casos de previsión de 48 y 24 horas mostró una disminución progresiva en el tiempo, sin llegar a ser inferior a 0.8, mostrando así una muy buena simulación de los patrones espaciales de la humedad relativa.

Tropósfera media - Dominio Sudamérica (A1) vs. Sur del Perú (A2)

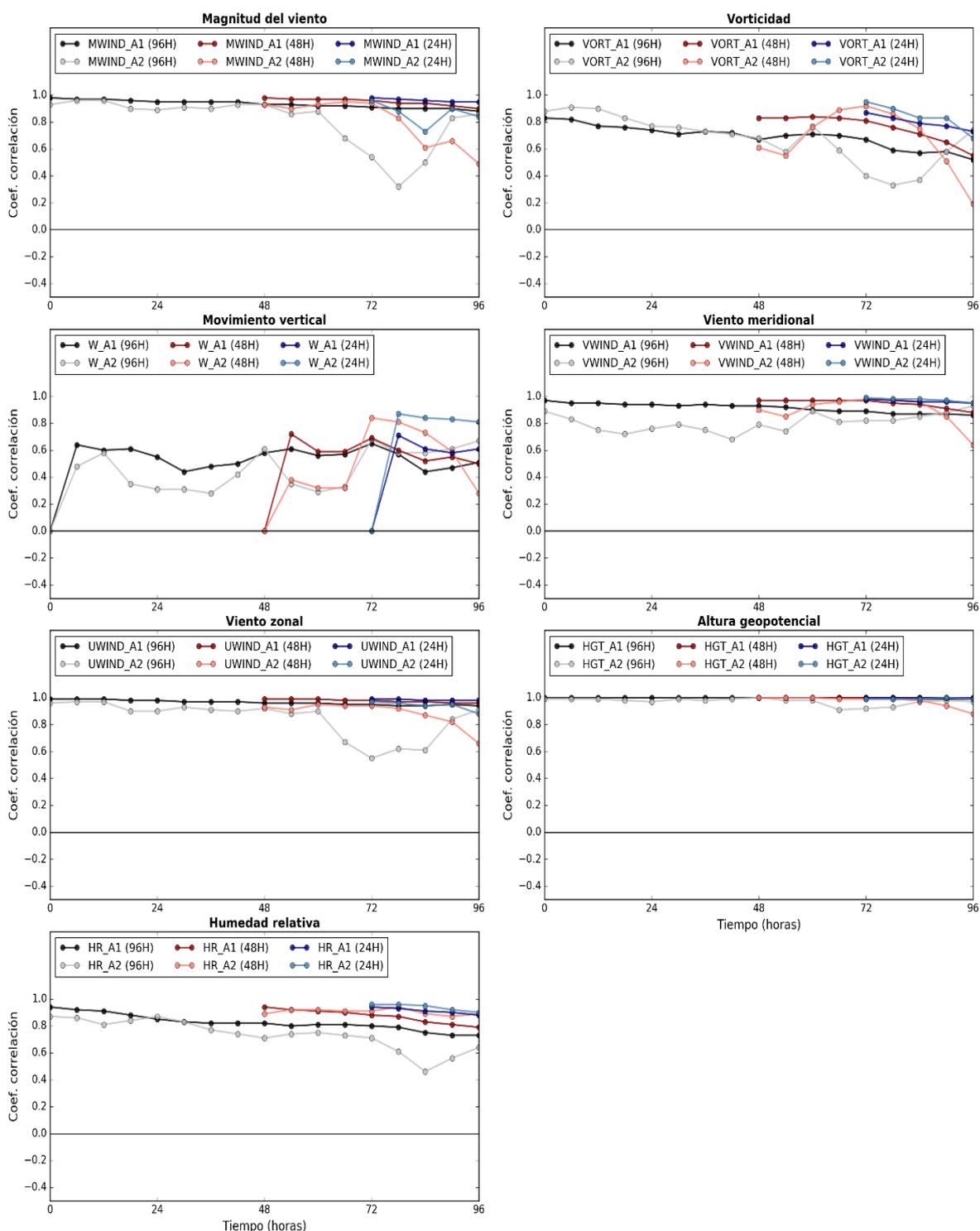


Figura 45: Serie temporal de SC para magnitud del viento, vorticidad, movimiento vertical, viento zonal/meridional, altura geopotencial y humedad relativa en tropósfera media.

En tropósfera baja, se encontró que las variables MSLP, altura geopotencial en 850 hPa y el viento meridional en 925 hPa en ambos dominios mostraron valores de SC por encima a 0.8 entre los 3 casos de previsión (figura 46). Estos resultados son congruentes con un RMSE en el A1 similar o inferior al A2, dado que la profundidad del sistema de vaguada tuvo una mayor influencia sobre niveles medios reflejando o transmitiendo el error ocurrido en altura hasta dicho nivel, no observándose así una diferencia marcada de la SC entre ambas regiones. No obstante, tanto la SC para 850 hPa y la capa de espesores 500/1000 hPa evidencian una ligera caída hasta valores cercanos a 0.8 con la previsión de 48 horas, aunque no tan abrupta como en niveles medios. A diferencia de niveles altos y medios, cabe recordar que las tendencias temporales de RMSE en las variables altura geopotencial en 850 hPa y MSLP fueron cuasi constantes y muy similares durante su evolución hasta la FO del evento, sumado a que los patrones de los mismos fueron simulados de forma muy buena en ambos dominios reflejaría un buen grado de acierto por parte del modelo ETA. En contraste a ello, se encontró que la evolución de la SC para la humedad relativa en el dominio A2 fue notablemente menor a la tendencia en A1; de esta forma, mientras que en la región A1 el valor de SC descendió hasta 0.8, en el A2 cayó hasta 0.4. Estos resultados fueron congruentes con lo encontrado durante la evaluación cualitativa puesto que en este nivel tan cercano a superficie la saturación del entorno también es regulado por procesos de menor escala y por la interacción océano-atmosférica, resultando dificultoso para el modelo representar los patrones de humedad. Así como los valores de RMSE para la humedad relativa en 950 hPa en el A2 fueron inferiores al dominio A1, un comportamiento similar fue encontrado con la componente meridional del viento en 925 hPa; sin embargo, difieren a lo encontrado en la evolución de la SC, encontrándose tendencias muy similares entre ambos dominios y con valores de SC que alcanzaron valores superiores a 0.8. En cuanto a la divergencia/convergencia en este nivel, se encontró que este parámetro dinámico, así como lo ocurrido en niveles altos, obtuvo los valores más bajos de SC comparativamente con el resto de variables en el dominio A1 y A2, alcanzando magnitudes alrededor de 0.4 y -0.1 respectivamente. Esta tendencia de la SC en la divergencia coincide con lo encontrado en los campos de RMSE dado que, a pesar que las magnitudes de RMSE fueron inferiores en el dominio A2, la dispersión de los núcleos máximos de error en los campos de RMSE fue muy alta y heterogénea, siendo dificultoso para el modelo representar con certeza los patrones de divergencia/convergencia.

Tropósfera baja - Dominio Sudamérica (A1) vs. Sur del Perú (A2)

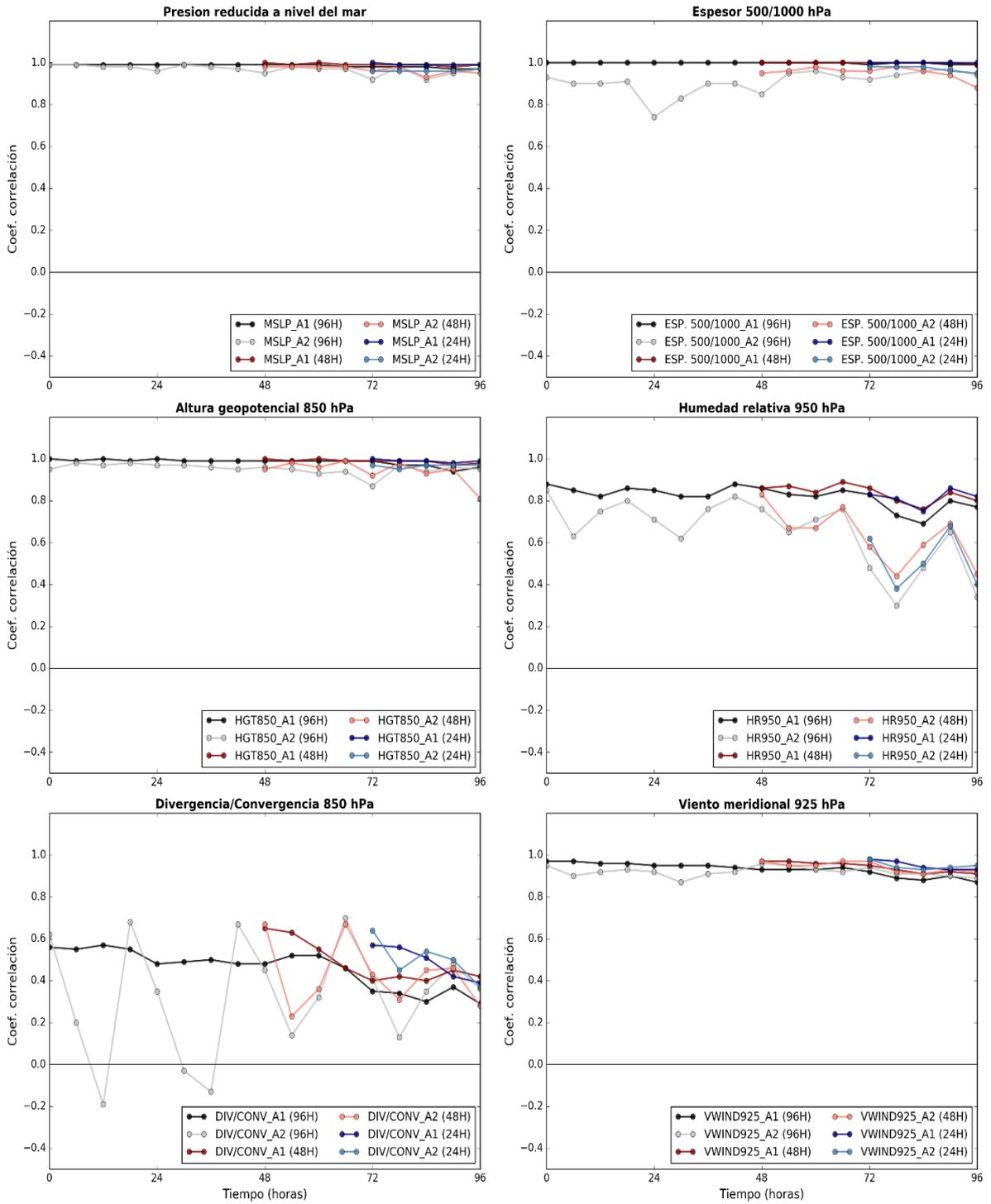


Figura 46: Serie temporal de SC para MSLP, espesor 500/1000 hPa, HGT en 850 hPa, HR en 950 hPa, divergencia/convergencia en 850 hPa y viento meridional en 925 hPa.

En tropósfera baja de la región A3, los valores encontrados dentro de las tendencias de la SC fueron evidentemente menores con respecto a la región A1, a diferencia de lo sucedido en la región A2, llegando inclusive a alcanzar magnitudes negativas en las variables altura geopotencial, divergencia/convergencia, humedad relativa y la componente meridional del viento en 925 hPa (anexo 23). Estos valores fueron alcanzados principalmente durante las últimas 24 horas antes de la FO, presentando también una mayor variabilidad en este período e independientemente de inicializado la ejecución del modelo. Asimismo, los valores de SC para la divergencia/convergencia en la región A3 durante la FO, fueron de -0.1 en los 3 casos de previsión, siendo de las magnitudes más bajas entre las variables mencionadas y congruente con lo encontrado en la evolución temporal del RMSE sobre esta región, donde la tendencia del error superó a la región A1. Esto indicaría que, a pesar de una previsión más cercana a la FO, la convergencia sostenida por los efectos de vientos del sur en esta región no logró una buena simulación de los campos convergentes sobre la selva central y sur del Perú, siendo simulado con un menor grado de acierto que sobre la región A2. Asimismo, la buena correlación encontrada en la región A2 con los parámetros MSLP y espesores en 500/1000 hPa, en la región A3 fue notablemente menor.

A través de la evaluación cualitativa, se encontró que la previsión de 96 horas en niveles altos mostró una buena aproximación de los sistemas sinópticos en el A1, definido mediante los campos de magnitud de viento y altura geopotencial. Lo encontrado en este amplio dominio de integración tuvo un soporte cuantitativo mediante una muy buena correlación encontrada en este nivel y un aumento progresivo del RMSE que no evidenció cambios abruptos en su evolución hasta la FO. Cabe indicar que a pesar de que con esta previsión de 96 h no fue posible identificar la contundente invasión del JS en la región tropical por encima de los 20°S durante la FO, la cuantificación de la SC sobre la región A2 mostró valores de 0.8 que indicarían una buena simulación de los campos de viento; sin embargo, la insuficiente simulación en reproducir esta característica fue determinante para la influencia de éste sobre los parámetros dinámicos. Esta característica tuvo una mejor consistencia con la evolución temporal del RMSE de la magnitud del viento. Por otro lado, el aumento progresivo del error en la región de Sudamérica fue similar con las variables viento zonal y divergencia/convergencia, aunque en este último con una correlación inferior a 0.6 durante todo el período previsto, que reflejó la dificultad del modelo en representar los campos divergentes, característica que fue evidente durante la evaluación cualitativa. Esta dificultad

se extendió hasta la región A2, dónde claramente no logró simular la línea divergente observada sobre la sierra sur. A diferencia de niveles altos, la previsión de 96 horas en el nivel medio y sobre la región A2, mostró ser más sensible al error en la mayoría de variables durante las últimas 36 horas antes a la FO. Lo encontrado puede estar fundamentado en que la inicialización de la ejecución del modelo más alejado de la FO mostró mayor sensibilidad al error durante la intensificación de los sistemas en la región A2 y por ende en los parámetros meteorológicos en este nivel. Asimismo, en similitud a niveles altos, la evolución temporal del RMSE sobre el nivel medio mostró un crecimiento gradual del error en la región A1, mientras que los valores de SC fueron muy aceptables en simular los patrones atmosféricos en este nivel, a excepción de las variables movimiento vertical y vorticidad donde, presentó valores inferiores a 0.6 y que fue congruente con una alta variabilidad y dispersión en los campos horizontales de bias y RMSE de estas 2 variables. La previsión de 96 horas en tropósfera baja sobre la región A2, en contraste con los niveles superiores, mostró tendencias temporales de RMSE que fueron similares o inferiores a la región A1, demostrando así que este nivel sobre la región A2 fue el menos afectado por la intensificación de los sistemas en niveles alto, lo que también fue percibido durante los campos de bias y RMSE al no encontrar gradientes fuertes de error en esta región. Así como en niveles altos se encontró los valores más bajos de SC para la divergencia/convergencia, este nivel no fue la excepción, presentando valores por debajo de 0.5 en la región A1 e incluso valores inferiores a 0 en la región A2, demostrado así la debilidad del modelo en la simulación de los patrones de divergencia/convergencia tanto en altura como en niveles bajos. En los niveles bajos de la región A3, el grado de acierto del modelo con la previsión de 96 horas disminuyó notablemente con respecto a la región A1, según los valores dentro de la tendencia temporal de SC, al encontrar magnitudes inferiores a 0.2 y hasta -0.4 con las variables altura geopotencial, humedad relativa y divergencia/convergencia durante las 24 horas predecesoras a la FO. Un comportamiento similar ocurrió con el viento meridional en 925 hPa, sugiriendo que el modelo tuvo una gran limitación en representar los patrones espaciales de estas variables en esta región, lo mismo que fue congruente con lo encontrado durante la evaluación cualitativa.

La previsión de 48 horas para los campos horizontales de magnitud de viento, con el fin de identificar al JS, y su asociación a la vaguada próxima a la sierra sur del Perú simuló de buena forma los patrones sinópticos observados; sin embargo, una desviación hacia el este

del sistema de vaguada en este nivel durante la FO tuvo grandes limitaciones en representar de forma certera el comportamiento de los variables atmosféricas principalmente en niveles altos y medios. Es posible afirmar esto, debido a que las mayores magnitudes de bias y RMSE dentro de los campos horizontales fueron encontradas en la previsión de 48 horas y distribuidas sobre la región A2. En esta región, estos errores fueron incluso mayores que con la previsión de 96 horas para la FO según los campos de bias y RMSE. Asimismo, entre las 3 previsiones, las series temporales de SC y RMSE para la FO con esta previsión registraron los menores valores de SC y los mayores de RMSE. Entre ellas destaca el poco grado de acierto por parte del modelo con la previsión de la divergencia/convergencia en el nivel de 250 hPa, así como con el movimiento vertical y la vorticidad en niveles medios. En tropósfera media se destaca el acierto del modelo en simular el aumento en la saturación del entorno sobre la sierra sur del Perú con la previsión de 48 horas, aunque con una ligera subestimación como se encontró en el bias. Comparativamente con la previsión de 96 horas, se evidenció una notable mejor simulación de éste parámetro, el mismo que fue consistente con valores de SC superiores a 0.9. La superioridad del error encontrado en niveles altos y medios en la región A2 sobre la región A1, no fue evidente en niveles bajos, y esto debido a la profundidad del sistema de vaguada asociada al evento que logra tener mayor influencia sobre 500 hPa que en niveles bajos. Sin embargo, se logró identificar que tanto variables como la divergencia/convergencia en 850 hPa y la humedad relativa en 950 hPa a pesar de tener menores errores en la región A2 con respecto a la región A1, la capacidad de reproducir los patrones espaciales observados de estas variables fue de las más bajas en este nivel.

Cabe resaltar la virtud del modelo en la previsión de la HGT con los 3 casos previstos sobre las regiones A1 y A2, debido a que, así como ocurrió en niveles altos y medios, los patrones espaciales de HGT en niveles bajos también fueron bien simulados al encontrarse valores de SC cercanos a 1 en todas las previsiones y en ambos dominios, lo que indicaría una buena simulación para identificar la presencia de patrones atmosféricos como vaguadas y cuñas. Sin embargo, los campos y series temporales del RMSE con la previsión de 48 horas sobre la región A2, reflejaron comparativamente un mayor error, que estuvo asociado principalmente al posicionamiento desviado del eje de vaguada en niveles altos y medios, encontrado durante la evaluación cualitativa.

A escala sinóptica, la previsión de 24 horas fue la mejor entre los 3 casos de previsión, debido a que hubo una representación más precisa en los campos de las variables atmosféricas en tropósfera alta y baja, y que fue consistente junto a las series temporales de SC; sin embargo, se encontraron variables como la divergencia/convergencia y el movimiento vertical en niveles altos y medios respectivamente, donde la SC fue inferior a 0.6 en la FO, demostrando así que los patrones espaciales de estas variables sobre la región A1 no fueron bien simulados. La previsión de 24 horas sobre la región A2 presentó una notable mejora en la previsión del JS durante su invasión en la región tropical en la FO, el cual estuvo reflejado también a través de los campos de bias y RMSE de magnitud de viento con respecto a las previsiones de 48 y 96 horas. La buena simulación del JS, así como la buena representación del eje de vaguada asociado, y su alcance meridional visto durante la evaluación cualitativa, habrían contribuido a una mejora en los campos previstos de divergencia/convergencia, al menos sobre la sierra sur, donde se pudo evidenciar a través del análisis de los campos horizontales de bias y RMSE. Esto fue consistente con la evolución temporal de la SC, donde comparativamente tuvo valores superiores a la región A1 y también con respecto a las otras previsiones. Un efecto similar se obtuvo sobre el movimiento vertical en niveles medios, donde también su SC tuvo valores de 0.8. Cabe resaltar que la previsión de 24 horas en niveles bajos en las variables divergencia/convergencia en 850 hPa, MSLP, altura geopotencial en 850 hPa, humedad relativa en 950 hPa y viento meridional en 925 hPa no tuvo una mejora notable con respecto a las previsiones de 48 y 96 horas en términos de la serie temporal de SC. Asimismo, como consecuencia del análisis de la previsión de estas variables sobre la región A3, región clave para la formación de convectivos y su aporte de humedad hacia la sierra sur, se encontró que incluso con la previsión de 24 horas la serie temporal de RMSE tuvo un error mayor que la previsión de 96 y 48 horas, viéndose reflejado también a través de valores muy bajos de SC en el rango de -0.3 a 0.3. De esta forma, no se encontró una mejora en la previsión de 24 horas en estas variables para la región A3, mostrando una clara debilidad el modelo en reproducir con exactitud de los patrones espaciales de estos parámetros sobre esta región, y por ende en la previsión de sistemas convectivos.

Finalmente, en función a los resultados obtenidos de la evaluación cualitativa y cuantitativa, se elaboró una tabla resumen del grado de simulación de las variables atmosféricas por cada caso previsto, representativo para el período desde la FF hasta la FO del evento, divididas en tropósfera alta media y baja, resumiéndose así los resultados para las regiones A1 (tabla 10) y A2 (tabla 11). Cabe resaltar que para una buena simulación fue necesario una SC igual o mayor a 0.8, mientras que una simulación muy limitada requirió un SC igual o inferior a 0.6.

Tabla 10: Grado de simulación de las variables troposféricas para cada caso de previsión en la region A1.

	Variables	96 horas	48 horas	24 horas
Tropósfera alta	Mag. Viento	Buena	Buena	Buena
	Div./Conv.	Muy limitada	Muy limitada	Muy limitada
	HGT	Buena	Buena	Buena
Tropósfera media	Vort.	Limitada	Limitada	Limitada
	Mag. Viento	Buena	Buena	Buena
	Mov. Vertical	Limitada	Limitada	Limitada
	HR	Limitada	Buena	Buena
	HGT	Buena	Buena	Buena
Tropósfera baja	MSLP	Buena	Buena	Buena
	HGT 850 hPa	Buena	Buena	Buena
	Div./Conv. 850 hPa	Muy limitada	Muy limitada	Muy limitada
	Viento meridional 925 hPa	Buena	Buena	Buena
	HR 950 hPa	Buena	Buena	Buena

Tabla 11: Grado de simulación de las variables troposféricas para cada caso de previsión en la región A2

	Variables	96 horas	48 horas	24 horas
Tropósfera alta	Mag. Viento	Limitada	Limitada	Buena
	Div./Conv.	Muy limitada	Muy limitada	Buena
	HGT	Limitada	Limitada	Buena
Tropósfera media	Vort.	Muy limitada	Limitada	Limitada
	Mag. Viento	Buena	Muy limitada	Buena
	Mov. Vertical	Muy limitada	Muy limitada	Buena
	HR	Muy limitada	Buena	Buena
	HGT	Limitada	Limitada	Buena
Tropósfera baja	MSLP	Buena	Buena	Buena
	HGT 850 hPa	Buena	Buena	Buena
	Div./Conv. 850 hPa	Muy limitada	Muy limitada	Muy limitada
	Viento. Meridional 925 hPa	Buena	Buena	Buena
	HR 950 hPa	Muy limitada	Muy limitad	Muy limitada

V. CONCLUSIONES

El evento de nevada que ocasionó un mayor impacto social sobre la región sur del Perú en el período 2004-2014 ocurrió durante los días 24 y 25 de agosto del 2013.

De la evaluación cualitativa de las predicciones del modelo ETA/SENAMHI durante este evento:

- La dinámica observada de este evento se encuentra asociado a la invasión tropical de un JS subtropical acoplado a un eje de vaguada profundo próximo a la sierra sur en tropósfera alta, así como a la formación de una DANA en niveles medios y las condiciones de alta saturación del entorno sobre la sierra sur debido al ingreso de flujos del norte.
- Uno de los efectos sinópticos en el evento de nevada se debió a la presencia de una línea divergente sobre la sierra sur en niveles altos que permitió sostener núcleos máximos de movimiento vertical durante la FO del evento, acoplándose con temperaturas de -14 a -17°C que permitieron una mayor eficiencia en los procesos microfísicos para el acaecimiento de la nevada.
- De las tres predicciones del modelo, la previsión de 24 horas logra reproducir con acierto la invasión del JS sobre latitudes tropicales en la región suroeste de la cordillera sur del Perú, permitiendo así una mejor aproximación de los campos horizontales de divergencia y movimiento vertical en la sierra sur., mientras que la previsión de 48 horas mostró ser menos preciso en la localización del eje de vaguada en altura y también en la circulación cerrada durante la FO del evento.
- A pesar de la limitación en la previsión de 48 horas, éste mostró indicios para la ocurrencia de nevada en la sierra sur a través del diagrama de Hovmöller asociado a la presencia de aire frío, humedad relativa y relación de mezcla.

De la evaluación cuantitativa de las predicciones del modelo ETA/SENAMHI durante este evento:

- En niveles altos y medios, las predicciones del modelo ETA mostraron un mayor error en A2 que en la región A1, producto de la intensificación de los parámetros meteorológicos en esta región.
- De las tres predicciones del modelo evaluadas, la inicialización de 48 horas antes de la FO registró los mayores valores de RMSE y distribuidos principalmente en la región A2. Consistente con ser la predicción que mostró un menor acierto en la localización del sistema frío en tropósfera alta y media.
- A pesar del grado de acierto de los campos previstos de divergencia y movimiento vertical en niveles altos y medios, se obtuvo una mejor simulación de la invasión tropical del JS en A2 con la previsión de 24 horas, así como una buena predicción de la HR en niveles medios, siendo ésta la previsión más confiable para prever la ocurrencia de la nevada.
- Las tres predicciones del modelo fueron muy limitadas con los parámetros en superficie que favorecen la actividad convectiva en la selva central del Perú (A3), proceso vinculado para el aporte de humedad en la sierra sur del Perú.

VI. RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar investigaciones asociadas a la influencia de los campos de divergencia en tropósfera alta y sus efectos en la eficiencia de los procesos microfísicos que promueven el acaecimiento de nevadas intensas en la Sierra sur del Perú.

Dada la casi nula investigación en microfísica de nubes se recomienda promover las investigaciones en este tema, debido a la importancia de las nubes de gran extensión vertical como los nimbostratus y cumulonimbus y su rol en la regulación de precipitación sobre la sierra sur.

En la presente investigación, se utilizaron los parámetros estadísticos más conocidos como bias, RMSE y SC; sin embargo, se recomienda aplicar otros métodos de verificación descritos por Wilks (2011) que podrían profundizar su análisis.

Para el análisis observado de la circulación atmosférica se sugiere utilizar el nuevo Reanalysis ERA5 que presenta una mayor resolución espacial y temporal que el Reanalysis ERA-INTERIM.

VII. BIBLIOGRAFÍA

Auer, A.H. & White, J.M. (1982). The combined role of kinematics, thermodynamics and cloud physics associated with heavy snowfall episodes. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 60: 500-507.

Avalos, G.J. (2009). Evaluación del Modelo Eta/SENAMHI en la previsión de la precipitación durante los periodos lluviosos 2002 y 2003. *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA* (1): 108-124.

Below, R., Wirtz, A. & Guha-Sapir, D. (2009). Disaster Category Classification and Peril Terminology for Operational Purposes. Common Accord Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED) and Munich Re, Brussels, Belgium and Munich, Germany.

Byers, H.R. (1965a). *Elements of Cloud Physics*. Chicago, IL: University of Chicago Press.

Bonshoms, M., Quispe, N., & Quispe, K. (2018). Estudio tecnico: Estudio de la frecuencia de nevadas en el Peru. Lima, Peru, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología. 54 p.

Díaz, H.F. & Murnane R.J. (2008). *Climate Extremes and Society*. UK. University of Cambridge.

González, A., Expósito, F.J., Pérez, J.C., Díaz, J.P. & Taima, D. (2013). Verification of precipitable water vapour in high-resolution WRF simulations over a mountainous archipelago. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139: 2119-2133.

Guerrero, A.M., García, E., Matellán, V. & Sánchez, J.L. (2013). Procesamiento paralelo de los pronósticos meteorológicos del modelo WRF mediante NCL.

Houze, RA. (2014). Cloud Dynamics. Second Edition. UK. Academic Press.432 pp.

INDECI (Instituto Nacional de Defensa Civil). (2013). Compendio Estadístico del INDECI. 1 de. 252 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (2012). Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp

Jiménez, M. (2014). Validación de la capacidad del modelo WRF “Weather Research and Forecasting” para pronosticar lluvia intensa, usando el método orientado a objetos y tablas de contingencia. Tesis Msc. Bogotá, Colombia. Universidad Nacional de Colombia. 144 p.

Jolliffe, I.T. & Stephenson, D.B. (2003). Forecast Verification: A Practitioner’s Guide in Atmospheric Science. John Wiley and Sons, 254 pp.

Junquas, C., Takahashi, K., Condom, T., Espinoza, J.C., Chavez, S., Sicart, J.E. & Lebel, T. (2017). Understanding the influence of orography over the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. Climate Dynamics. DOI 10.1007/s00382-017-3858-8.

Kalnay, E. (2003). Atmospheric modeling, data asimilation and predictability. Cambridge, UK. Cambridge University Press. 369 p.

Lain, A. & Evans, J.L. (2015). Introduction to Tropical Meteorology. The COMET Program. University Corporation for Atmospheric Research. Disponible en: https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/index.htm

Lavado, C.W.S., Silvestre, E. & Pulache W. (2010). Tendencias en los extremos de lluvias cerca de la ciudad del Cusco y su relación con las inundaciones de enero del 2010. Extreme rainfall trends around Cusco and its relationship with the Floods in January 2010. *Revista Peruana Geo-Atmosférica*, 2: 89-98.

Lavell, A., Oppenheimer, M., Diop, C., Hess, J., Lempert, R., Li, J., Muir-Wood, R., Weber, E. & Myeong, S. (2012). Climate Change: New Dimensions in Disaster Risk, Exposure, Vulnerability, and Resilience. [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK. Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139177245.004: 25-64

Li, S., Otto, F.E.L., Harrington, L.J., Sparrow, S. & Wallom, D. (2019). A pan-South-America assessment of avoided exposure to dangerous extreme precipitation by limiting to 1.5 °C warming. *Environmental Research Letters*.

Lin, Y.L. (2007). *Mesoscale dynamics*. New York, USA. Cambridge University Press. 630 p.

Llacza, A. (2013). Modelo Eta-SENAMHI en el Pronóstico operativo (diapositivas). IV WORKETA – 03 al 08 marzo 2013.

L'Hote, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y. & Etchevers, P. (2005). Relationship between precipitation phase and air temperature: Comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal* 50: 989–997.

Mark, B.G. (2008): Tracing tropical Andean glaciers over space and time: Some lessons and transdisciplinary implications. *Global Planet. Change* 60: 101–114

Mesinger, F. (1984). A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 44: 195-202.

Mestanza, F. (1994). Posibles Causas de ocurrencia de nevadas en la sierra sur peruana durante julio y agosto de 1992. Tesis Ing. Meteorólogo. Lima, Perú. Universidad Nacional Agraria La Molina. 187 p.

Mohr, K.I. (2004). Characteristics of precipitation features and annual rainfall during the TRMM era in the Central Andes. *Journal of climate* 27: 3982-4000.

Müller, O.V., Lovino, M.A. & Berbery, E.H. (2016). Evaluation of WRF Model forecasts and their use for hydroclimate monitoring over Southern South America. *Am Meteorol Soc* 31:1001–1015.

OFDA (The Office of U.S. Foreign Disaster Assistance, USA) & CRED (The Center for Research on the Epidemiology of Disasters, Bélgica) (2006). EM-DAT: the international disaster database.

Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 56(5): 527-530.

OMM (Organización Meteorológica Mundial, Suiza) (2017). International Cloud Atlas: Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors. Ginebra, Suiza. Disponible en: https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=5357#.Xz6wsTFKiUk

Matsueda, M. & Nakazawa, T. (2015). Early warning products for severe weather events derived from operational medium-range ensemble forecasts. *Meteorology Applied.*, 22:213-222.

Perry, L.B. (2006). Synoptic climatology of northwest flow snowfall in the southern Appalachians. Ph.D. dissertation. North Carolina, USA. University of North Carolina at Chapel Hill. 176 p.

Popović J. (2006). ETA Model in Weather Forecast. Master Thesis. Stockholm, Sweden. KTH Computer Science and Communication. 55 p.

Pruppacher, H.R. & Klett, J.D. (1997). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Boston, MA. Reidel Publishing Company. 976 p.

Quintero, M., Carvajal, Y. & Aldunce, P. (2012). Variabilidad y el cambio climático: intersecciones con la gestión de riesgo. *Revista Luna Azul* (34): 257-271.

Quispe, N. & Ávalos, G. (2006). Intense snowstorm in the southern mountains of Peru associated to the incursion of cut-off low-pressure systems at upper level. *Proceedings of 8 ISDHMO, Foz do Iguaçó, Brazil, April 14-28, INPE, 1945-1948.*

Quispe, N. (2014). Evaluación climática de la depresión aislada en niveles altos (DANA's) sobre Sudamérica y océanos adyacentes y estudio de un caso en el Pacífico Oriental. Tesis MSc. Lima, Perú. Universidad Nacional Agraria La Molina. 151 p.

Quispe, K. (2017). Patrones sinópticos de una DANA asociados a la ocurrencia de nevadas en la sierra central y sur del Perú. Tesis Ing Meteorólogo. Lima, Perú. Universidad Nacional Agraria La Molina. 81 p.

Ramage, C. (1995). *Forecaster's Guide to Tropical Meteorology: AWS TR240 Updated*. USA: Air Weather Service Scott AFB.

Ríos, R.A., Taddía, A., Grunwaldt, A., Jones, R. & Streeter, R. (2016). *Climate Change Projections in Latin America and The Caribbean*. Banco Interamericano para el Desarrollo.

Rutledge, S.A. & Hobbs, P.V. (1984). The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(20), 2949–2972.

Schemenauer, R.S., Berry, M.O. & Maxwell, J.B. (1981). Snowfall formation. In *Handbook of Snow: Principles, Processes, Management, and Use*. Toronto, Canada. Pergamon Press.

Seluchi, M.E. & Chou, S.C. (1999). Intercambio de masas de aire entre latitudes tropicales y extra tropicales de Sudamérica: Validación del modelo regional. *Climanálise* 14(4).

Singh, A. & Zommers, Z. (2014). *Reducing Disaster: Early Warning Systems For Climate Change*. Springer Netherlands. 385 p.

Stanski, H.R., Wilson, L.J. & Burrows, W.R. (1989). Survey of common verification methods in meteorology. World Meteorological Organization. World Weather Watch Tech. Rept. No.8. WMO/TD No.358. 114 p.

Stocker, T.F. (2013). Technical Summary Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. pp 33–115.

UNISDR (Oficina de las Naciones Unidas para Reducción de Riesgo de Desastres). (2009). UNISDR terminology on disaster risk reduction. Geneva, Switzerland.

Tanessong, R.S., Vondou, D.A., Djomou, Z.Y. & Igri, P.M. (2017). WRF high resolution simulation of an extreme rainfall event over Douala (Cameroon): A case study. *Modeling Earth Systems and Environment*, 3, 927– 942.

Taylor, K.E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*. D106: 7183–7192.

Vernekar, A., Kirtman, B. & Fennessy, M. (2003). Low-level jets and their effects on the South American summer climate as simulated by the NCEP Eta Model. *Journal of Climate* 16: 297–311.

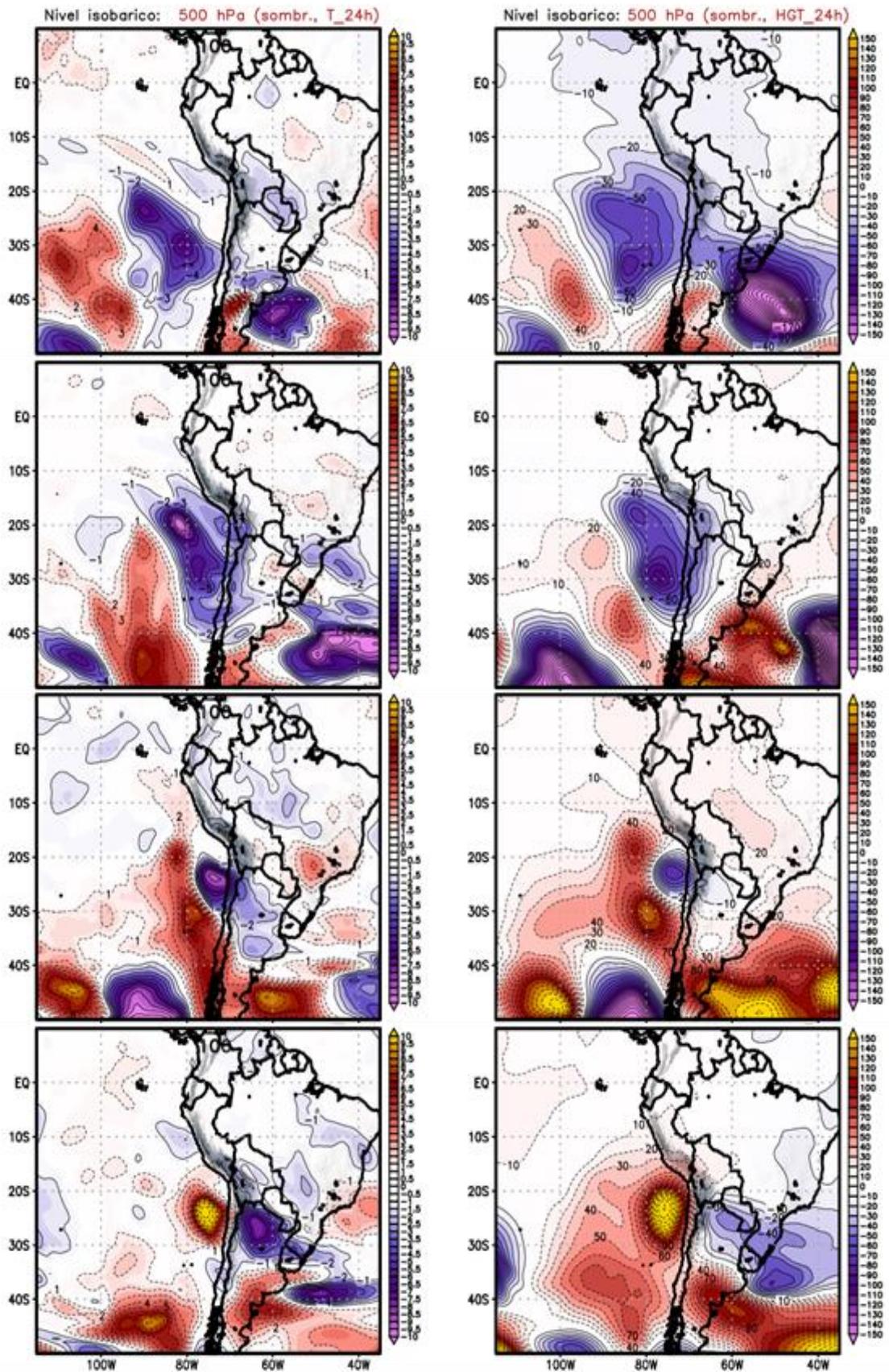
Vuille, M. & Ammann, C. (1997). Regional snowfall patterns in the high arid Andes. *Climatic Change* 36: 413-423.

Wilks, D.S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. San Diego, USA. Academic Press. 676 p.

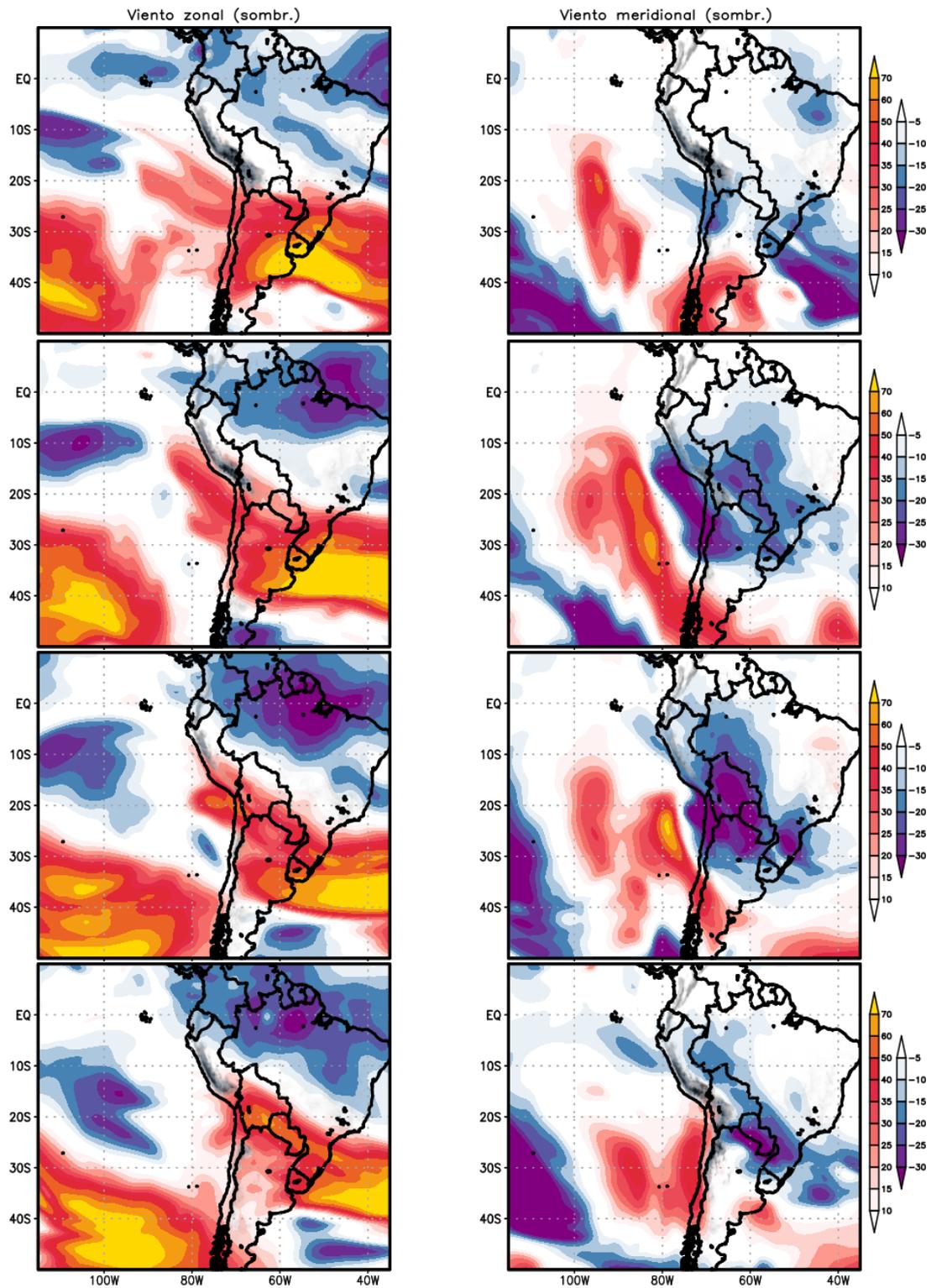
Yáñez-Morróni, G., Gironás, J., Caneo, M., Delgado, R. & Garreaud, R. (2018). Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model for Precipitation Forecasting in an Andean Region with Complex Topography. *Atmosphere*, 9, 304.

VII. ANEXOS

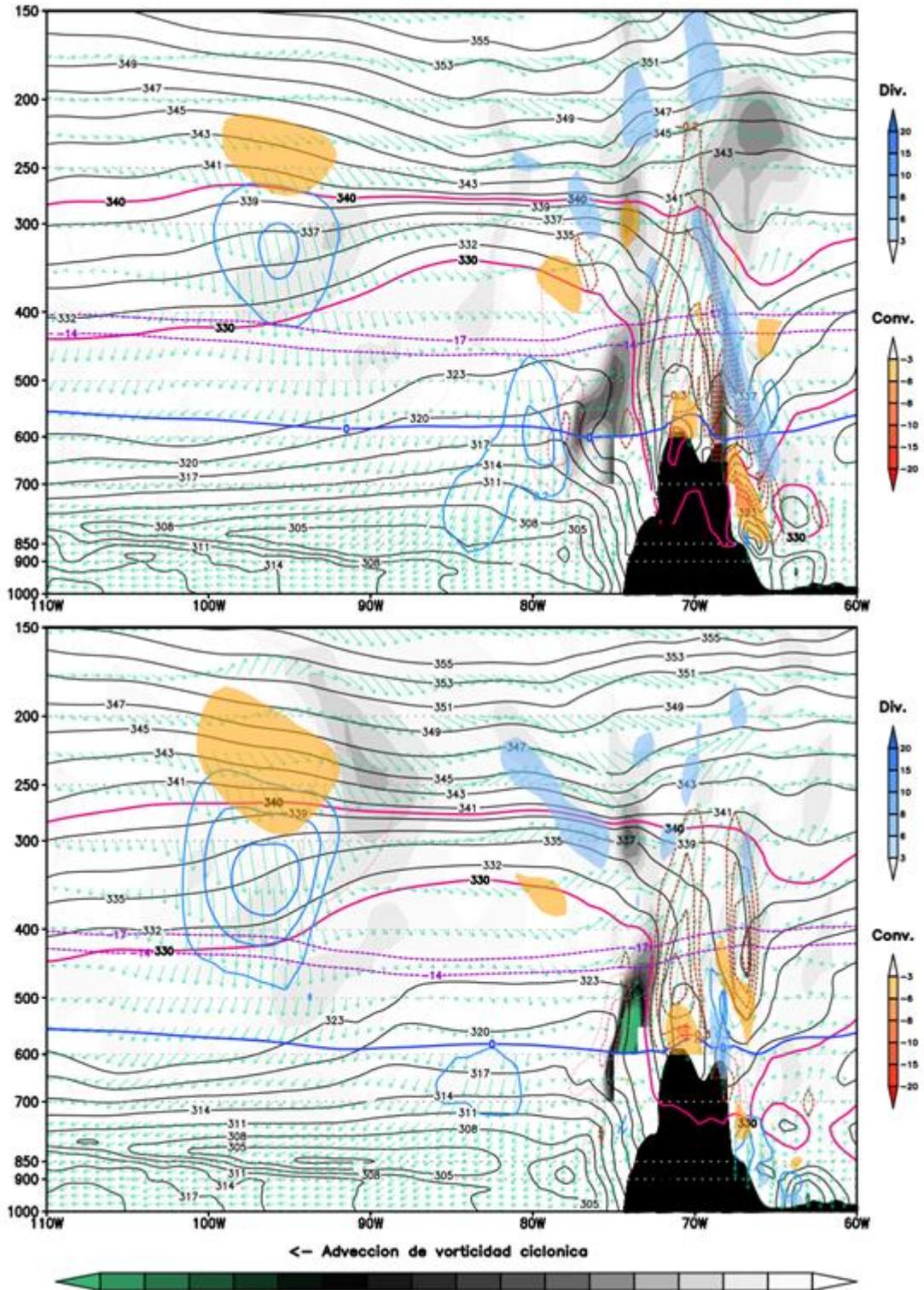
Anexo 1: Caída diaria de temperatura y altura geopotencial según el modelo ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la D-2, D-1, D y D+1.



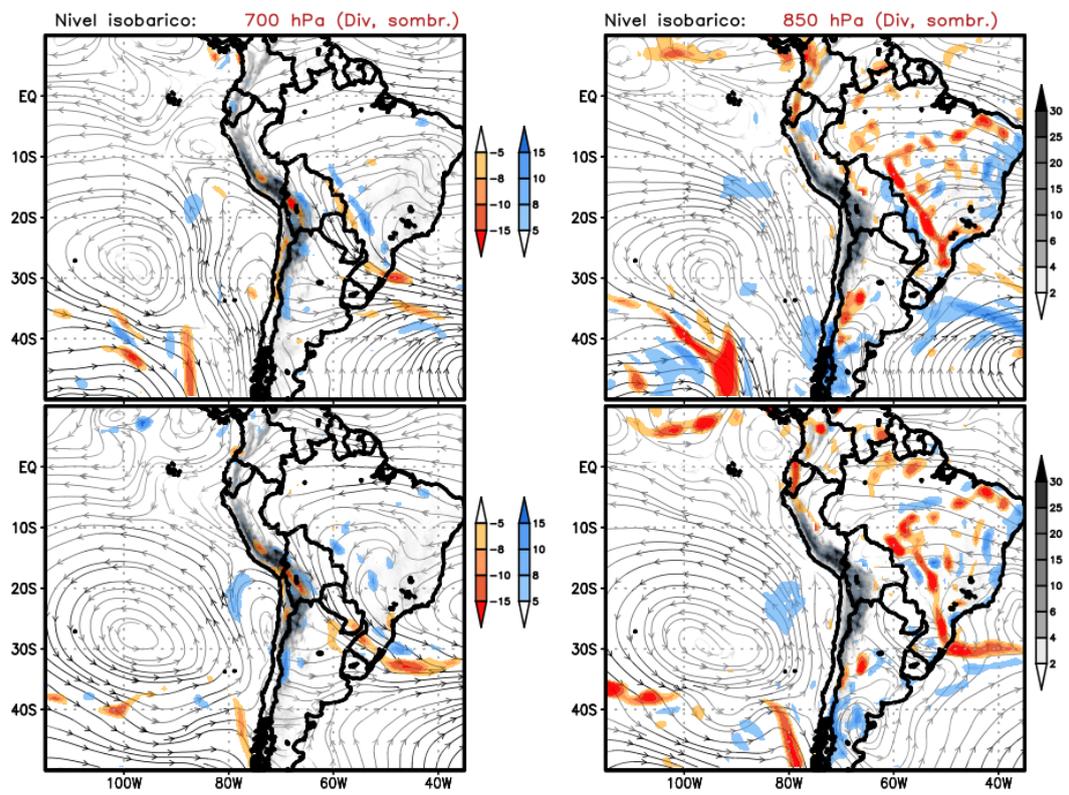
Anexo 2: Campos de viento zonal y meridional en el nivel de 500 hPa según modelo ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD.



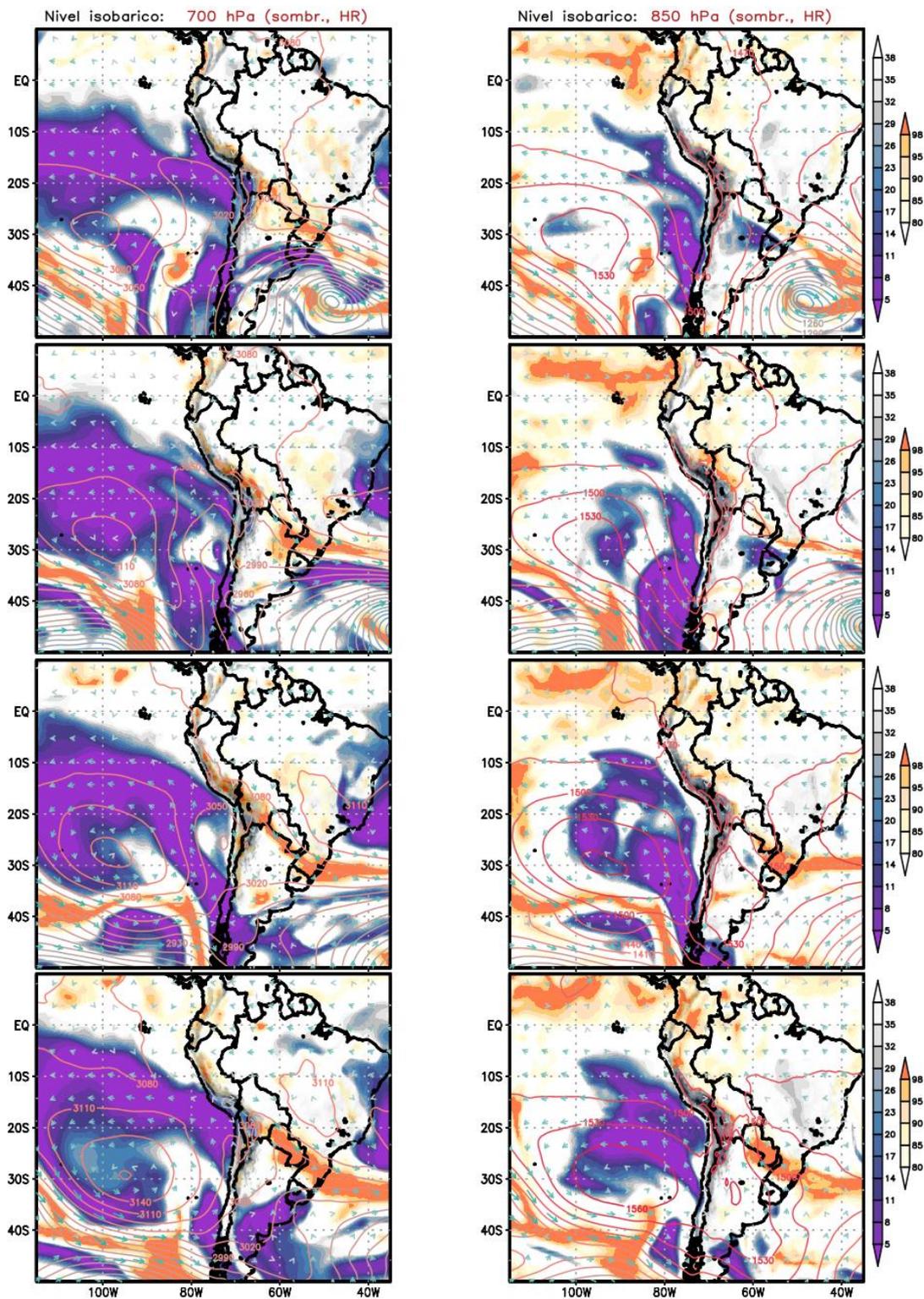
Anexo 3: Corte latitudinal en 16°S para el día 24 a las 18Z (superior) y el día 25 a las 00Z (inferior) según ERA INTERIM.



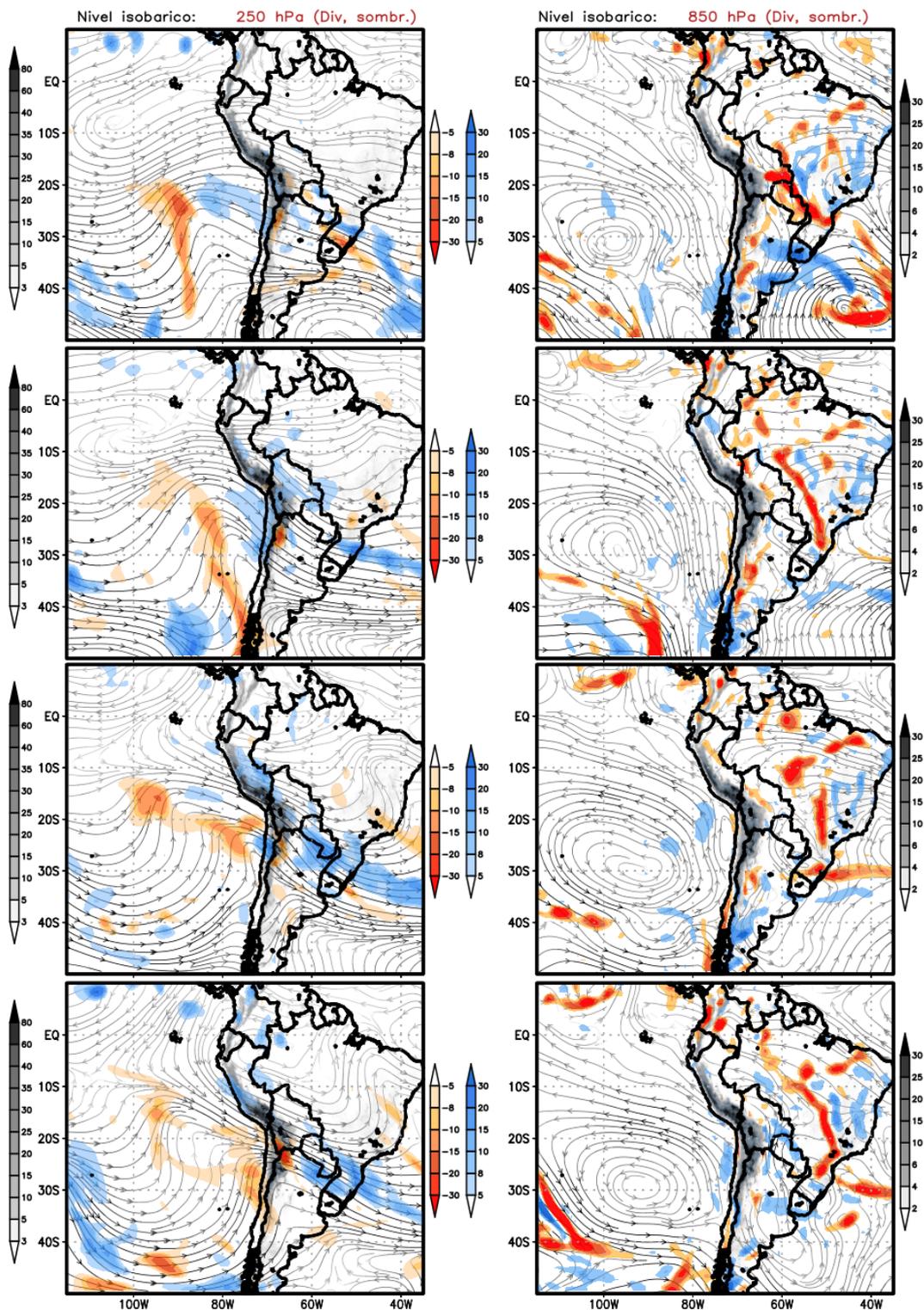
Anexo 4: Líneas de corriente y campos de divergencia/convergencia según ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD.



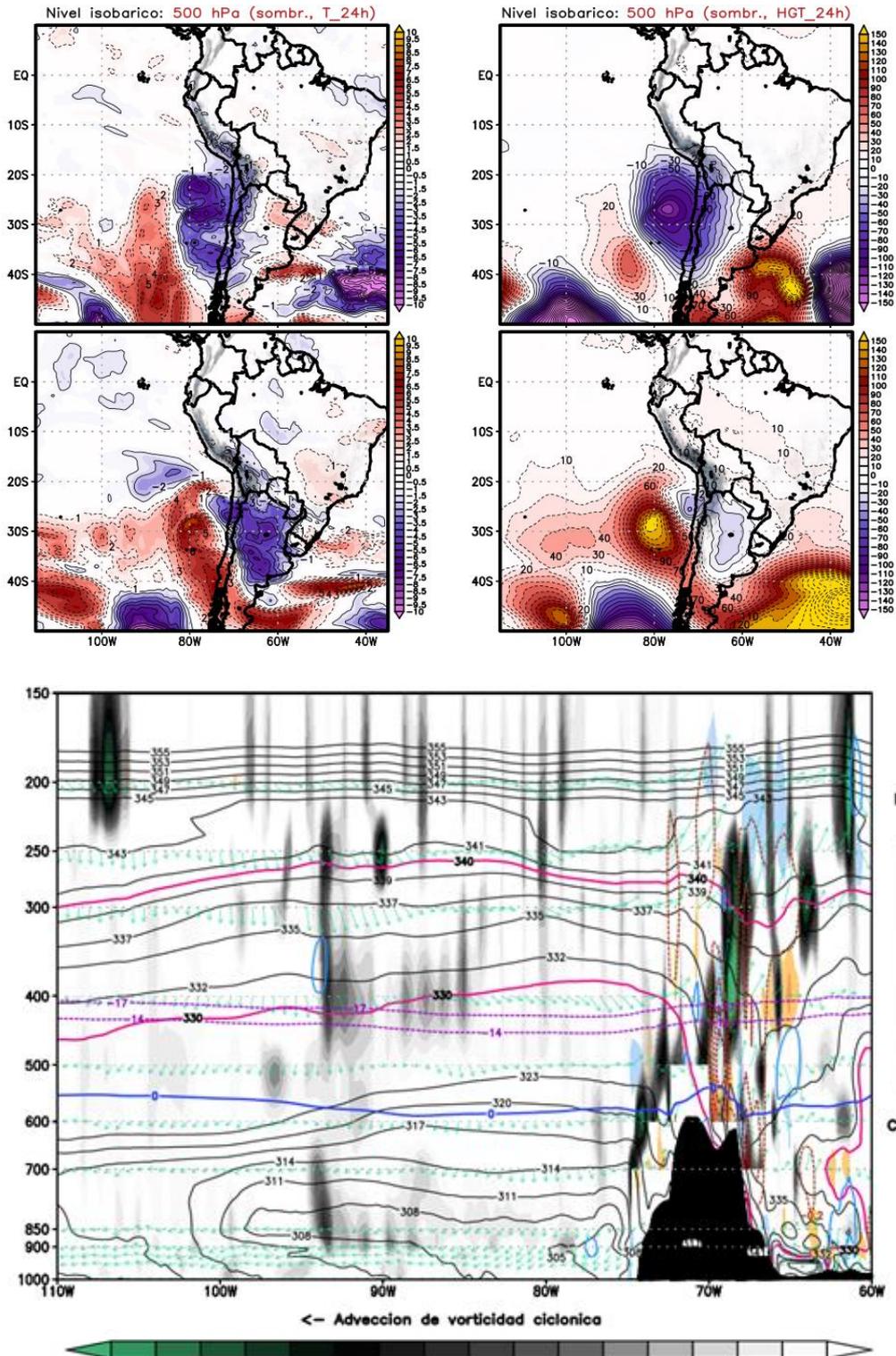
Anexo 5: Campos de humedad y altura geopotencial según ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD.



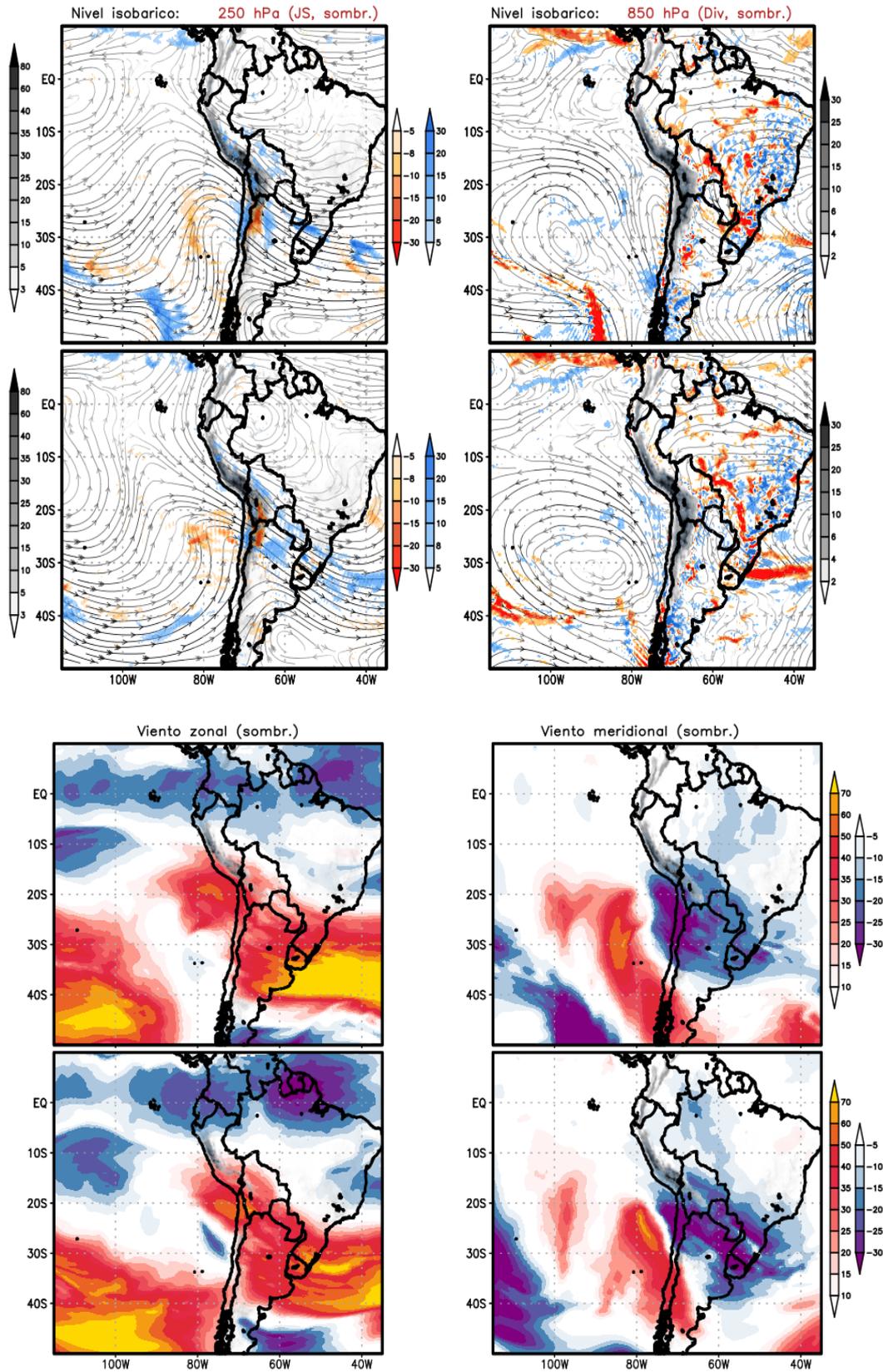
Anexo 6: Campos de divergencia en niveles altos y convergencia en niveles bajos según modelo ERA INTERIM. Cada columna con secuencia válida para la FP, FF, FO y FD en horas de la madrugada (06Z).



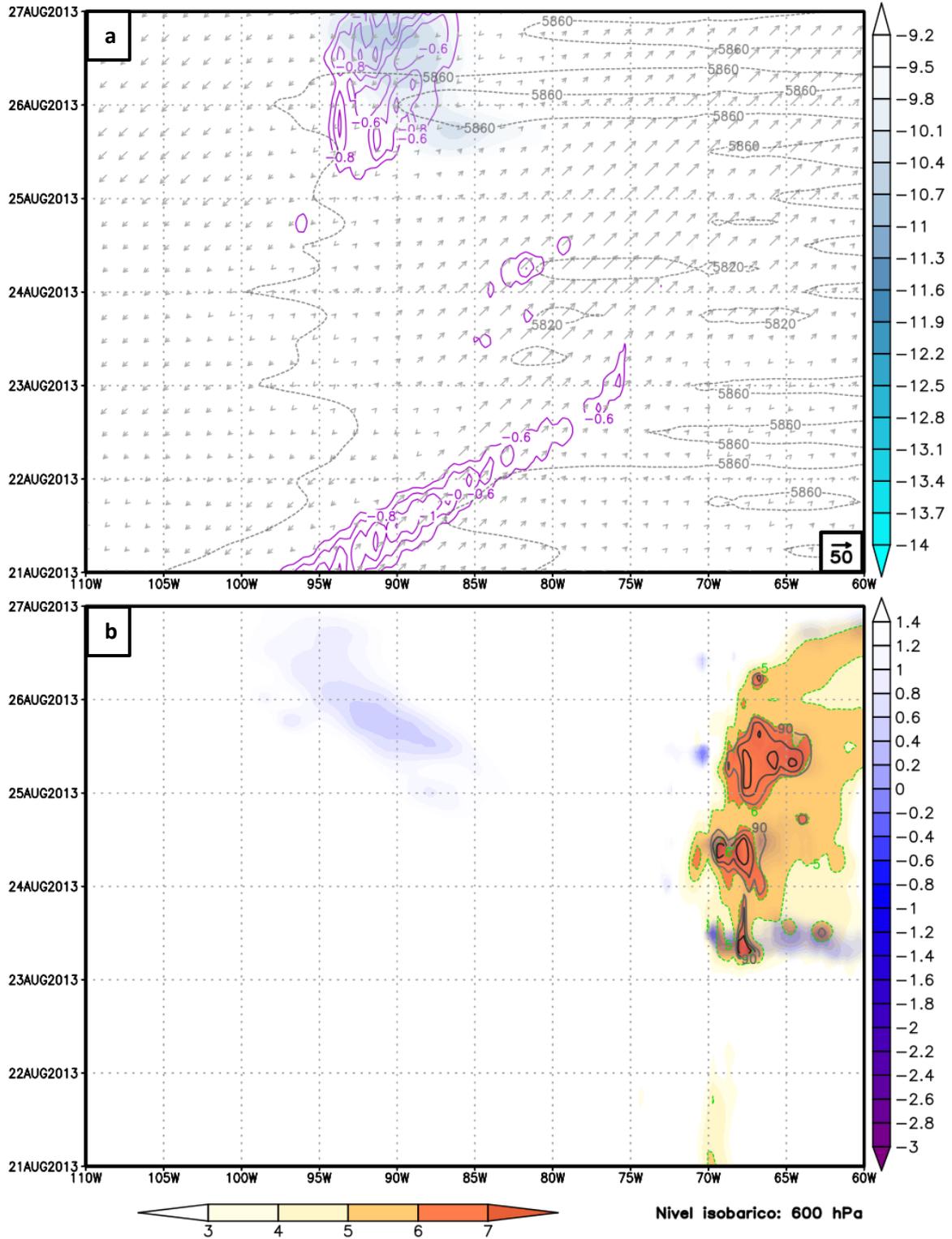
Anexo 7: Imagen superior, similar al anexo 1 pero previsto según el modelo ETA. Cada columna con secuencia válida para la FF y FO. Imagen inferior, similar al anexo 3 pero prevista según el modelo ETA para la FO. Modelo inicializado 96 horas antes de la FO.



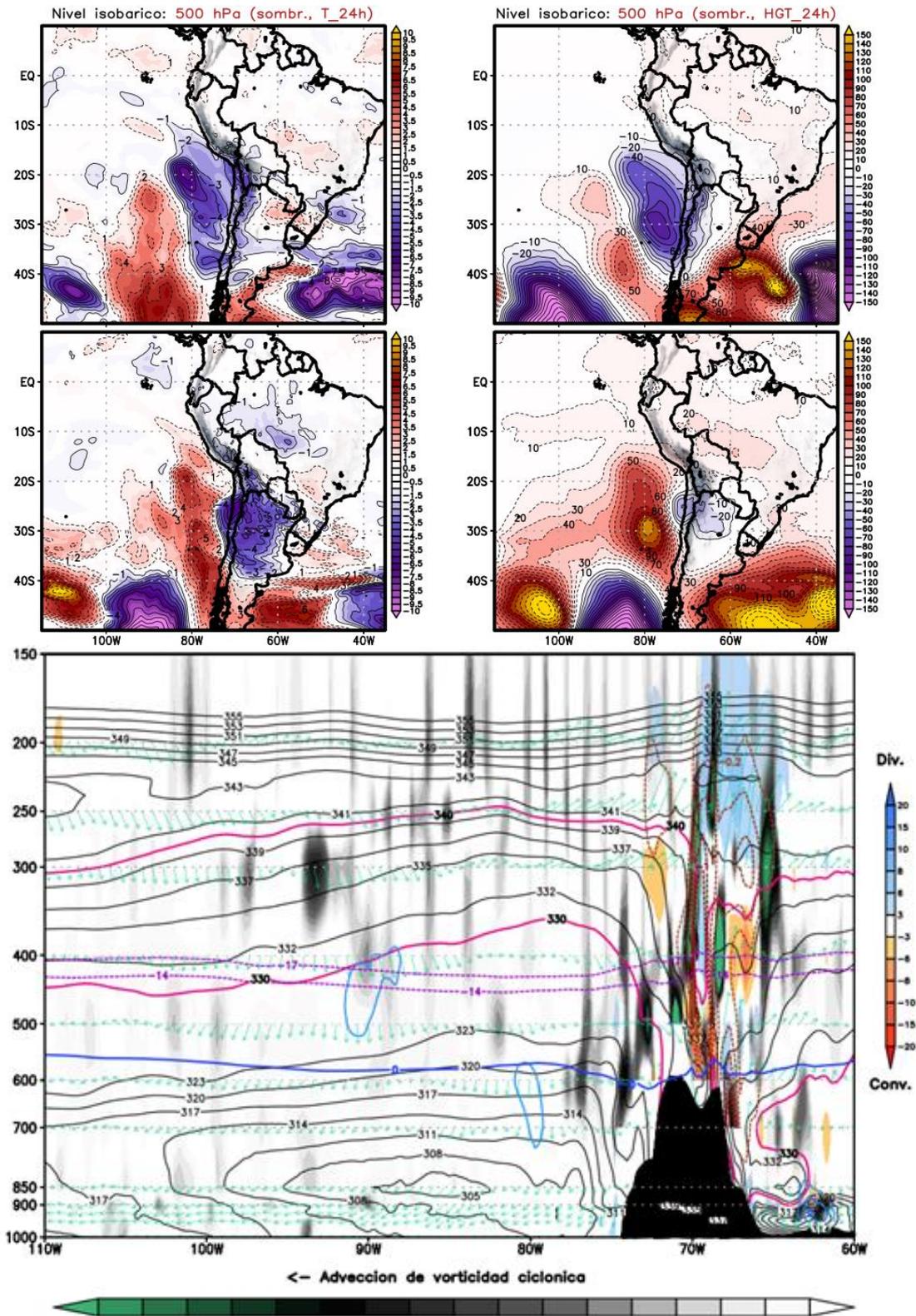
Anexo 8: Imagen superior, similar al anexo 6 pero previsto según el modelo ETA. Imagen inferior, similar al anexo 2 pero previsto según el modelo ETA. Cada columna con secuencia válida para los días D-1 y D. Modelo inicializado 96 horas antes de la FO.



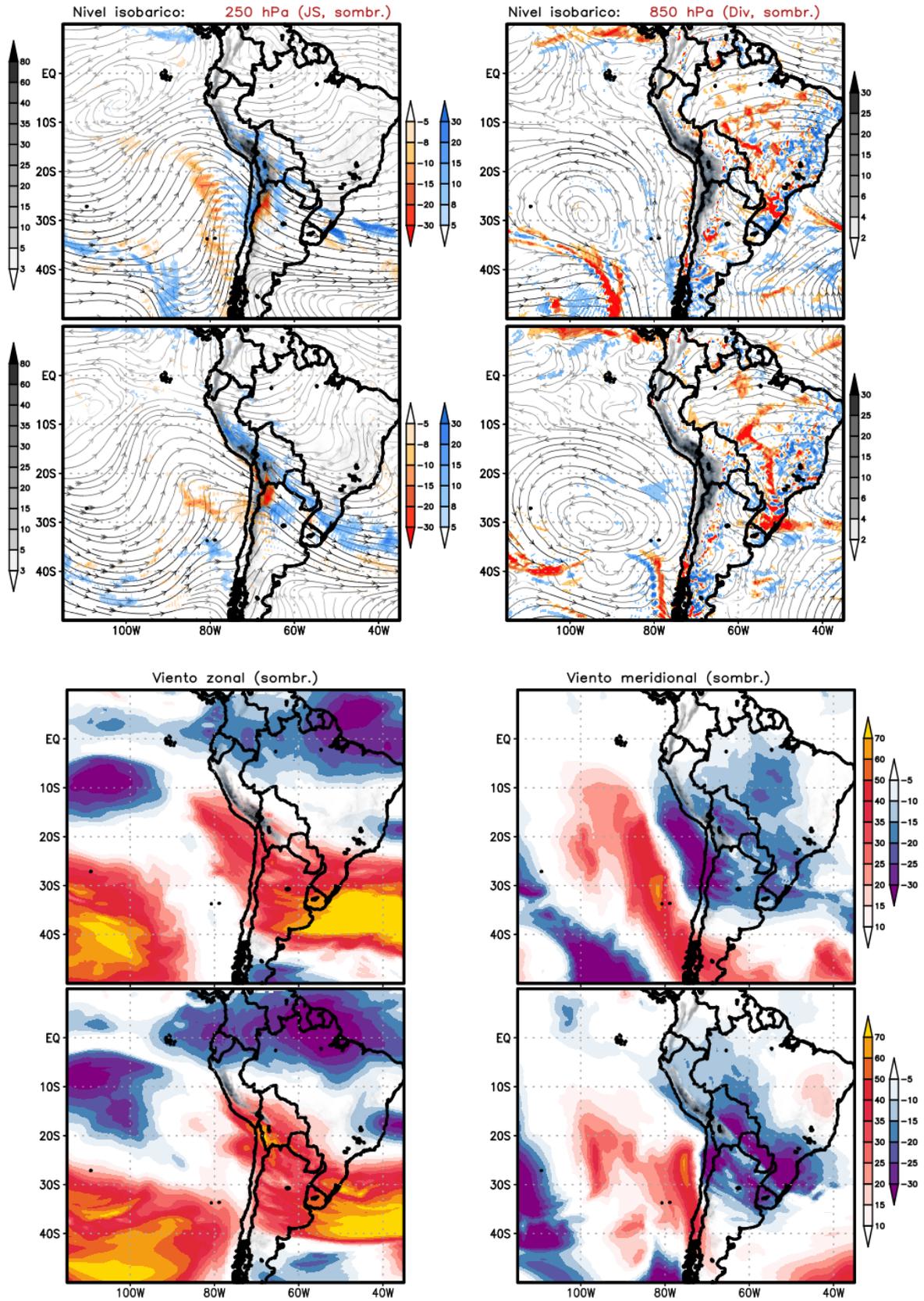
Anexo 9: Similar a la figura 15 pero previsto según el modelo ETA. Modelo inicializado 96 horas antes de la FO.



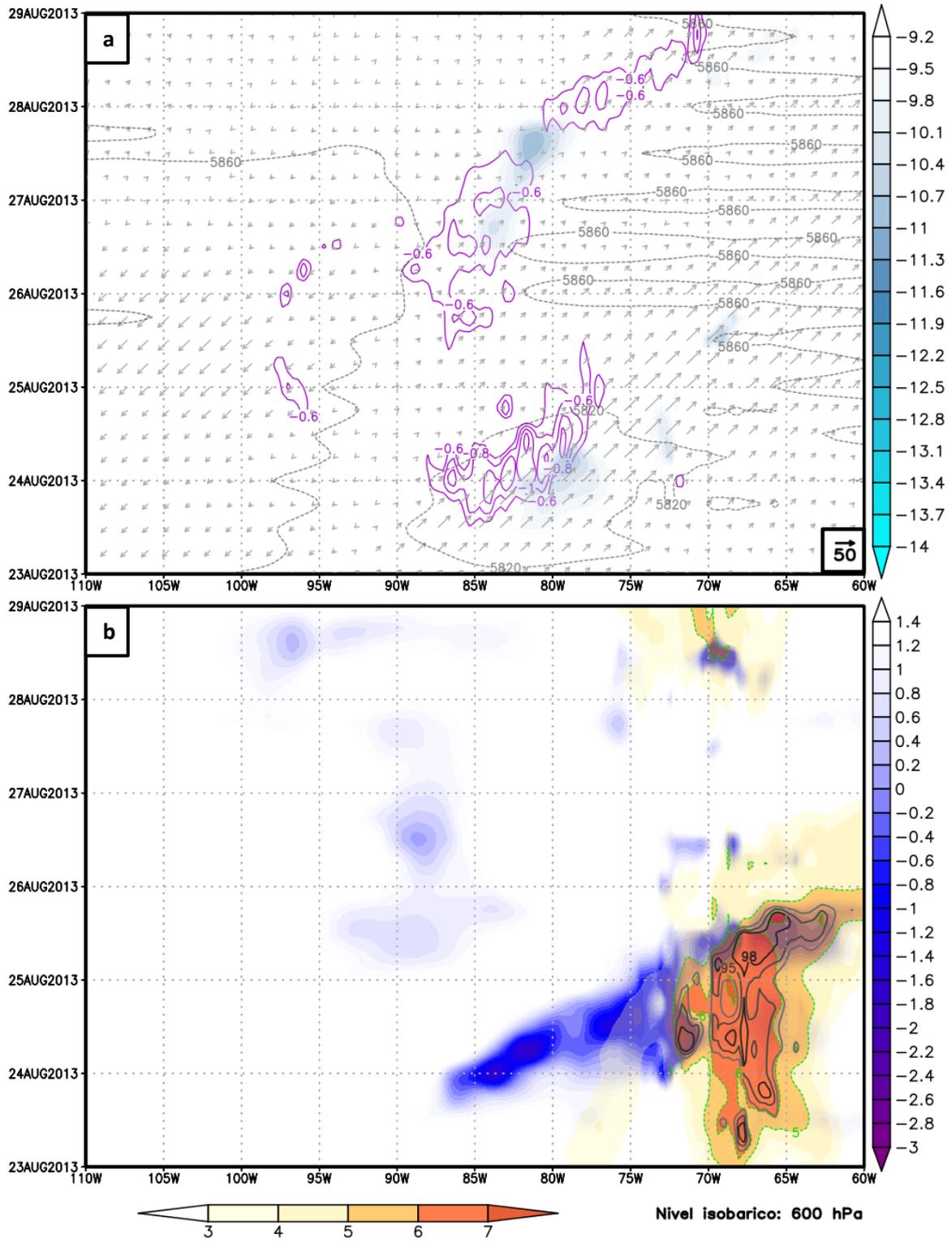
Anexo 10: Similar al anexo 7 pero inicializado 48 h antes de la FO.



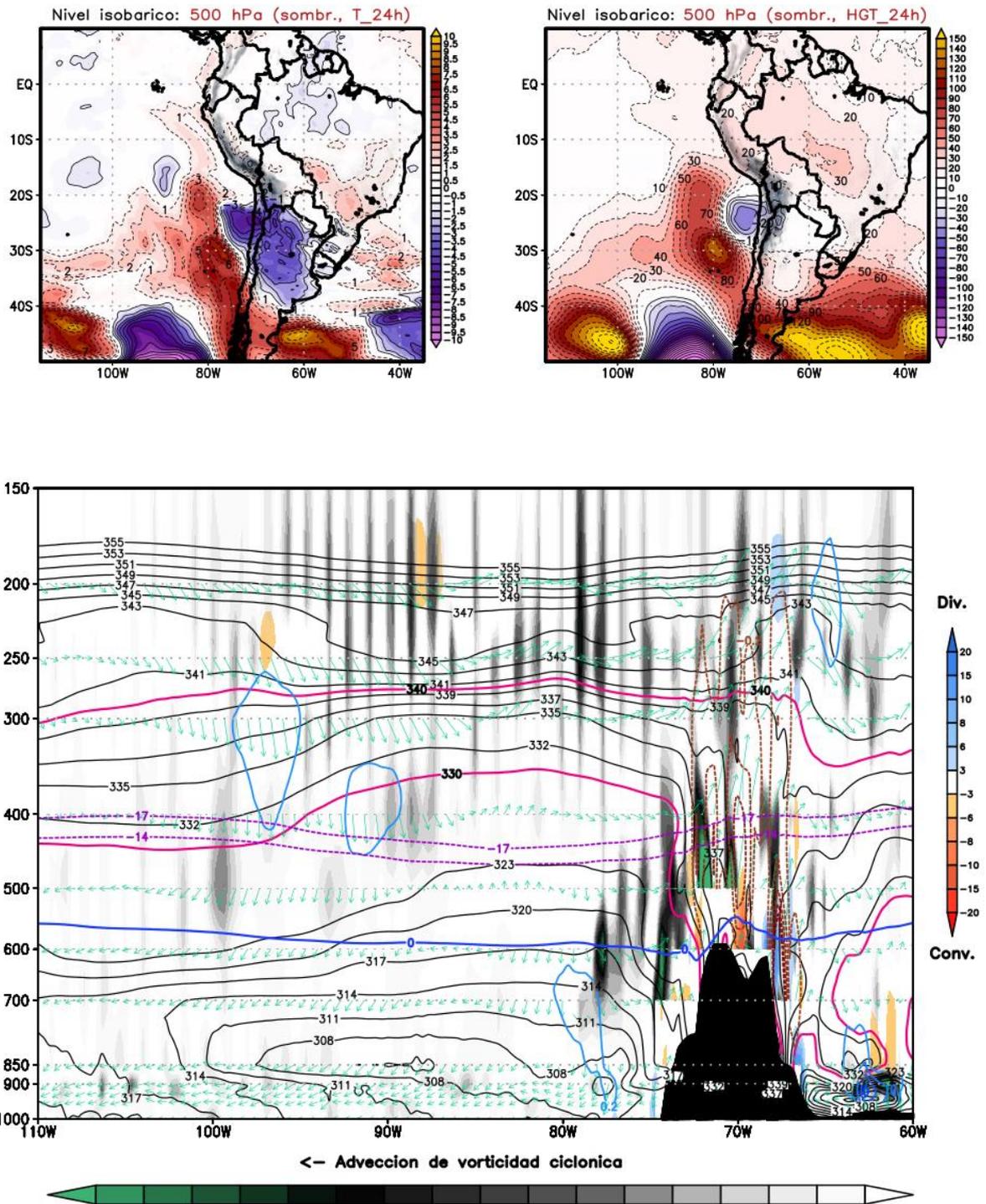
Anexo 11: Similar al anexo 8 pero inicializado 48 h antes de la FO.



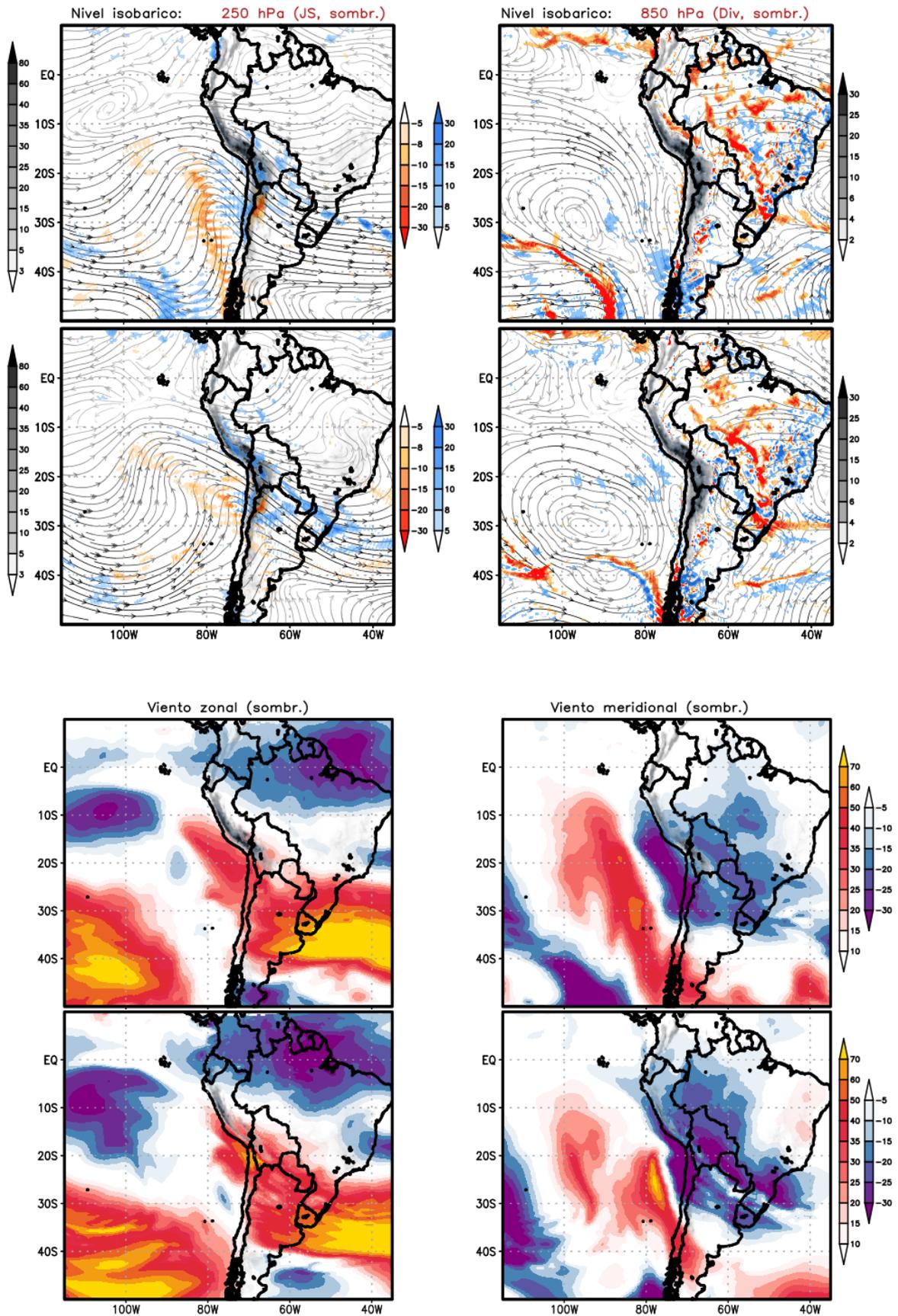
Anexo 12: Similar al anexo 9 pero inicializado 48 h antes de la FO.



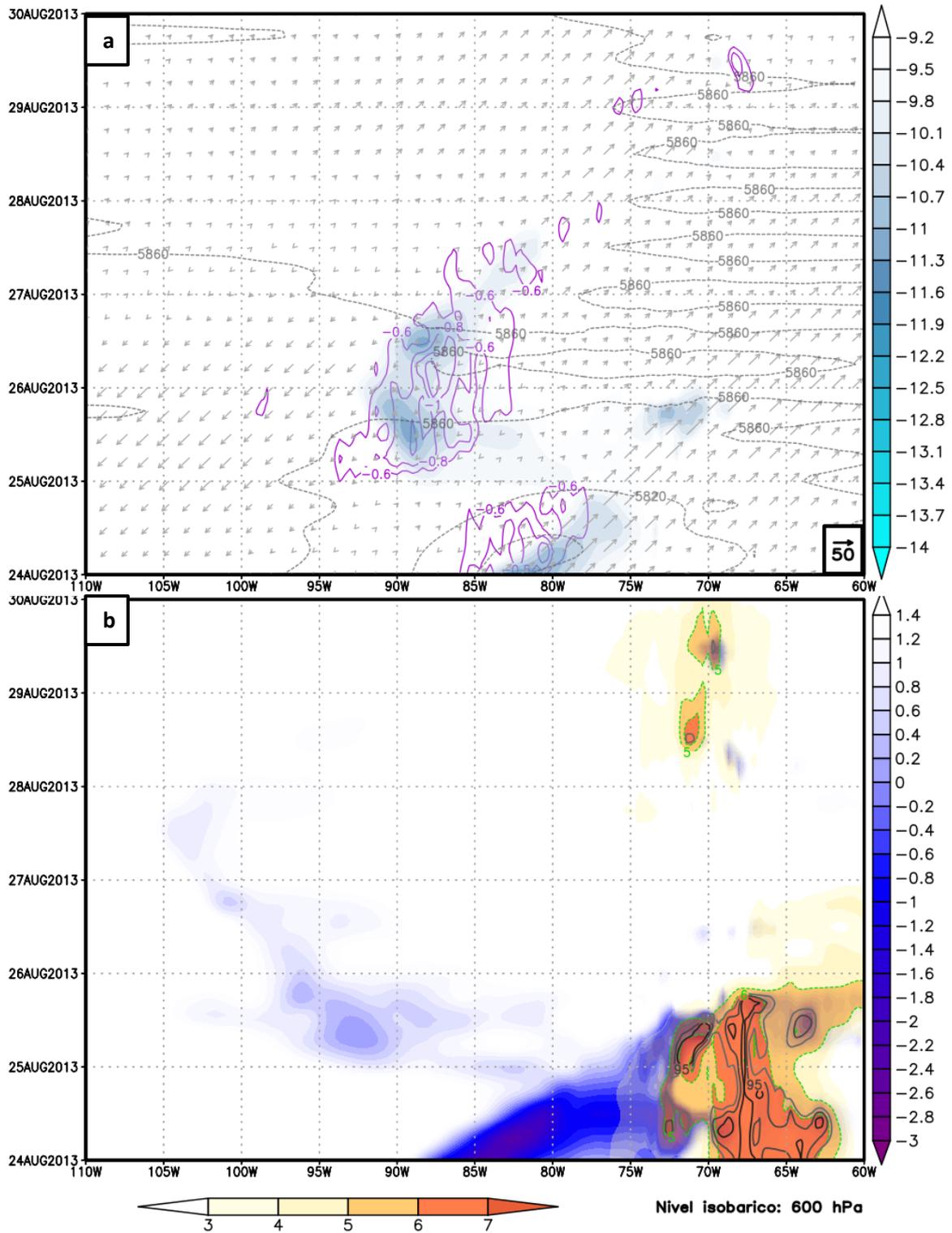
Anexo 13: Similar al anexo 7 pero inicializado 24 h antes de la FO.



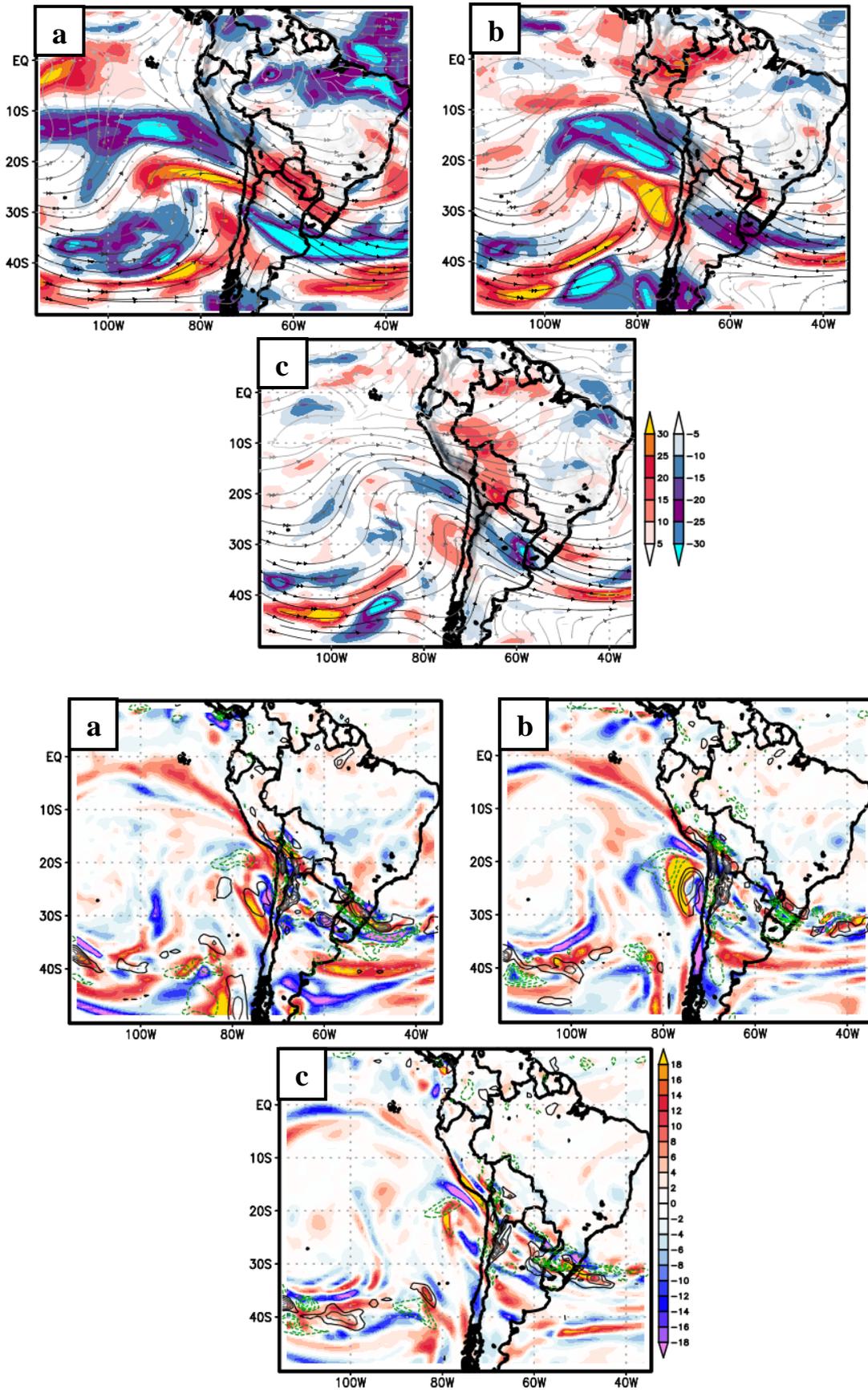
Anexo 14: Similar al anexo 8 pero inicializado 24 h antes de la FO.



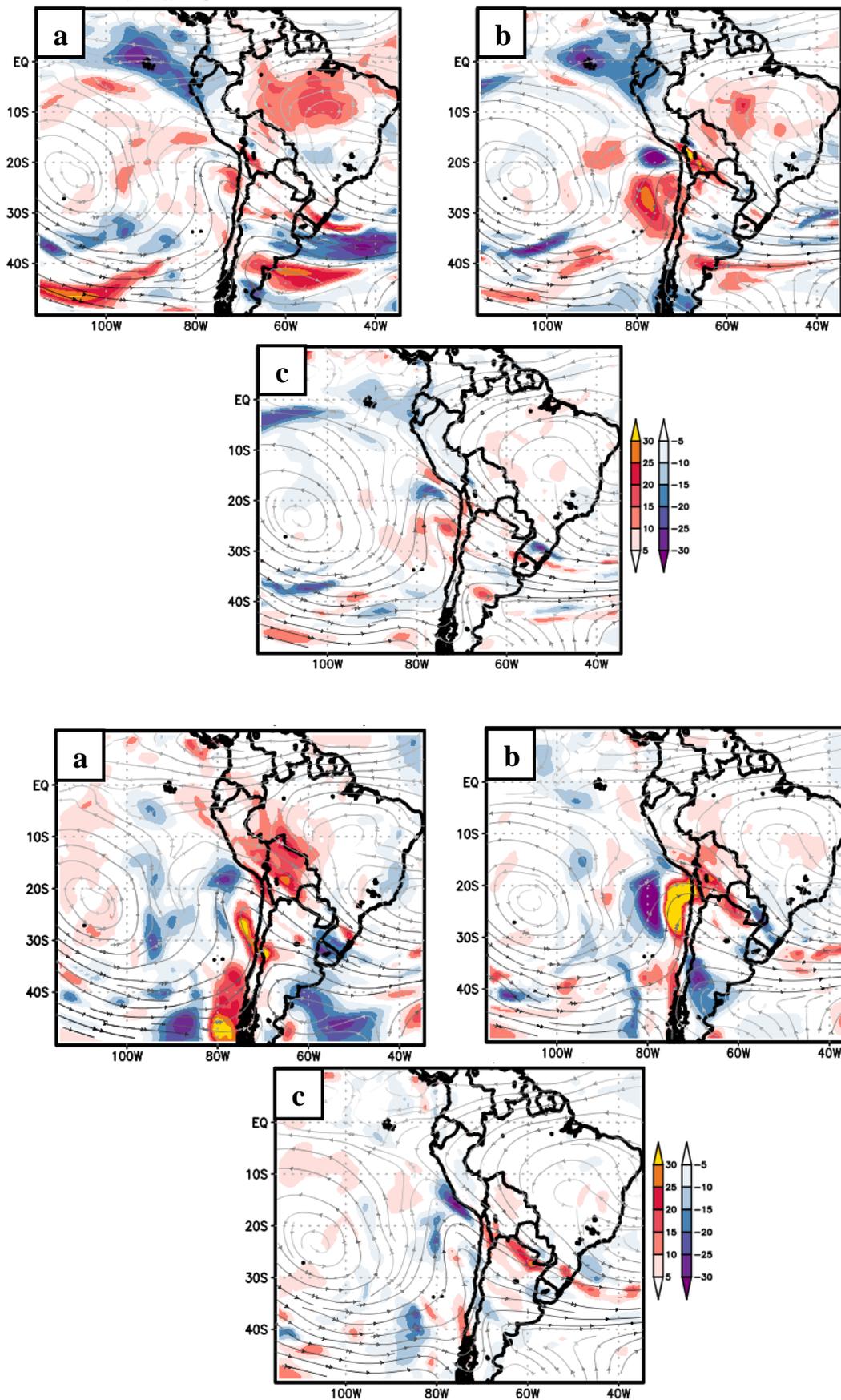
Anexo 15: Similar al anexo 9 pero inicializado 24 h antes de la FO.



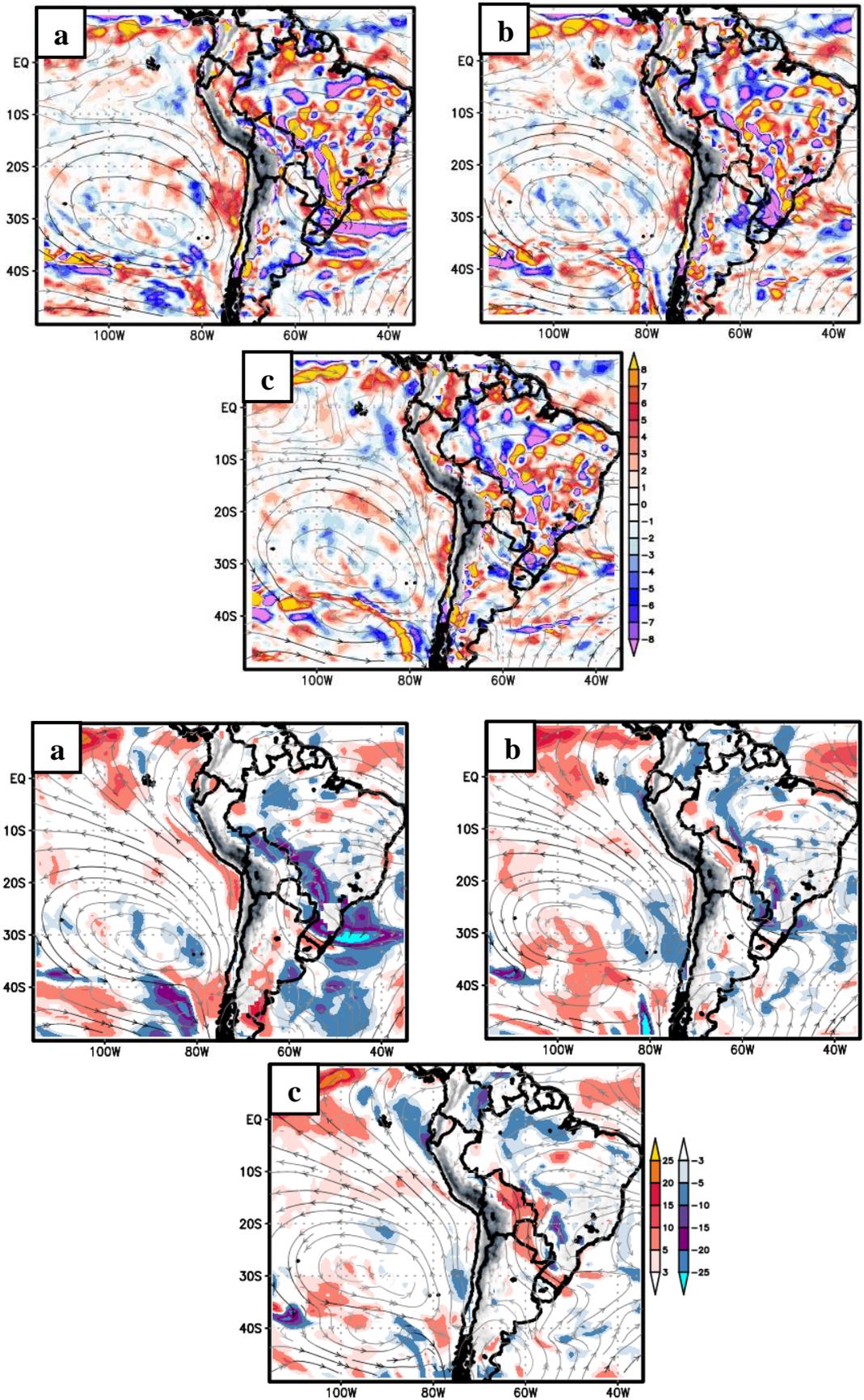
Anexo 16: Bias para el viento zonal en 250 hPa (superior) y BIAS para vorticidad y movimiento vertical en 500 hPa (inferior).



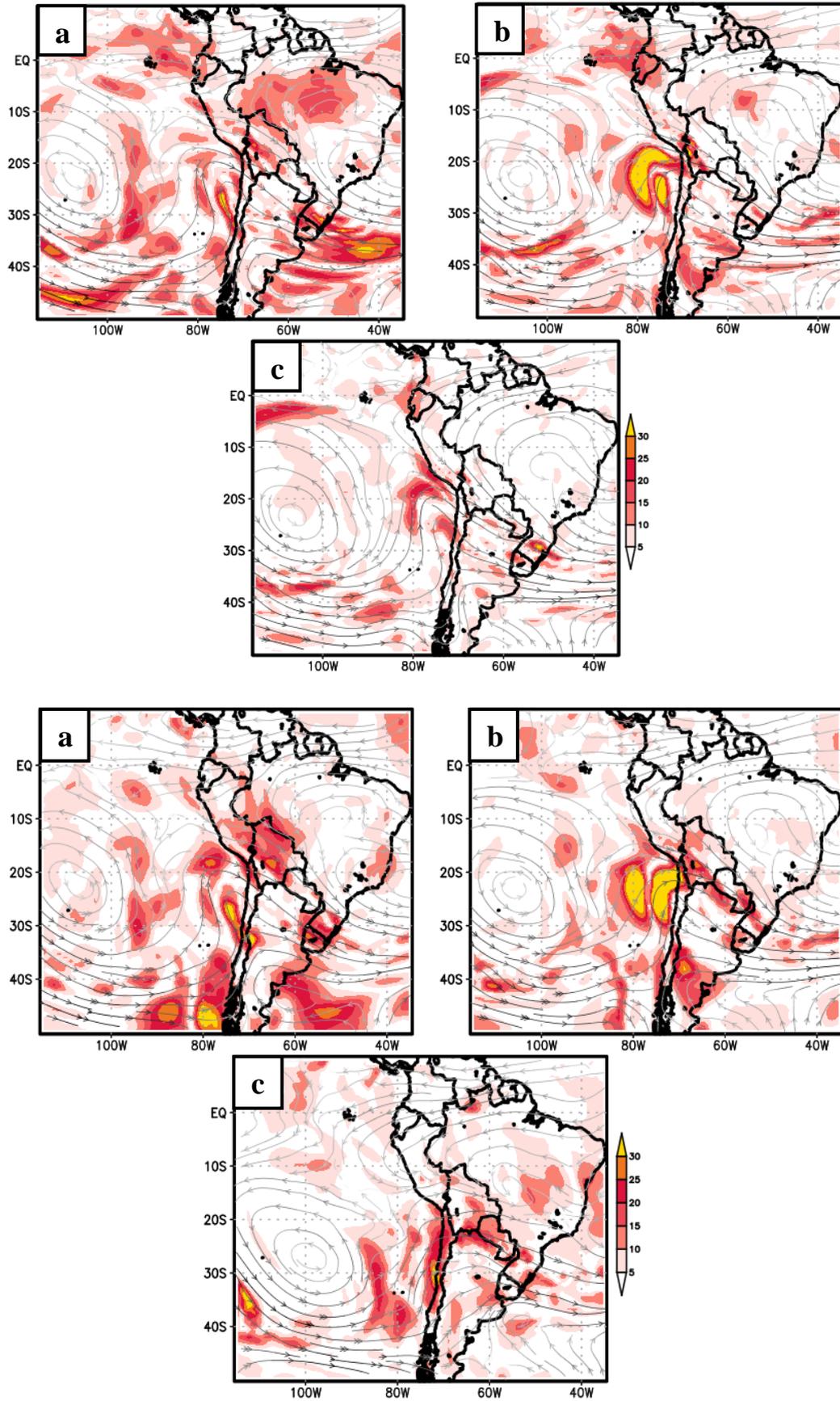
Anexo 17: Bias para el viento zonal (superior) y meridional en 500 hPa (inferior) en la FO



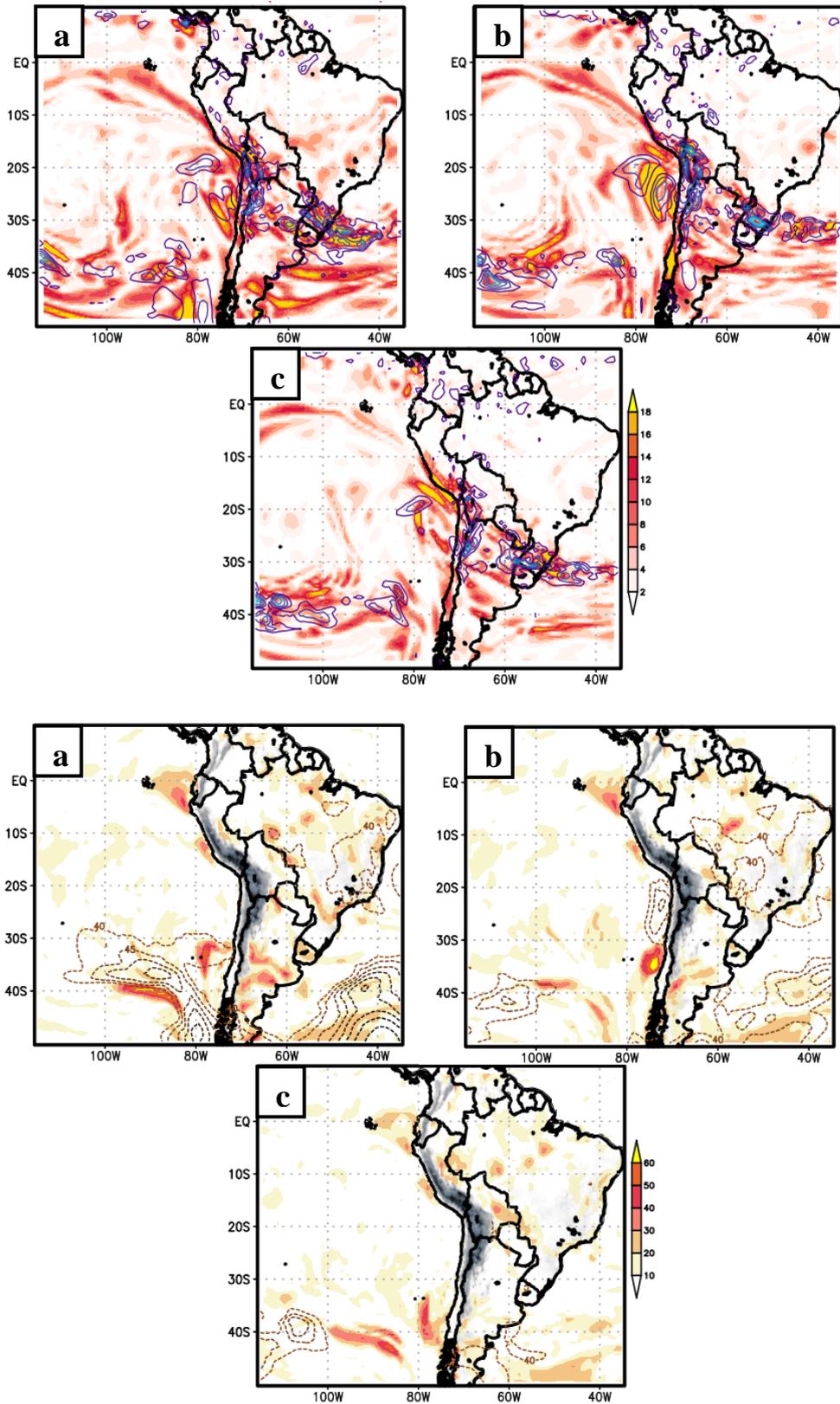
Anexo 18: Bias para convergencia/divergencia en 850 hPa (superior) y viento meridional en 925 hPa (inferior)



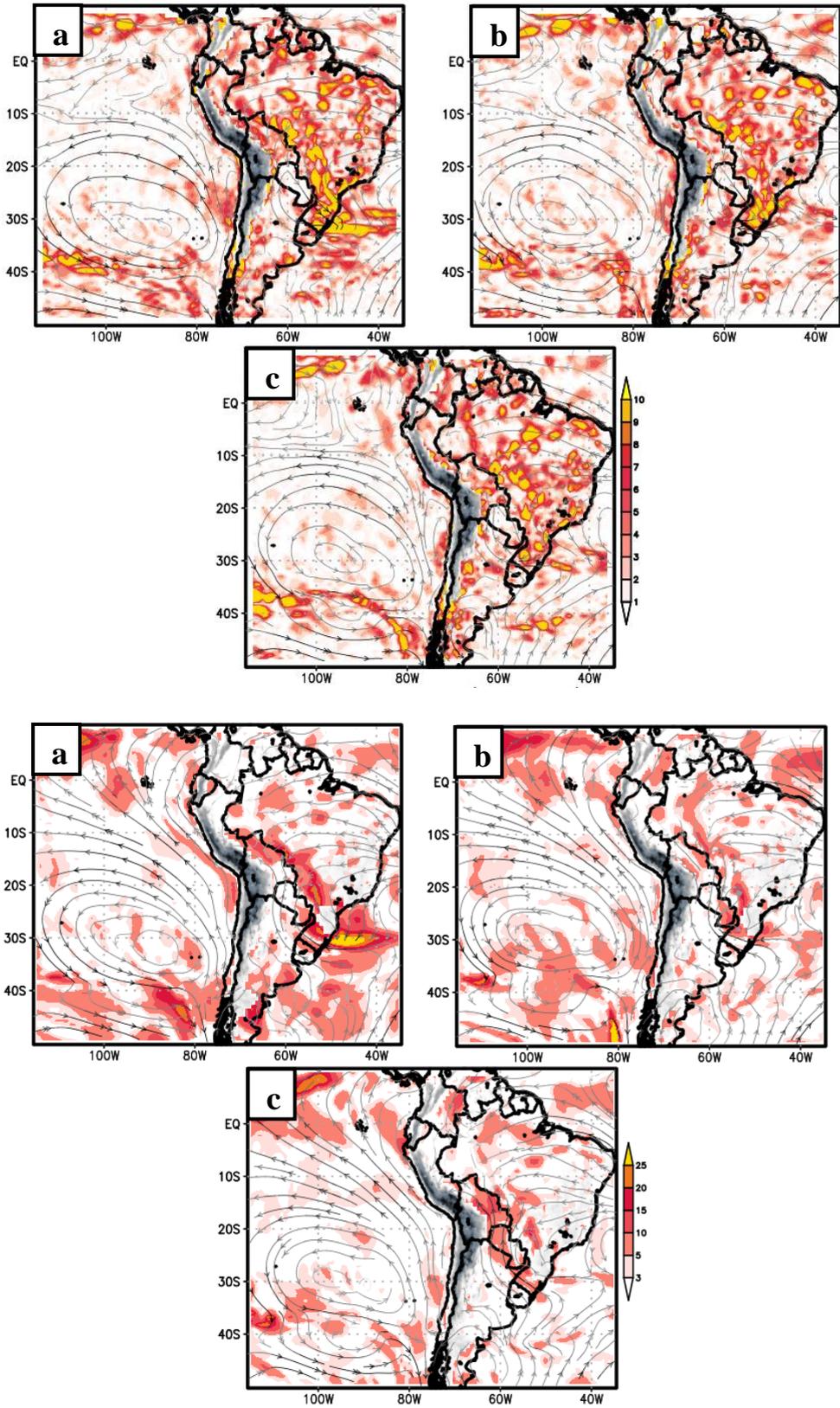
Anexo 19: RMSE para la magnitud del viento (superior) y viento meridional en 500 hPa (inferior).



Anexo 20: RMSE para vorticidad y movimiento vertical en 500 hPa (superior), y humedad relativa en 950 hPa con altura geopotencial en 850 hPa (inferior).

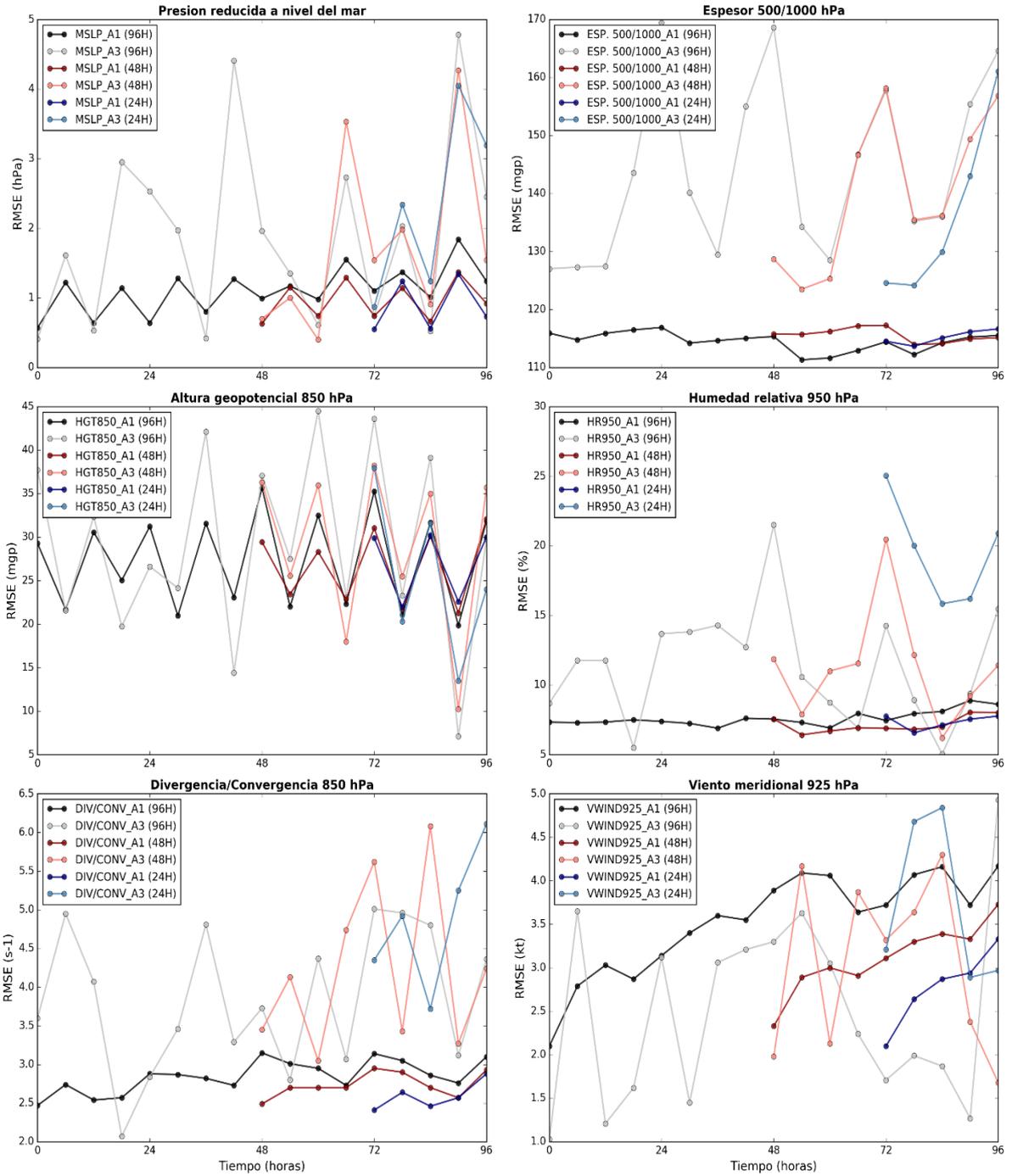


Anexo 21: RMSE para convergencia/divergencia en 850 hPa (superior) y viento meridional en 925 hPa (inferior) en la FO.



Anexo 22: Series temporales del RMSE promedio en la región A1 vs. región A3.

Tropósfera baja - Dominio Sudamérica (A1) vs. Selva central/sur del Perú (A3)



Anexo 23: Series temporales de SC promedio en la región A1 vs. la región A3.

Tropósfera baja - Dominio Sudamérica (A1) vs. Selva central/sur del Perú (A3)

