

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“ESTUDIO DE LA DINÁMICA Y PATRONES DE CIRCULACIÓN
MEDIA DEL JET COSTERO DE BAJOS NIVELES EN LA COSTA
CENTRAL Y SUR DEL PERÚ”**

Presentado por:

Cristian José Febre Pérez

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2018

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“ESTUDIO DE LA DINÁMICA Y PATRONES DE CIRCULACIÓN
MEDIA DEL JET COSTERO DE BAJOS NIVELES EN LA COSTA
CENTRAL Y SUR DEL PERÚ”**

Presentado por:

Cristian José Febre Pérez

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

Dr. Ever Menacho Casimiro
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
ASESORA

Ing. Nelson Quispe Gutiérrez
CO ASESOR

DEDICATORIA

A Dios por no dejarme hundir en las tragedias y no olvidarse de esta oveja negra. A mis padres, Estela y José; y tía Aurea por su apoyo enorme e incondicional durante toda mi etapa de formación profesional. A mi pequeña hermana Katy, por su empuje incorruptible y ejemplo de vida.

“And, last but not least, the real passion of a shared life described by a unique short-living C@T’s story that brought me so many good feelings and goals to follow. Thanks for your patience and love little Met. Breat Sheylla, hope this ain’t be a farewell but the start of a precious relationship ahead. Wherever I go, I’ll hold your memory and remember you with such great love and gratitude”.

AGRADECIMIENTO

Mis agradecimientos especiales a los profesores y amigos Msc. Victoria Calle y Msc. Nelson Quispe, por su enorme paciencia, asesoramiento continuo y confianza en la realización de la presente investigación. Así como también, a todos mis colegas de trabajo en las direcciones de sinóptica y clima del SENAMHI con quienes compartí momentos de alegrías e inquietudes laborales. Un agradecimiento muy especial al Dr. Lance Bosart, Dr. José Manuel Gálvez y Dr. Aldo Montecinos por sus amplias contribuciones y constante guía durante la realización de la presente tesis de pregrado.

Tesis realizada en el marco del proyecto CRYOPERU CIENCIACTIVA 144-2015.



CIENCIACTIVA

Proyecto CRYOPERU 144-2015

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	XXV
ABSTRACT	XXVI
I. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS	3
1.1.1. Objetivo general.....	3
1.1.2. Objetivos específicos	3
II. REVISIÓN DE LA LITERATURA.....	4
2.1. Dinámica atmosférica.....	4
2.1.1. Teoría cuasi – geostrófica.	4
a. Ecuación hidrostática.	5
b. Ecuación hipsométrica.	6
c. Ecuación de continuidad.	7
d. Ecuación termodinámica.....	10
e. Flujo balanceado.	11
f. Vorticidad.....	13
g. Ecuación de tendencia de la altura de geopotencial	15
2.1.2. Teoría isentrópica.....	19
a. Vorticidad potencial isentrópica.	20
b. Movimiento vertical isentrópico.....	24
c. Intercambio estratósfera – tropósfera.....	25
2.2. PATRONES SINOPTICOS ASOCIADOS AL JCBN	27
2.2.1. Corriente en chorro (Jet Stream).	27
a. Divergencia cruzada del JS.....	28
2.2.2. Circulaciones cerradas de altura (Cut – Off Low).....	29
2.2.3. Anticiclón del pacífico subtropical sur este (APSE).....	30
2.3. FORZANTES FÍSICAS MODULADORAS DEL JCBN	31
2.3.1. Tropopausa dinámica (TD).....	31
2.3.2. Estructura baroclínica y estabilidad.....	33

2.3.3.	Forzante termal	36
2.3.4.	Topografía	37
2.4.	DIFERENCIACIÓN DEL JCBN Y LOS EVENTOS “PARACAS”.....	39
III.	MATERIALES Y MÉTODOS	40
3.1.	MATERIALES	40
3.1.1.	Área de estudio.....	40
3.1.2.	Información meteorológica	42
a.	De las estaciones meteorológicas costeras.	42
b.	Del periodo de estudio del evento.	43
3.1.3.	Información satelital.	44
3.1.4.	Información del reanálisis Era – Interim.....	45
3.1.5.	Materiales computacionales.....	47
a.	Equipos de escritorio	47
b.	Programas de cómputo	47
3.2.	METODOLOGÍA.....	48
3.2.1.	Enfoque metodológico	42
3.2.2.	Identificación de campos promedio de circulación atmosférica asociados al JCBN y sus niveles de frecuencia e intensidad en la costa peruana.	50
a.	Climatología Sinóptica.....	50
b.	Caracterización y definición del JCBN.....	53
3.2.3.	Determinación de las condiciones sinópticas durante el desarrollo del JCBN para casos de eventos extremos de invierno y primavera.	56
a.	Imágenes de satélite.....	56
b.	Análisis en nivel de superficie.	57
c.	Análisis en niveles medios de la tropósfera.	57
d.	Análisis en niveles altos de la tropósfera.....	57
e.	Campo de anomalías.....	58
3.2.4.	Determinación de mecanismos físicos asociados al JCBN para casos de eventos extremos de invierno y primavera.	59
a.	Forzantes sinópticas.....	59
b.	Forzantes de mesoescala.....	66

3.2.5. Determinación de un modelo conceptual de pronóstico de tiempo relacionado al JCBN.....	68
IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES	69
4.1. IDENTIFICACIÓN DE CAMPOS PROMEDIO DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADOS AL JCBN Y SUS NIVELES DE FRECUENCIA E INTENSIDAD EN LA COSTA PERUANA.....	69
4.1.1. Climatología sinóptica.	69
a) Medias anuales y ciclos diurnos.	69
b) Definición de extremos de viento.	77
c) Variabilidad estacional.....	78
d) Método de compuestos.....	83
4.1.2. Categorización y definición del JCBN.....	84
a) Umbrales críticos para el JCBN.....	84
b) Primera definición del JCBN en el Perú.....	85
4.2. DETERMINACIÓN DE LAS CONDICIONES SINÓPTICAS DURANTE EL DESARROLLO DEL JCBN PARA CASOS DE EVENTOS EXTREMOS DE INVIERNO Y PRIMAVERA.	100
4.2.1. Imágenes de satélite.	100
a) Humedad relativa (invierno).....	100
b) Imagen infrarroja (invierno).	104
c) Humedad relativa (primavera).	108
d) Imagen infrarroja (primavera).	112
4.2.2. Análisis de nivel de superficie.	116
4.2.3. Análisis en niveles medios de la tropósfera.	123
4.2.4. Análisis en niveles altos de la tropósfera.	128
4.2.5. Campos de anomalías.....	137
4.3. DETERMINACIÓN DE MECANISMOS FÍSICOS ASOCIADOS AL JCBN PARA CASOS DE EVENTOS EXTREMOS DE INVIERNO Y PRIMAVERA.	141
4.3.1. Forzantes sinópticas.	141
a) Rol de la tropopausa dinámica (TD).	141
b) Intercambio cuasi – geostrófico (QG).....	167

c)	Correlaciones lineales.....	187
4.3.2.	Forzantes de mesoescala.	189
a)	Rol del gradiente horizontal de presión.	189
b)	Balance del JCBN.....	194
4.4.	DETERMINACIÓN DE UN MODELO CONCEPTUAL DE PRONÓSTICO DE TIEMPO RELACIONADO AL JCBN.....	204
V.	CONCLUSIONES	212
VI.	RECOMENDACIONES	219
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	220
VIII.	ANEXOS	228

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Caracterización del JS.....	29
Tabla 2: Estaciones aeronáuticas representativas (control) a lo largo de la costa del Perú.....	43
Tabla 3: Periodos temporales de estudio.....	44
Tabla 4: Imágenes de satélite geostacionario (GOES) y polar (MODIS).....	44
Tabla 5: Información de viento superficial multisatelital.....	45
Tabla 6: Lista de características del Reanálisis ERA – Interim e información utilizada. ...	46
Tabla 7: Lista de variables empleadas en la investigación.....	47
Tabla 8: Escalas horizontales características de movimientos atmosféricos.....	59
Tabla 9: Desfases temporales relacionadas al análisis de correlación espacial.....	60
Tabla 10: Secuencia temporal de análisis asociado a los casos seleccionados.	60
Tabla 11: Resumen metodológico del estudio de la TD.....	62
Tabla 12: Resumen metodológico del intercambio de alta y baja tropósfera.....	64
Tabla 13: Resumen metodológico de las correlaciones lineales.	65
Tabla 14: Resumen metodológico del rol del gradiente de presión.	67
Tabla 15: Resumen metodológico del balance del JCBN.	67
Tabla 16: Resumen de los resultados encontrados en el método POT.....	78
Tabla 17: Resumen descriptivo para los casos de invierno.	240
Tabla 18: Resumen descripción para los casos de primavera.	241

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representación del balance hidrostático. Flechas negras representan las fuerzas netas aplicadas a la parcela de aire en la columna atmosférica.	5
Figura 2: Relación usada en la derivación de la ecuación de continuidad.	8
Figura 3: Representación del movimiento vertical en tropósfera media asociado con la divergencia en tropósfera baja.	8
Figura 4: Representación del movimiento vertical en tropósfera media asociado con la convergencia en tropósfera baja.	8
Figura 5: Flujo transversal isobárico en la superficie terrestre inducido por el esfuerzo friccional. Líneas sólidas representan las isóbaras de sistemas de alta(A) y baja presión (B) en el hemisferio Norte.	9
Figura 6: Sección vertical a través de un núcleo frío. Los términos Frío y cálido, refieren a las temperaturas promedio en las tres columnas. Las líneas sólidas son las isóbaras, y los vectores representan a la fuerza de gradiente de presión (FGP) horizontal. La locación del sistema de baja presión se observa como “B”.	10
Figura 7: Representación del balance geostrófico en una atmósfera idealizada. FGP, es la fuerza de gradiente de presión, CF, fuerza de coriolis.	12
Figura 8: Flujo horizontal idealizado con vorticidad por (a) cizalladura y (b) curvatura. .	14
Figura 9: Ascenso – a (descenso – b) troposférico conlleva a la elongación (contracción) de la vorticidad con un incremento (diminución) de la vorticidad y circulación.	14
Figura 10: Patrón esquemático idealizado representando el patrón de subida (caída) del geopotencial asociado con a la advección de vorticidad anticiclónica/AVA (cyclónica/AVC).	16
Figura 11: Representación del efecto de la advección diferencial de temperatura (AT) en la altura y geopotencial.	17
Figura 12: Esquemas idealizados representando los cambios de la altura de geopotencial asociados a la advección térmica diferencial en la ecuación de tendencia de geopotencial cuasi-geostrófica.	18

Figura 13: Sección este – oeste a través de una onda sinóptica en desarrollo mostrando la relación entre la advección de temperatura (A, cálida y B, fría) con las tendencias del geopotencial en altura.	18
Figura 14: Secuencia idealizada del movimiento adiabático de una parcela en la superficie isentrópica de 310 – K para tres tiempos. Líneas punteadas representan las iséntropas, la línea horizontal negra representa la superficie isobárica de 850 mb.	19
Figura 15: Conservación de la vorticidad potencial durante el descenso de vorticidad a lo largo de dos superficies isentrópicas.	21
Figura 16: Implicancias de la conservación de VP. Izquierda (derecha), convergencia (divergencia) de la parcela de aire.	21
Figura 17: Sección transversal de distribución isentrópica idealizada (contornos negros) y la magnitud del viento (contornos rojos) resuelto para la inversión de AVP ciclónica (signo menos). Las líneas marrones punteadas representan a la tropopausa dinámica.	22
Figura 18: Esquema idealizado del movimiento baroclínico en una AVP ciclónica cerca de la tropopausa. El flujo adiabático se muestra en el área roja (azul) relativa a los ascensos (descensos).....	23
Figura 19: Esquema de intercambio direccional de la circulación global entre la estratósfera y la tropósfera. La región de intercambio es señalada como ITE (Intercambio estratósfera – tropósfera).	25
Figura 20: Representación esquemática del ITE a través de la tropopausa.	26
Figura 21: Esquemización de las corrientes en chorro para ambos hemisferios.	27
Figura 22: Regiones de entrada y salida del JS.	28
Figura 23: Modelo conceptual de la caída de la tropopausa en un evento COL.	30
Figura 24: Promedio climatológico estacional de la presión atmosférica (hPa) a nivel media del mar (colores y contornos), y vectores de esfuerzo del viento (Pa) entre el 2000 y 2009.	31
Figura 25: Representación de la estabilidad de la CLM en una sección transversal isentrópica (contornos). Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.	34

Figura 26: Gradiente de presión (Izquierda) y la ubicación del máximo de viento asociado al JCBN (derecha). Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.....	35
Figura 27: Fronteras del JCBN. Modelo idealizado para la costa central y sur central del Perú.	36
Figura 28: Esquema idealizado de la distribución de espesores (estructura baroclínica) para el JCBN. Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.	37
Figura 29: Efecto de la topografía costera sobre el JCBN. Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.	38
Figura 30: Principales características sobre el Pacífico sur oriental.	41
Figura 31: Área de estudio y zonas utilizadas para el análisis sinóptico. La línea punteada representa la limitación costera empleada.	41
Figura 32: Área de estudio empleada en el enfoque de mesoescala. Se señalan las secciones a utilizar.	42
Figura 33: (a) Promedio estacional de la SLP (hPa) para DEF (contornos rojos) y JJA (contornos azules) y la diferencia DEF – JJA (colores). (b) Diferencia de la velocidad del viento, DEF – JJA (colores, $m.s^{-1}$) y la diferencia vectorial cada 8 puntos de grilla. Datos del reanálisis ERA – Interim a las 00UTC y elevación topográfica.	70
Figura 34: (a – b) Promedios bimensuales a las 00UTC de la velocidad del viento a 10 m en $m.s^{-1}$ a partir de (a) reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010) y (b) satélites multi ensamblados (clima: 1995 – 2010). Vectores mostrados cada 6 puntos de grilla.	72
Figura 35: (a – b) Promedios bimensuales a las 00UTC de (a) la SLP (colores, hPa), reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010) y (b) curvatura del estrés del viento a 10 m ($N.m^{-3}$) a partir del ensamble de satélites (clima: 1995 – 2010).	74
Figura 36: (a – b) Promedio del AGP ($10^{-3}.hPa.Km^{-1}$) a partir del reanálisis ERA – Interim a las 00 UTC, calculado para cada estación del año (a) y para la transición de meses fríos del año (b); indicados en el margen inferior	

izquierda. Las áreas de mayor afloramiento costero están indicadas en colores rosas.....	74
Figura 37: Promedios bimensuales de la diferencia vectorial y magnitud del viento a 10 m en $m.s^{-1}$ entre las 00 – 12UTC, a partir de los datos de reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010). Los vectores se encuentran cada 2 puntos de grilla.	76
Figura 38: Sección temporal – latitudinal del viento total a 10 m (colores grises, escala en la mano derecha en $m.s^{-1}$) y la componente meridional del viento (colores azulados, $V < 0$) cada 6 horas (UTC) a lo largo de la costa de Perú para (a) invierno y (b) primavera del año 2004. El viento total y meridional satelital es representativo para una franja costera de ≈ 100 Km. Las regiones sombreadas de verde indican los casos de estudio seleccionados.	81
Figura 39: Sección temporal – latitudinal del gradiente meridional de SLP (escala en la mano derecha en $\times 10^{-3}.hPa.Km^{-1}$) calculado a lo largo de la costa del Perú a una distancia de ≈ 75 km para (a) invierno y (b) primavera del año 2004. Los colores rojizos (azulados) indican un gradiente meridional positivo (negativo).	82
Figura 40: Histogramas y Box – Plots de la información histórica de Pisco (2006 – 2014) para los valores de viento sobre el p95 durante (a) JJA y (b) SON.....	86
Figura 41: Análisis de compuestos para JJA de los campos de anomalía promedio de la SLP (en colores), velocidad del viento a 10 m (vectores cada 3 puntos de grilla, $m.s^{-1}$), altura geopotencial en 500 hPa (contornos grises) en las categorías fuerte y moderado. Vectores sobre $3 m.s^{-1}$ (negro).....	89
Figura 42: Similar análisis a la Figura 45, pero para SON.	91
Figura 43: Perfil vertical del JCBN para (a) JJA y (b) SON durante episodios fuertes. Velocidad del viento (en $m.s^{-1}$) promedio (línea sólida negra) y por caso (líneas grises), temperatura del aire (en $^{\circ}C$) promedio (línea roja), y velocidad vertical (en $mm.s^{-1}$) promedio (línea cortada negra) y por caso (línea azul clara) frente a Pisco (recuadro negro, Fig. 45) y frente a Chile (recuadro azul, Fig. 45).	94
Figura 44: Frecuencias mensuales del JCBN (clima: 2004 – 2014), expresadas como porcentaje del total de información a las 00 UTC para los meses de JJA y	

SON del reanálisis ERA – Interim. Puntos de grilla con casos “No – jets” o elevaciones sobre > 2 km están sombreados de color blanco. El relieve costero del Perú se muestra en color negro.....	94
Figura 45: Análisis secuencial de anomalías estandarizadas (unidad adimensional) para la trayectoria vertical del JCBN de intensidad fuerte a lo largo de la costa peruana y chilena basado en escenarios temporales, Esc (± 4) días, durante (a) JJA y (b) SON. Hovmoeller vertical cada 6 horas del viento (colores y vectores, mayores a 0.5) y temperatura potencial (contornos) a partir del reanálisis ERA – Interim en los puntos de grilla cerca de la costa señalados en la Fig. 36 – 37.	98
Figura 46: Análisis secuencial de anomalías estandarizadas (columna izquierda) y campos medios (columna derecha) para la trayectoria espacial del JCBN de intensidad fuerte a lo largo de la costa peruana y chilena basado en escenarios temporales, Esc (± 1) días, durante (a) JJA y (b) SON. SLP (contornos azules), magnitud del viento total (colores) y viento meridional (contornos negros entrecortados). Se marca el tipo de sistema de presión, posición e intensidad máxima en el Pacífico sureste. El recuadro amarillo representa la cuña superficial frente al codo peruano – chileno.	99
Figura 47: Humedad relativa promedio entre 600 – 200 hPa (en %, colores), omega entre 400 – 300 hPa (en mm.s^{-1}) y barbas de viento en 500 hPa para los escenarios D – 3, D – 2, D – 1, D y D+1 (a, b, c, d, e, y f) durante el evento de invierno. Contornos amarillos (azulados) indican descensos (ascensos) mayores a 4mm.s^{-1}	101
Figura 48: Imagen de satélite Canal IV (Imagen infrarroja) GOES – 08 para los escenarios D – 4, D – 3, D – 2, D – 1, D y D+1 (a, b, c, d, e, f) durante el evento de invierno. SLP en hPa (contornos) y Jet Streaks (en barbas) en el nivel de 300 hPa, a partir de velocidades mayores a 20 m.s^{-1}	105
Figura 49: Análisis similar a la Figura 51, pero para el evento de primavera.	112
Figura 50: Análisis similar a la Figura 52, pero para el evento de primavera.	113
Figura 51: Análisis de superficie. SLP (colores) cada 2 hPa, espesores entre los niveles 500 – 1000 hPa (contornos) cada 40 mgp, y viento total en 975 hPa (vectores) cada 4 puntos de grilla. Vectores en negro indican velocidades	

superiores a 12 m.s^{-1} . Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).....	117
Figura 52: Evolución temporal de la temperatura potencial (K) y el viento total en 850 hPa (vectores) cada 3 puntos de grilla mayores a 1 m.s^{-1} . Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).	117
Figura 53: Análisis de la vorticidad relativa ciclónica (colores, cada $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y anticiclónica (contornos rojos, cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). El geopotencial (contornos negros, cada 40 mgp, y barbillas de viento (color negro, cada 4 puntos de grilla) en 500 hPa. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).....	125
Figura 54: Representación del Jet Subtropical (contornos azules), Jet Polar Norte (contornos verdes) y el Jet Polar Sur (contornos negros entrecortados) en el nivel de 250 hPa, a partir del viento (colores) superiores 20 m.s^{-1} . Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).....	129
Figura 55: Análisis de la VP (colores, en $1 \times 10^{-6} \text{ m}^{-2} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) de Ertel en coordenadas isobáricas, viento total y altura geopotencial en el nivel de 300 hPa. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).	134
Figura 56: Campos de anomalías en el escenario D (-1) para los casos de invierno (izquierda) y primavera (derecha). A), SLP (colores, $\pm 2 \text{ hPa}$), viento (vectores negros, $> 5 \text{ m.s}^{-1}$) y espesores (líneas negras/grises, $\pm 3 \text{ mgp}$). B), geopotencial (líneas, $\pm 3 \text{ mgp}$) y temperatura (colores, $\pm 1 \text{ }^\circ\text{C}$). C) VP (líneas, $\pm 1 \text{ UVP}$), viento (vectores negros, $> 5 \text{ m.s}^{-1}$) y temperatura (colores, $\pm 1 \text{ }^\circ\text{C}$).	138
Figura 57: Campo de anomalías similar a la Figura 56 en el escenario D (+0) para los casos de invierno (izquierda) y primavera (derecha).	142
Figura 58: Pulsos de TD, horas previas ($\approx 24 \text{ hrs.}$) del evento central D (+0) para el caso de invierno (arriba) y primavera (abajo). Panel izquierdo, sección longitudinal promedio (entre $80^\circ\text{W} - 78^\circ\text{W}$) de la intrusión de TD ($\text{VP} < -1.6 \text{ UVP}$), temperatura potencial (contornos, cada 5 K), viento ageostrófico	

(vectores) y la posición del JST (340K), JPN (330K) y JPS (320K). Panel derecho, mapa espacial de la velocidad (vectores negros, $WR > 12\text{m.s}^{-1}$) del viento (WR) entre 1000 – 950 hPa, SLP (contornos, cada 2 hPa) y se representa la sección longitudinal utilizada (área sombreada). En ambos se resalta el relieve topográfico. 142

Figura 59: Análisis isentrópico I. Secciones latitudinales (cada 5°S) en la declinación del eje de la vaguada (línea roja entrecortada) inmersa en la onda baroclínica, para el caso de invierno durante el escenario D (-1). Panel izquierdo, VP de Ertel (Panel izquierdo, colores en UVP), descensos (ascensos) en contornos azulados (grises). Panel derecho, jets streaks (colores y barbas de viento en m.s^{-1}), vorticidad relativa ciclónica (anticiclónica) en contornos azulados (grises) entrecortados (solidos). En ambos, las iséntropas de 340, 330 y 320 – K justifican la presencia del JST, JPN, y JPS, respectivamente. 144

Figura 60: Similar a la Fig. 59, pero para el caso de primavera en el escenario D (-1). .. 145

Figura 61: Análisis isentrópico I. Izquierda, VP (colores), viento total (vectores negros), omega (contornos verdes, cada 5 mm.s^{-1}) y la altura geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) en la iséntropa de 324 – K, los descensos (ascensos) se denotan con líneas verdes entrecortadas (sólidas). Centro. Máxima intrusión vertical de la TD en niveles de presión isobárica. Derecha. Altura de geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) en la iséntropa de 300 – K, SLP (contornos, cada 2 hPa) y viento total en la iséntropa de 291 – K. 150

Figura 62: Similar a la Fig. 61, pero para el caso de primavera..... 151

Figura 63: Análisis isentrópico I. Sección temporal – latitudinal de la VP (colores, intervalos en leyenda), viento total (vectores negros) y altura geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) isentrópica en la iso – superficie de 320 – K promedio entre las longitudes 80°W – 78°W. La intensidad de la magnitud del viento en la iséntropa de 291 – K mayores a 12 m.s^{-1} se remarca en la región sombreada de color azul claro. Las secciones muestran ambos periodos analizados de invierno y primavera..... 153

- Figura 64:** Análisis isentrópico I. Sección temporal – latitudinal de la VP (colores, intervalos en leyenda), viento total (vectores negros) y altura geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) isentrópica en la iso – superficie de 305 – K promedio entre las longitudes 80°W – 78°W. La intensidad de la magnitud del viento en la iséntropa de 291 – K mayores a 12 m.s^{-1} se remarca en la región sombreada de color azul claro. Las secciones muestran ambos periodos analizados de invierno y primavera..... 153
- Figura 65:** Análisis isentrópico I. Secuencia espacial de las iséntropas en la superficie de 1.5 UVP (colores, intervalos de 6K) y el nivel de 900 hPa (contornos negros, cada 2K), respecto del caso de invierno. La vorticidad relativa anticiclónica (cyclónica) promedio de capa baja (950 – 800 hPa) se muestra en contornos sólidos (contornos entrecortados) de color verde (negros) cada 2 UVR. El centro de la circulación anticiclónica (cyclónica) en los niveles de 900 hPa y 500 hPa se denota en la forma de círculos y rectángulos de color rojo (azul) con valores subrayados, respectivamente. El valor más alto de la presión isobárica en la superficie de 1.5 – UVP está identificado por un punto negro con su correspondiente valor. 156
- Figura 66:** Similar a la Fig. 65, pero para el caso de primavera..... 156
- Figura 67:** Análisis isentrópico I. Series temporales del valor más alto de presión alcanzado en la superficie de 1.5 – UVP (Panel superior) y series temporales del máximo valor de VP alcanzado en el desarrollo del eje de la vaguada variante en el cuadrante azul representado en las Figuras 66 y 67, para valores seleccionados de presión en hPa (Panel inferior). Ambas series son analizadas durante los casos de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). 161
- Figura 68:** Análisis isentrópico II. (a) Caso de invierno y (b) Caso de primavera. Interpretación del movimiento vertical isentrópico (Ec. 38) en la carta de 300 – K a partir de las iso – superficies de presión isobárica (colores, cada 50 hPa) y el viento total (vectores negros). Se adiciona la SLP (contornos negros, cada 2 hPa) en la misma carta isentrópica..... 163
- Figura 69:** Análisis isentrópico II. Sección temporal – latitudinal de la advección de presión (Término B, Ec. 38, colores en leyenda cada $1 \times 10^{-4} \text{ hPa.m.s}^{-1}$) en

la iséntropa de 295 – K y altura geopotencial (contornos negros, cada 500 mgp) en la iséntropa de 300 – K, ambos evaluados para el promedio entre las longitudes 80°W – 78°W. La intensidad de la magnitud del viento en la iséntropa de 295 – K mayores a 12 m.s⁻¹ se remarca en la región sombreada de color azul claro. Las secciones muestran ambos periodos analizados de invierno y primavera. 164

Figura 70: Análisis isentrópico II. Relaciones lineales entre la intrusión de la TD, movimiento vertical isentrópico y la velocidad del viento frente a la costa sur del Perú para los caso de invierno (izquierda) y primavera (derecha). Donde, A) omega promedio de A2 y la velocidad del viento promedio de A1, B) VP en el nivel de 200 hPa para A3 y la región de máxima intrusión de TD (Fig.61 y 62, recuadro del Panel central), C) tendencia temporal de la presión (Término A, Ec. 31) evaluado en la iséntropa de 300 – K, y D) estabilidad estática (Término C, Ec. 31) entre 800 – 400 hPa, para la long. 78°W entre las latitudes de 30°S y 18°S. 166

Figura 71: Análisis de compuestos para JJA. Panel superior, anomalía promedio del campo espacial de la altura de geopotencial en 200 hPa, viento total en el nivel de 975 hPa y SLP en superficie. Panel inferior, anomalía promedio de la VP de Ertel, altura de geopotencial y viento total en 300 hPa. Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0). 170

Figura 72: Similar análisis a la Fig. 71, pero para SON. 171

Figura 73: Tendencia QG de la altura geopotencial (m.6hr⁻¹) en 300 hPa para el escenario D (– 4). Panel (a) muestra al Término A. También se muestra la contribución del término A en 300 hPa desde (b) la advección de vorticidad geostrófica absoluta (Término B); (c) la advección diferencial de temperatura (Término C) en 500 hPa; y (d) la advección de la VP – QG en y sobre 500 hPa. Colores azulados (rojizos) indican la (el) caída (incremento) del geopotencial. Intervalos de contorno cada 40 mgp en (a), (b), (c), y (d). 172

Figura 74: Análisis termodinámico para la secuencia espacial, (a)–(d), del caso de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). Campo de

espesores entre 1000 – 500 hPa (contornos negros entrecortados, intervalos cada 0.5 km), campo de espesores entre 500 – 100 hPa (contornos azules sólidos, intervalos cada 0.5 km), y la SLP (colores, 0.2 daPa). El recuadro negro muestra la región de máxima intrusión de la TD..... 173

Figura 75: Análisis termodinámico para la secuencia temporal, (a)–(c), del caso de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). Series temporales, a) máximo valor de la capa 500 – 100 hPa en el eje de vaguada de niveles altos (km), b) valor máximo de la capa 1000 – 500 hPa (dam), y c) la SLP (hPa) debajo de la región de máxima intrusión de la TD (Figuras 68 y 74)...... 177

Figura 76: Campos QG de la tendencia del geopotencial (Ec. 25) para el escenario D – 1 evaluados en los casos de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). (a) – (c), tendencia total del geopotencial (Término A) en los niveles de 300, 500 y 700 – 600 hPa, respectivamente. (d) – (f), contribución a la tendencia total del geopotencial en 300, 500 y 700 – 600 hPa, respectivamente, a partir de la advección de vorticidad absoluta geostrófica (Término B). (g) – (i), contribución a la tendencia total del geopotencial en 300, 500 y 700 – 600 hPa, respectivamente, a partir de la advección diferencial de la temperatura (Término C). Los colores azulados (rojizos) indican caída (levantamiento) del geopotencial expresados en ($m.6h^{-1}$). Los contornos (mgp) y vectores ($m.s^{-1}$) negros se muestran en los niveles isobáricos señalados..... 180

Figura 77: Interacción de alta y baja atmósfera para el periodo de invierno (Panel superior) y primavera (Panel inferior). (a) Advección horizontal de la vorticidad relativa geostrófica (Término B, colores en leyenda $\times 10^{-13} s^{-3}$) entre los niveles de 500 – 300 hPa, velocidad geostrófica (vectores) y altura geopotencial (contornos) en el nivel de 300 hPa, (b) secuencia temporal – latitudinal del Término B y viento promedio entre 500 – 300 hPa, y la SLP en superficie (contornos negros, cada 2 hPa), entre $80^{\circ}W - 76^{\circ}W$. (c) Advección diferencial de temperatura (Término C, colores en leyenda $\times 10^{-13} K.s^{-3}$) entre los niveles de 700 – 500hPa, velocidad geostrófica (vectores) y altura geopotencial (contornos) en el nivel de 700 hPa. La región sombreada gris representa la advección de temperatura horizontal menores

a $-5 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$. (d) Secuencia temporal – meridional del Término C promedio entre 700 – 500 hPa, advección horizontal de temperatura promedio entre 925 – 700 hPa, viento total (vectores gruesos, $WR > 12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) en 950 hPa, y SLP en superficie (contornos, cada 2 hPa), entre $30^\circ\text{S} - 25^\circ\text{S}$ 181

Figura 78: Estructura vertical latitudinal y longitudinal de la VP de Ertel y Términos B – C (Ec. 25) durante el escenario D – 1, para el caso de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel izquierdo). Secciones latitudinales (25°S) se muestran en (a) VP de Ertel ($TD < -1.5\text{UVP}$, colores), temperatura potencial (contornos negros), movimiento vertical (omega) y viento total ageostrófico (vectores), y (b) Término B (colores), temperatura potencial (contornos) y viento geostrófico (vectores). La sección longitudinal (80°W) se muestra en (c) Término C, (colores), temperatura potencial (contornos negros), movimiento vertical (omega). En (a) y (c), los descensos (ascensos) están representados con contornos azules (negros). Los vectores se muestran cada 2 puntos de grilla. 185

Figura 79: Análisis de correlación espacial de Pearson con desfases temporales (descripción en la Tabla 9) para el total de eventos de JCBN de intensidad fuerte comprendidos en las estaciones de JJA y SON. Se calculó el índice de correlación espacial (colores y contornos) graficados en (a), (b), (c), y (d); a partir del movimiento vertical (omega) en 700 hPa, el gradiente meridional del geopotencial en 950 hPa, el gradiente meridional diferencial entre la capa 950 – 600 hPa, y la VP de Ertel en 200 hPa, en ese orden, respecto de la magnitud del viento total promedio entre la capa 975 – 950 hPa para A1. 188

Figura 80: Rol del gradiente de presión en la intensificación del JCBN para los eventos de invierno (izquierda) y primavera (derecha). Gráfico A), Velocidad promedio del viento calculado sobre la región “A1” desde datos de reanálisis (nivel: 975 hPa, línea continua) y satélite (nivel: 10m, línea entrecortada), se remarca la intensidad mínima para definir al JCBN. Gráfico B), gradiente de presión horizontal calculado de 2 maneras: (1) serie temporal con marcas cuadradas representan los valores del gradiente

de presión entre el núcleo máximo de presión (valores en sub-índices) sobre el Pacífico sureste y A1, y (2) serie temporal con marcas circulares representan los valores del gradiente de presión entre el cuadrante ubicado frente al norte de Chile ($20^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}/81^{\circ}\text{W} - 75^{\circ}\text{W}$, Figura 68 y 74) y A1. Gráfico C), variación longitudinal del núcleo máximo de presión en el Pacífico sureste. Gráfico D), variación latitudinal de la velocidad y anomalía promedio del viento satelital $\approx 100\text{km}$ fuera de la costa. Gráfico E), variación latitudinal del AGP, valores positivos (negativos) en matices de rojos (azules). 192

Figura 81: Condiciones meteorológicas observadas en la estación de Pisco (SPSO) para los eventos de invierno (izquierda) y primavera (derecha). Gráfica A), Series temporales de la temperatura aire (línea roja, en $^{\circ}\text{C}$) y rocío (línea azul, en $^{\circ}\text{C}$), y presión atmosférica reducida a nivel medio del mar (línea negra, en hPa). Gráfica B), Visibilidad en (barras, eje izquierdo en Km) y magnitud del viento (línea negra, eje derecho en m.s^{-1}), se remarca la intensidad crítica del viento para las tormentas de arena (DS). Gráfica C), variación promedio de la divergencia horizontal del viento satelital (10 m) entre las latitudes de $20^{\circ}\text{S} - 9^{\circ}\text{S}$ desde la costa a mar afuera. Las unidades se identifican con el prefijo “UD” 193

Figura 82: Cortes de sección transversal en el transecto A – B (Figura 32) para el análisis de la estructura vertical de la CLM entre 1000 y 700 hPa, durante el caso de invierno en una ventana de tiempo de ± 2 días. Panel izquierdo, velocidad del viento (en m.s^{-1}) e iséntropas (en K). Panel derecho, humedad relativa (en %) y descensos de aire (omega, contornos azules). 196

Figura 83: Similar análisis que la Figura 82, pero para el caso de primavera. 197

Figura 84: Análisis de la advección horizontal de temperatura y divergencia del aire sobre el tope y dentro de la CLM, para los casos de invierno (Panel superior) y primavera (Panel inferior). Gráfico A) promedio de la advección horizontal de temperatura ($\times 10^{-5} \text{C.s}^{-1}$) y vectores del viento (m.s^{-1}) entre los niveles de 700 – 900 hPa, y la altura del geopotencial en el nivel de 700 hPa en contornos azules. Gráfico B) promedio de la divergencia horizontal del viento ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) y vectores de viento (m.s^{-1})

entre los niveles de 900 – 1000 hPa, y la SLP en contornos azules. La línea roja del gráfico A) representa el transecto observado en la Figura 32 y el recuadro rojo del gráfico B) es la región de incremento de la SLP por la cuña superficial intrusiva. 200

Figura 85: Secciones transversales de la estructura vertical de la CLM, entre 1000 – 400 hPa, cada 24 hrs desde el escenario D (– 2) al D (+1), y extendiéndose al suroeste desde la costa sur del Perú, tal como se indica en la Figura 32 (sección A – B). Se muestran las anomalías horarias a partir de los ascensos (matices azuladas) y descensos (matices naranjas) y la temperatura potencial anómala con valores negativos (positivos) asociados a una CLM más profunda (más llana), denotada en contornos negros entrecortados (continuos). 202

Figura 86: Similar a la Figura 85, pero para el caso de primavera. 202

Figura 87: Modelo conceptual de tropósfera media y alta. 205

Figura 88: Modelo conceptual de superficie. 205

Figura 89: Función de densidad de probabilidad acumulada (PDF) para todas las estaciones costeras con información disponibles de aeropuertos (2006 – 2014) durante invierno (a) y primavera (b), se incluye la estación de Tacna. La línea punteada representa el p95 de la información a partir del cual se consideran valores extremos de viento. 228

Figura 90: Frecuencia (colores) y distribución (diagramas Box-Plot) de la ocurrencia horaria (UTC) de la dirección del viento (grados) y velocidad del viento (Kt) por estación para invierno (JJA). 229

Figura 91: Análisis similar que en la Figura 90, pero para primavera (SON). 230

Figura 92: Mapa de elevación topográfica (m) a partir del arc-minute (≈ 1.85 km) modelo de relieve superficial terrestre para a regiones norte (SPHI), centro (SPIM) y sur (SPSO) de la costa peruana. 231

Figura 93: Análisis de compuestos de los campos de anomalía promedio de la altura de geopotencial en 500 hPa (1m, contornos positivos en líneas negras y negativos en líneas punteadas), anomalías de SLP (hPa, colores), y anomalías de la velocidad del viento a 10 m (vectores, $m.s^{-1}$) para días relativos a los eventos extremos indicados en la esquina superior de cada

<p>figura para la secuencia trimestral desde JJA a SON, a las 00UTC del reanálisis ERA – Interim. Vectores sobre 1 m.s^{-1} (gris) y 3 m.s^{-1} (negro) cada 3 puntos de grilla.</p>	232
<p>Figura 94: Análisis de compuestos similar a la Figura 93, pero respecto de cada estación “control” en JJA.</p>	233
<p>Figura 95: Similar a la Figura 94, pero para SON.</p>	234
<p>Figura 96: Frecuencias mensuales (clima: 2004 – 2014), expresadas como porcentaje del total de información a las 00 UTC del reanálisis ERA – Interim. Puntos de grilla con casos “No – jets” o elevaciones sobre $> 2 \text{ km}$ están sombreados de color blanco. La topografía es mostrada en grises.</p>	235
<p>Figura 97: Frecuencias anuales expresadas como porcentaje del total de información a las 00 UTC para los meses de JJA del reanálisis ERA-Interim. Puntos de grilla con casos “No – jets” o elevaciones sobre $> 2 \text{ km}$ están sombreados de color blanco. La topografía es mostrada en grises.</p>	236
<p>Figura 98: Similar a la Figura 97, pero para SON.</p>	237
<p>Figura 99: Secuencia de escenarios D (– 3) al D (+0) para el caso de invierno. Panel izquierdo, secciones longitudinales promedio (entre $80^{\circ}\text{W} - 78^{\circ}\text{W}$, derecha) de los pulsos de TD ($\text{VP} < -1.6\text{UVP}$), temperatura potencial (contornos, cada 5 K), viento ageostrófico (vectores) y la posición del JST, JPN y JPS. Panel derecho, mapa espacial de la velocidad (vectores negros, $\text{WR} > 12\text{m.s}^{-1}$) del viento (WR) entre 1000 – 950 hPa y SLP (contornos, cada 2 hPa). En ambos se resalta el relieve topográfico.</p>	238
<p>Figura 100: Similar a la Figura 99, pero para el caso de primavera.</p>	239
<p>Figura 101: Análisis de compuestos para los casos de JJA y SON. Anomalía promedio de campos espaciales entre 300 y 150 hPa para la VP de Ertel y viento total. Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).</p>	242
<p>Figura 102: Análisis de compuestos para los casos de JJA. Anomalía promedio de campos espaciales para la divergencia en 200 hPa, velocidad vertical (omega) entre 400 y 600 hPa y viento total en 500 hPa. Los ascensos (descensos) de ven en matices de colores verdes (rojos). Los escenarios</p>	

mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).	243
Figura 103: Similar análisis a la Figura 102, pero para SON.	244
Figura 104: Análisis de compuestos para los casos de JJA. Anomalía promedio de campos espaciales para los espesores de capa media (entre: 500 – 850 hPa) y capa baja (entre: 850 – 1000 hPa). Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).	245
Figura 105: Similar análisis a la Figura 104, pero para SON.	246
Figura 106: Análisis de correlación lineal de Pearson con desfases temporales (Tabla 9) para el total de eventos de JCBN de intensidad fuerte comprendidos en las estaciones de JJA y SON. Se calculó el índice de correlación temporal, a partir de la serie lineal promedio de la magnitud del viento total entre los niveles de 975 – 950 hPa en A1 y los campos promedio de parámetros físicos en las áreas A1, A2, y A3 (Fig. 35) señalados en la leyenda gráfica.	247
Figura 107: Perturbación del gradiente meridional de presión (p' , en hPa) a las 00 UTC calculados a partir de los eventos extremos de JCBN de categoría fuerte calculado para una ventana de tiempo de ± 2 días durante los trimestres JJA, JAS, ASO, y SON.	248
Figura 108: Análisis temporal del Jet Core e inversión térmica del JCBN para el evento de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho) en una ventana de tiempo de ± 4 días. Velocidad del viento en ($m.s^{-1}$) e iséntropas entre los niveles de 1000 – 700 hPa. Los puntos de grilla escogidos varían como sigue, Talara ($5^{\circ}S/81.5^{\circ}W$), Chiclayo ($6.8^{\circ}S/80^{\circ}W$), Lima ($12.3^{\circ}S/78^{\circ}W$), Pisco ($14^{\circ}S/77^{\circ}W$), Ilo ($17.7^{\circ}S/73^{\circ}W$), y Chile ($30^{\circ}S/72.5^{\circ}W$). El recuadro rojo corresponde a los escenarios D ($- 1$), D (+0), y D (+1).	249
Figura 109: Condiciones costeras para la región central (Panel derecho, Lima: $12^{\circ}S/78^{\circ}W$) y sur (Panel izquierdo, Pisco: $14^{\circ}S/77^{\circ}W$) del litoral peruano para el caso de invierno en una ventana de tiempo ± 4 días. Gráfico A), temperatura del aire (en $^{\circ}C$). Gráfico B), humedad relativa (en %) y omega (cada $1 mm.s^{-1}$), descensos (ascensos) en contornos negros entrecortados (continuos). Gráfico C), magnitud del viento (matices de colores) y	

temperatura potencial (K). Gráfico D), vorticidad relativa ciclónica (anticiclónica) en matices de colores (contornos negros con puntos), cada 1×10^{-5} , y divergencia (convergencia) en contornos rojos, cada 0.5×10^{-5} . El recuadro rojo corresponde a los escenarios D (- 1), D (+0), y D (+1). 250

Figura 110: Similar análisis a la Figura 109, pero para el caso de primavera. 251

Figura 111: Secciones transversales de la estructura vertical diurna de la CLM, entre 1000 – 400 hPa, cada 6 hrs desde el escenario D (- 2) al D (+1), y extendiéndose al suroeste desde la costa sur del Perú, tal como se indica en la Figura 36 (sección A – B). Se muestran las anomalías horarias a partir de los ascensos (matices azuladas) y descensos (matices naranjas) y la temperatura potencial anómala con valores negativos/positivos asociados a una CLM más profunda (más llana), denotada en contornos negros entrecortados (continuos). 252

Figura 112: Similar análisis que la Figura 111, pero para el caso de primavera. 253

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Función de Densidad de Probabilidad Acumulada (PDF) para JJA y SON. ...	228
Anexo 2: Frecuencia y distribución horaria del viento para las estaciones control a lo largo de la costa.....	229
Anexo 3: Relieve Topográfico.	231
Anexo 4: Composites a partir del p95 para eventos extremos alineados y centrados a las 00UTC identificados en las estaciones “control” desde JJA a SON.	232
Anexo 5: Composites a partir del p99 para todos los eventos extremos identificados por cada estación “control” en JJA y SON.	233
Anexo 6: Frecuencia Mensual del JCBN a las 00 UTC.....	235
Anexo 7: Frecuencia Anual del JCBN para JJA y SON a las 00 UTC.....	236
Anexo 8: Pulsos de la TD asociados al JCBN para los casos de invierno y primavera...	238
Anexo 9: Características sinópticas relevantes correspondientes a los eventos encontrados en invierno y primavera.....	240
Anexo 10: Composites a partir de la VP de Ertel durante el JJA y SON.	242
Anexo 11: Composites a partir de la divergencia y velocidad vertical durante el JJA y SON.....	243
Anexo 12: Composites a partir de los espesores de tropósfera media y baja durante el JJA y SON.....	245
Anexo 13: Correlaciones lineales de Pearson con desfases temporales para todos los eventos de JCBN fuerte en JJA y SON.	247
Anexo 14: Análisis de la perturbación anómala del AGP a lo largo de la costa oeste de Sudamérica para el total de casos asociados al JCBN de categoría fuerte.....	248
Anexo 15: Variación temporal del Jet Core y el nivel de inversión térmica del JCBN en la costa del Perú y norte de Chile.	249
Anexo 16: Meteorogramas de las condiciones costeras sobre la región central y sur para los eventos de invierno y primavera.	249
Anexo 17: Variación diurna de la estructura vertical anómala de la CLM para el evento de invierno y primavera.	252

RESUMEN

Los JCBNs son comunes y paralelos fuera de la costa a lo largo del litoral oeste de Sudamérica durante todo el año, asociados al anticiclón del Pacífico Suroriental. Durante el invierno en el Hemisferio Austral, la frecuencia del JCBNs del Perú (JCBNP) aumenta sustancialmente, especialmente entre junio y setiembre (hasta 40%). La presencia del JCBNP se relaciona con diversos factores locales, como el contraste de temperatura tierra – mar, afloramiento costero, orientación de la costa, etc., pero también a la dinámica atmosférica de gran escala. En este estudio, basado en datos de reanálisis del Era – Interim y observaciones aeronáuticas in – situ durante un período de 10 años (2004 – 2014), se analizaron las perspectivas climáticas y sinópticas del JCBNP. En primer lugar, el método POT (Peak Over Threshold) permitió determinar casos extremos de velocidad del viento superiores a 12 m.s^{-1} en la estación Pisco (14.8°S) con una categoría fuerte a lo largo de la costa. Estudios previos han demostrado que la topografía de la península induce fuertes ráfagas de viento y esta estación se encuentra cerca de la trayectoria del JCBNP con fuertes regímenes de vientos. Finalmente, la evolución sinóptica y las principales fuerzas dinámicas de la atmósfera superior e inferior, al oeste de América del Sur, que condujeron vientos extremos se caracterizaron aquí mediante el uso de análisis compuestos de (± 2) días. Los eventos extremos relacionados con el JCBNP parecen desencadenarse, en primer orden, por la intrusión previa de la tropopausa dinámica (TD) sobre la baja tropósfera asociada a la penetración de una vaguada desde latitudes medias hacia el subtropical. Ello condujo al aumento de la presión reducida a nivel del mar entre $30^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$, inducido por advección de vorticidad anticiclónica (aire frío) en la tropósfera media (baja) y descrito por una cuña superficial como desarrollo de un fuerte sistema anticiclónico de núcleo frío hacia el evento central. Estos procesos físicos mencionados se explicaron utilizando la Teoría Isentrópica y Cuasi Geostrofica, aplicados en la propagación del sistema baroclínico de gran amplitud meridional. Finalmente, el segundo gatillador fue la proyección noreste de la cuña cerca de la costa norte de Chile, que maximizó el gradiente horizontal de presión hacia la barrera topográfica e intensificó el JCBNP justo debajo de la capa límite marina (CLM) allanada, con un núcleo máximo hasta 500 msnm fuera de la costa central y sur del Perú.

Palabras clave: vientos costeros extremos, TD, dorsal costera, CLM, gradiente de presión.

ABSTRACT

Coastal parallel low – level jets are common in the offshore environment along the west coast South America year – round associated with the Southeast Pacific anticyclone. During austral winter months (June – November), the frequency of the Peruvian Low level Jet (PCLLJ) increases substantially, especially between June and September (up to 40%). The presence of the PCLLJ is related to various local factors such as land – sea temperature contrasts, upwelling, coastal terrain and its orientation, but also to large scale atmospheric dynamics. In this study, based on Era – Interim reanalysis data and in – situ aeronautic observations from 2004 to 2014, climatic and synoptic perspectives were analyzed. Firstly, a POT (Peak Over Threshold) method was used to determine that extreme wind speed cases in excess of 12 m.s^{-1} from Pisco station (14.8°S) stated the PCLLJ as strong level along coast. Previous studies have shown that peninsula topography induces strong wind gusts, and Pisco station is located near the trajectory of the PCLLJ with one of the best high speed wind regimes. As for the last perspective, composites of (± 2) days were used to characterize the synoptic evolution and main upper and lower – tropospheric dynamic forces responsible for driving extreme winds. These events related to the PCLLJ appear to be triggered, to first order, by a previous dynamic tropopause (DT) extrusion into lower levels of the troposphere (below 500 hPa) associated with the penetration of a cold upper – level midlatitude trough into the subtropics, which in turn causes sea – level pressure rises between $30^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$. This trough is induced primarily by anticyclonic vorticity (cold air) advection at middle (low) troposphere along the surface ridge axis as part of a strong advancing cold surface anticyclone towards the central event day. These aforementioned physical processes were widely explained using the isentropic and quasi – geotrophic theory over the maximum propagation of a large amplitude baroclinic disturbance. The ultimately effect of this northeasterly ridge axis projection near the northwest coast of Chile was the horizontal pressure gradient towards the topographic barrier, which increased the PCLLJ below the shallowed marine boundary layer (MBL), with its jet core located between 250 and 500 masl offshore of the south – central coast of Peru.

Keywords: extreme coastal winds, DT, surface ridge axis, MBL, pressure gradient.

I. INTRODUCCIÓN

El Jet Costero de Bajos Niveles (JCBN) abarca una escala sinóptica y desde el punto de vista dinámico, se define como el incremento máximo del flujo de viento con orientación paralela a la línea costera sudamericana y apreciable viento cortante en sus componentes horizontal y vertical (Wind Shear) durante su desarrollo. El periodo de duración del evento en la costa peruana no supera los dos días y en su mayoría ocurren en horas de tarde y noche durante todo el año, encontrándose eventos de JCBNs extremos, de mayor intensidad, durante la primavera e invierno austral (Garreaud, R; Muñoz, R. 2005).

Las zonas costeras de los departamentos de Piura, Lambayeque, La Libertad, Ancash, Lima, Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna se encuentran en la trayectoria del JCBN, en consecuencia, están sujetos a continuas alertas debido al incremento de la intensidad del viento con impactos diferentes en la costa norte, central y sur. Si bien, estas regiones cuentan con servicios de vigilancia atmosférica propia, los pronosticadores aún no tienen un entendimiento adecuado de las variables físicas que están asociadas a la génesis de estos eventos ni de la frecuencia e intensidad de la variabilidad estacional con la que se presentan a lo largo de la costa. A esto se puede agregar los problemas en la disponibilidad adecuada de datos de viento a tomar como promedio climatológico (aproximadamente de 15 años) de los JCBNs, así como la distribución espacial de las estaciones meteorológicas fuera de la costa podría ser una limitante en la severidad del dato tomado.

Si bien el JCBN tiene un efecto claro sobre el afloramiento superficial de nutrientes, el exceso de los mismos podría no contribuir al correcto desarrollo de la biota marina. De la misma manera, eventos extremos producen pérdidas económicas en la aeronavegación, turismo, actividades agropecuarias, transporte, etc. Las cuales se ven paralizadas por la ocurrencia de este fenómeno. Asimismo, daños colaterales como posible difusión de

material contaminante por arrastre de partículas, infraestructura y daños a la salud por levantamiento de polvo y arena son algunos de los efectos dañinos remarcados.

En el desarrollo del trabajo se determinará la dinámica del JCBN, por medio de cuatro enfoques: (1) Estadística Sinóptica, (2) Patrones de circulación atmosférica anómalos, (3) Dinámica atmosférica de alta y baja tropósfera; y (4) Modelos Conceptuales para escenarios durante las fases de génesis y término del evento de JCBN; utilizando la teoría de conservación de la vorticidad potencial isentrópica y la teoría de capa limite marina, para dos estaciones del año diferentes, invierno y primavera, con especial enfoque en las regiones costeras del centro y sur del Perú durante el período 2004 al 2013. Para ello, en primera instancia, se eligió la estación más representativa del litoral; esta elección es estudiada profundamente en las secciones (1) y (2). Determinándose que la estación sinóptica Pisco (SPSO, nomenclatura OACI), ubicada en la provincia de Ica, es la más representativa y de mayor relevancia para el estudio de la variabilidad sinóptica y meso-sinóptica del JCBN. En estas secciones también se diferencian los patrones promedio para los casos de fuerte y moderada intensidad; utilizando el método de Compuestos (Composites, por sus siglas en inglés), para invierno y primavera. Este método sugiere la diferenciación entre escenarios de ocurrencia del JCBN para periodos de tiempo antes y después al día de observación en superficie. Los días antes de la observación, descritos como $D(-2)$, $D(-1)$; el día central de observación, definido como $D(+0)$; y los días de finalización del mismo, descritos como $D(+1)$, $D(+2)$. Entiéndase a la observación como la definición propia del JCBN. Finalmente, para estudiar la estructura y dinámica del JCBN, se eligieron solo 2 casos específicos para el estudio de las secciones (3) y (4); casos inmersos en las muestras correspondientes a la caracterización del JCBN de intensidad fuerte. Para la representación espacial de las secciones (2), (3), y (4) del trabajo se ha utilizado el Reanálisis Era – Interim de ≈ 75 km de resolución espacial.

En este trabajo de investigación la utilidad de conocer la dinámica y estructura de los JCBNs radica en la elaboración de un modelo conceptual, de la ocurrencia de eventos extremos ocurridos durante primavera e invierno, para el pronóstico del JCBN durante el desarrollo de los mismos, ya que, la mejora del entendimiento sinóptico costero es

prioridad en este estudio, a su vez, la interrelación del JCBN con la conformación geográfica del litoral peruano ha sido objeto de estudio en diferentes disciplinas científicas, siendo el área de la meteorología en Perú la que presenta escasos trabajos similares.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Determinar las configuraciones atmosféricas de escala sinóptica y mesoescala relevantes en la dinámica del JCBN sobre el Pacífico Suroriental con un enfoque en la costa central y sur del Perú.

1.1.2. Objetivos específicos

- ❖ Identificar los campos promedio de circulación atmosférica asociados al JCBN y sus niveles de frecuencia e intensidad en la costa peruana.
- ❖ Determinar las condiciones sinópticas durante el desarrollo del JCBN para casos de eventos extremos de invierno y primavera.
- ❖ Determinar los mecanismos físicos asociados al JCBN para casos de eventos extremos de invierno y primavera.
- ❖ Determinar un modelo conceptual de pronóstico de tiempo relacionado al JCBN.

II. REVISIÓN DE LA LITERATURA

2.1. Dinámica atmosférica.

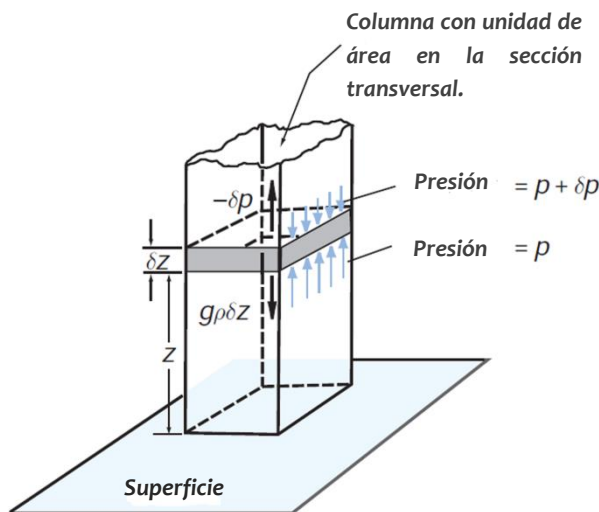
2.1.1. Teoría cuasi – geostrófica.

El objetivo principal de la meteorología dinámica es poder interpretar la estructura observada de los movimientos atmosféricos de larga escala en términos de leyes físicas gobernantes de dichos movimientos. Estas leyes, las cuales expresan la *conservación de momento, masa y energía*, completamente determinan las relaciones entre presión, temperatura y campos de velocidad. Martin. E (2006) menciona que el desarrollo de un sistema de ecuaciones usando el sistema de coordenadas isobáricas es necesario para simplificar las relaciones descritas anteriormente y para ganar una mejor visión física de la naturaleza de sistemas meteorológicos y flujo sinóptico de latitudes medias; de modo que no se considera la densidad atmosférica. En tal sentido, los balances fundamentales que limitan el comportamiento de la atmósfera de latitudes medias y movimientos de escala sinóptica extra – tropical se encuentran restringidos al *balance geostrófico* (en el plano horizontal) e *hidrostático* (en el plano vertical). Asimismo, Holton (2004), afirma que dichos balances restringen a los movimientos baroclínicos en la estructura atmosférica, de modo que la aproximación de la estructura y evolución del campo de velocidad tridimensional está determinada por la distribución de la altura geopotencial en superficies isobáricas. Es así que, al sistema de ecuaciones que expresen estas relaciones constituyen el *sistema cuasi-geostrófico (ideal)*.

Por otro lado, Martin. E (2006) y Quispe. N (2005) mencionan que dentro de la *teoría cuasi – geostrófica*, tales aproximaciones físicas mencionadas asumen: 1) una atmósfera adiabática, 2) la fuerza de fricción no es de primaria consideración en los flujos atmosféricos de escala sinóptica, y 3) una relación directa entre el campo de viento y la altura geopotencial. Finalmente, Holton (2004), remarca que la *ecuación de vorticidad potencial cuasi – geostrófica* proporciona un método para predecir la evolución del campo de geopotencial, dada su distribución tridimensional inicial.

a. Ecuación hidrostática.

La presión del aire en cualquier nivel atmosférico es debido a la fuerza por unidad de área ejercida por el peso de todo el aire que está por encima esa altura. Consecuentemente, la presión atmosférica decrece con el incremento de la altura sobre la superficie. La fuerza neta de ascenso actuando en la parcela horizontal de aire está generalmente muy cerca del equilibrio con la fuerza descendente debido a la fuerza gravitacional que actúa en la parcela; si la fuerza de ascenso y descenso son iguales se dice que la atmósfera se encuentra en *balance hidrostático* (Wallace, 2005). Por tanto, en la ausencia de movimiento atmosférico la fuerza de gravedad debe ser exactamente balanceada por la componente vertical de la fuerza de gradiente de presión (Figura 1).



De lo anterior,

$$dp/dz = -\rho g \quad \dots \text{Ec (1)}$$

$$p(z) = \int_z^\infty \rho g dz \quad \dots \text{Ec (2)}$$

Figura 1: Representación del balance hidrostático. Flechas negras representan las fuerzas netas aplicadas a la parcela de aire en la columna atmosférica.

FUENTE: Wallace, 2006. Adaptación propia al español.

Donde, p es la presión, ρ la densidad, g la aceleración debido a la gravedad, y Z , la altura geométrica. El signo negativo en la Ec (1) afirma que la razón inversa entre la presión y la altura.

Es de utilidad expresar la *ecuación hidrostática*, Ec (2), en términos de *geopotencial* (Φ), en vez de usar la altura geométrica. El *geopotencial* está definido como el trabajo requerido para alzar una unidad de masa a una distancia δz sobre el nivel del mar. En otras palabras, Φ es el potencial gravitacional por unidad de masa. Las unidades de geopotencial es JKg^{-1} o $m^{-2}s^{-2}$; es conocido también como *altura dinámica* y esta expresado en la Ec (3),

$$\Phi = \int_0^h g(\varphi, z) dz \quad \dots \text{Ec (3)}, \quad d\Phi = g dz \quad \dots \text{Ec (4)}, \quad z_g = \frac{\Phi}{g_o} \quad \dots \text{Ec (5)}$$

Donde $g(\varphi, z)$ es la aceleración debido a la gravedad, φ la latitud, $g_o \equiv 9.80665 \text{ ms}^{-2}$ es el promedio global de la gravedad en el nivel medio del mar. La expresión matemática Φ se resume en la Ec (4). La *altura geopotencial*, Ec (5), es usado como coordenada vertical en la mayoría de las aplicaciones en las cuales la energía juega un importante rol (ej. movimientos atmosféricos de gran escala). En efecto, en la tropósfera y estratósfera baja, los valores de (Z_g)son numéricamente casi idénticos a la altura geométrica (z). El uso de la *altura geopotencial* supone la eliminación de la fuerza centrífuga y la densidad del aire. Esta aproximación mejora la interpretación en las soluciones de los modelos atmosféricos.

b. Ecuación hipsométrica.

El espesor de una capa entre dos superficies de presión constantes, el cual es proporcional a la temperatura es conocido como *ecuación hipsométrica*. Podemos expresar la Ec (1) en términos de las Ec (4) y $\alpha = RT/p$. Esta última, expresa la ecuación de estado para el aire seco, donde R es la constante de gas para aire seco ($R = 287 \text{ JKg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Por tanto,

$$g dz = d\Phi = -(RT/p) dp = -RT d \ln p \quad \dots \text{Ec (6a)}$$

La variación de geopotencial con respecto a dos superficies isobáricas depende únicamente de la temperatura media de la capa del espesor. En tal sentido, la integración en la vertical produce la forma de la *ecuación hipsométrica*.

$$\Phi_{(z_2)} - \Phi_{(z_1)} = g_o (z_2 - z_1) = R \int_{p^2}^{p^1} T d \ln p \quad \dots \text{Ec (6b)}$$

La presión decrece más rápidamente con la altura en una capa fría que en una capa cálida de una columna isobárica. Cabe señalar que de la Ec (6a), en un sistema de coordenadas verticales de presión, un caso especial de la ecuación de momento vertical en la cual no hay aceleración vertical, es

$$0 = -\partial\Phi/\partial p - RT/P \quad \dots \text{Ec (6c)}$$

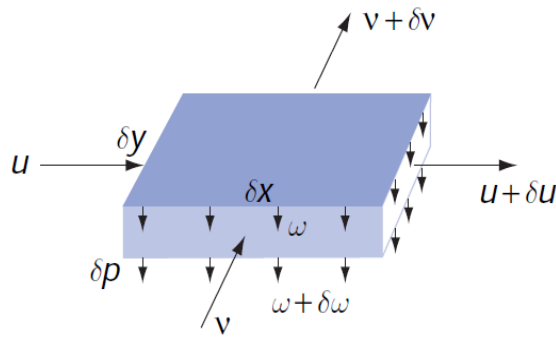
c. Ecuación de continuidad.

El segundo principio fundamental de conservación, denominado como conservación de masa. La relación matemática que expresa conservación de masa por un fluido es llamada *ecuación de continuidad* y es escrita bajo dos formas alternativas: *divergencia de masa*, basada en el control volumétrico euleriano, y *divergencia de velocidad*, derivado del control volumétrico lagrangiano.

Ahora bien, como se señaló anteriormente, la importancia de la teoría cuasi – geostrofica radica en el uso del sistema de coordenadas isobáricas, el cual despreja el campo de densidad. En tal sentido, la ecuación de continuidad en este sistema isobárico es representado al asumir un volumen control lagrangiano $\delta V = \delta x \delta y \delta z$, y de aplicar la *ecuación hidrostática*, Ec (1), la masa del fluido es conservada siguiendo el flujo de movimiento (Figura 2), entonces $\delta M = -\rho \delta x \delta y \delta p / g$, y

$$\delta V = -\frac{\delta x \delta y \delta p}{\rho g}$$

Aplicando una aproximación cuasi – estática con la presión como coordenada vertical y la diferenciación por regla de cadena,



$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta \omega}{\delta p} = 0$$

Dado que el límite de, $\delta x, \delta y, \delta z \rightarrow 0$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad \dots \text{Ec (7a)}$$

Figura 2: Relación usada en la derivación de la ecuación de continuidad.

FUENTE: Wallace, 2006.

Luego, la forma vectorial de Ec (12a),

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\bar{\nabla} \cdot \bar{\nabla}_H \quad \dots \text{Ec (7b)}$$

Las Ec (7a y 7b) representan la *ecuación de continuidad* en superficies isobáricas. Donde, $\bar{\nabla} \cdot \bar{\nabla}$ es la divergencia horizontal del campo de viento, $\omega = Dp/Dt$ es la velocidad vertical en una superficie isobárica (en $hPas^{-1}$). En efecto, cambios en la velocidad vertical pueden ser inducidos del campo divergente y/o convergente. Cabe señalar que el campo vertical no puede ser determinado a partir de la segunda ley de Newton, sino que se infiere a partir de la ecuación de continuidad, y a través, de los cambios en el volumen de la parcela en asociación a los cambios de presión hidrostáticos. Por tanto, la divergencia horizontal, $(\bar{\nabla} \cdot \bar{\nabla}) > 0$, está acompañada por una compresión vertical ($\partial \omega / \partial p < 0$), y la convergencia horizontal está acompañada por la elongación vertical (Figura 3 y 4). En niveles bajos de la atmósfera (Figura 5) la convergencia (divergencia) friccional del viento, hacia regiones de baja (alta) presión, induce ascenso (descenso).

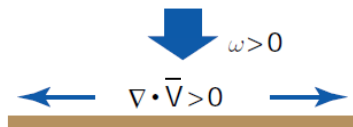


Figura 3: Representación del movimiento vertical en tropósfera media asociado con la divergencia en tropósfera baja.

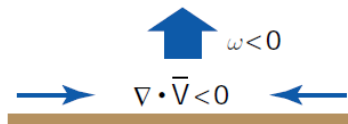


Figura 4: Representación del movimiento vertical en tropósfera media asociado con la convergencia en tropósfera baja.

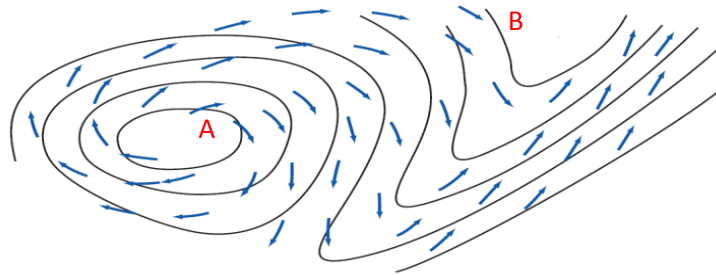


Figura 5: Flujo transversal isobárico en la superficie terrestre inducido por el esfuerzo friccional. Líneas sólidas representan las isobaras de sistemas de alta (A) y baja presión (B) en el hemisferio Norte.

FUENTE: Wallace, 2006. Adaptación propia al español.

Hasta aquí, tomando en cuenta las dos primeras ecuaciones fundamentales conservativas en el movimiento del fluido, es necesario establecer una nueva relación con el fin de evaluar la *tendencia del campo del espesor* entre superficies isobáricas. Esta relación es importante en la medida que se puede inferir la distribución vertical de la convergencia y divergencia del flujo de masa (en coordenadas de altura estándar) en el desarrollo de una circulación cerrada en la columna atmosférica (Bosart *et al.*, 1992). Esta se describe como,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial Z}{\partial p} \right) = - \frac{1}{g p^2} \nabla_3 \bullet (\rho \mathbf{V}_3) \quad \dots \text{Ec (8)}$$

Donde la Ec (8) es obtenida de tomar la derivada temporal local de la *ecuación hidrostática*, Ec (1) en Ec (4) para obtener $\partial \Phi / \partial p = -1/\rho$, y sustituyendo el resultado en la *ecuación de continuidad* en coordenadas estándar de altura, bajo la expresión $[\partial \rho / \partial t = -\nabla_3 \bullet (\rho \mathbf{V}_3)]$, donde ∇_3 es el operador gradiente y \mathbf{V}_3 el vector velocidad tridimensional. Entonces, el uso de la Ec (8) con la *ecuación hipsométrica*, Ec (6c), indica que el incremento (la disminución) del espesor en una capa isobárica implica dos situaciones, 1) el incremento (la disminución) de la temperatura media, y 2) la divergencia (convergencia) de masa en la capa (Figura 6).

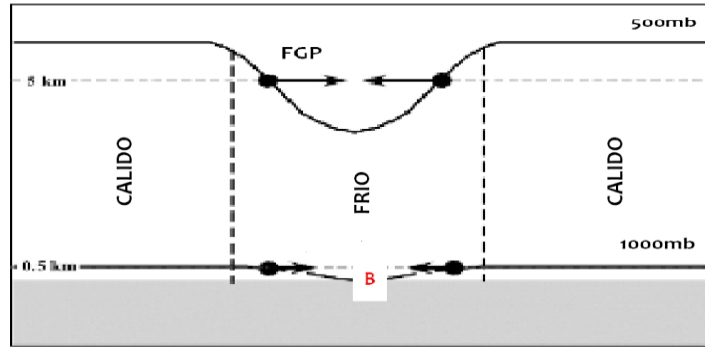


Figura 6: Sección vertical a través de un núcleo frío. Los términos Frío y cálido, refieren a las temperaturas promedio en las tres columnas. Las líneas sólidas son las isóbaras, y los vectores representan a la fuerza de gradiente de presión (FGP) horizontal. La locación del sistema de baja presión se observa como “B”.
FUENTE: Martin E., 2006. Adaptación propia al español.

d. Ecuación termodinámica.

La conservación de la energía establece que la suma de toda la energía del universo es constante. Para un sistema termodinámicamente en equilibrio, el desarrollo del sistema de clima es controlado por procesos termodinámicos correspondientes a la primera ley de la termodinámica. La primera ley de termodinámica es una simple forma de ecuación de pronóstico que relaciona la razón de cambio de la temperatura de una parcela de aire mientras se mueva en la atmósfera. Estos cambios en temperatura afecta el patrón de espesores el cual determina la distribución del geopotencial Φ en las superficies de presión, Mohanakumar K. (2008).

Entonces, la primera ley de termodinámica se aplica a un dominio de fluido en movimiento y puede ser representado de la forma,

$$C_p \left(\frac{DT}{Dt} \right) - \alpha \frac{Dp}{Dt} = \dot{Q} \quad \dots \text{Ec (9)}$$

Donde, \dot{Q} es el calor diabático, $C_p = 1005 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ es el calor específico a presión constante. Sustituyendo el valor de α en la ecuación de estado y la velocidad vertical $\omega = Dp/Dt$ en la Ec (9), dividiendo todo entre C_p , y después de arreglar la ecuación, se tiene,

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \left[\frac{\partial T}{\partial p} + \frac{RT}{pC_p} \right] = \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad \dots \text{Ec (10)}$$

Haciendo $k = R/C_p$, El cambio local de temperatura sería de la forma,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{\nabla}_H \bullet \vec{\nabla} T + \omega \left[\frac{\partial T}{\partial p} + \frac{kT}{p} \right] + \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad \dots \text{Ec (11)}$$

El primer término al lado derecho representa la advección horizontal de temperatura. El segundo término es el efecto combinado de la compresión adiabática y la advección vertical. Si incluimos $\alpha = RT/p$ en Ec (11), esta podría ser reescrita de la forma,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{\nabla}_H \bullet \vec{\nabla} T + \sigma_p \omega + \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad \dots \text{Ec (12)}$$

Siendo la Ec (12) la ecuación termodinámica expresada en coordenadas isobáricas.

Donde, $\sigma_p = \left(\frac{\alpha}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \quad \dots \text{Ec (13)} \quad \text{y} \quad \frac{(-V_H \bullet \nabla T)}{-\sigma_p} = \omega \quad \dots \text{Ec (14)}$

La Ec (13) es la medida de la estabilidad estática en coordenadas isobáricas. Martin E. (2006), menciona que un flujo atmosférico bajo condiciones (1) adiabáticas ($Q=0$), (2) estado estable ($\partial T/\partial t=0$), y establemente estratificadas ($\sigma_p > 0$), la Ec (14) establece que la advección horizontal de temperatura está relacionada al movimiento vertical, de tal manera que la advección cálida (fría) es asociada con movimientos ascendentes (descendentes). Esta relación, bajo condiciones adiabáticas, tiende a ser observada en la atmósfera real de latitudes medias.

e. Flujo balanceado.

En la atmósfera, el aire normalmente se mueve desde áreas de alta presión hacia áreas de baja presión, debido a la fuerza de gradiente de presión. De la Figura 7, tan pronto el aire se mueve desde áreas de alta presión, el viento se incrementa, y así también lo hace la deflexión de la fuerza de coriolis. Esta deflexión se incrementa hasta que las dos fuerzas

encuentren su balance, *balance geostrófico*, en este punto el aire no se mueve de alta a baja presión sino que se mueve a lo largo de la isóbara. En la práctica, el flujo sinóptico está cercanamente en balance. Este viento resultante de dicho balance es conocido como *viento geostrófico*, el cual existe si el flujo es horizontal e hidrostático sin acción de la aceleración y fricción.

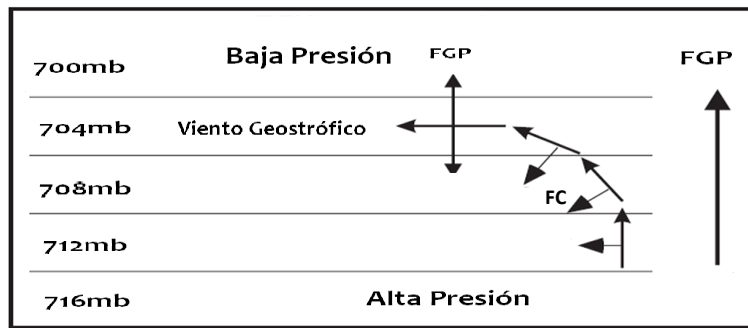


Figura 7: Representación del balance geostrófico en una atmósfera idealizada. FGP, es la fuerza de gradiente de presión, FC, fuerza de coriolis.
FUENTE: Elaboración propia.

Las componentes horizontales del viento geostrófico son,

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad ; \quad v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad \dots \text{Ec (15)}$$

Donde Φ es la altura geopotencial y f es el parámetro de coriolis. Sabemos que el concepto de viento geostrófico es válido en las regiones de cero aceleración del viento. Sin embargo, en la atmósfera dos categorías del flujo de viento romperían este balance, estos están caracterizados por (1) cambios en de la velocidad del viento, y (2) los cambios de la dirección del viento a lo largo del flujo. Es sabido que cambios importantes por velocidad en la vecindad del núcleo máximo de velocidad se dan en los *jet streaks*; por otro lado, los cambios por curvatura son más obvios en la vecindad de vaguadas y dorsales. El grado de desviación del equilibrio geostrófico que caracteriza estas regiones mencionadas puede ser alcanzado considerando la diferencia entre la velocidad real en un lugar y el viento geostrófico calculado para el mismo lugar. A esta diferencia se le conoce como *viento ageostrófico*, y es definido como,

$$\vec{V}_{ag} = \vec{V} - \vec{V}_g \quad \dots \text{Ec (16)}$$

f. Vorticidad

(Holton, 2004), sustenta que la rotación de las partículas de un fluido es descrita por la *vorticidad* y es la medida de la rotación local o giro de la atmósfera. El autor también menciona que para interpretar un proceso dinámico en términos de la teoría cuasi – geostrófica, únicamente la componente vertical de la ecuación de vorticidad, Ec (18), será explícitamente considerada. Donde, dicha componente vertical de la vorticidad absoluta es $\zeta = f + \xi$, siendo $f = 2\Omega \sin\phi$, la vorticidad planetaria y ξ , la vorticidad relativa,

$$\xi = \hat{k} \bullet \nabla \times \vec{V} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad \dots \text{Ec (17)}$$

Lackmann G. (2011), señala que regiones con corriente de flujo curvado de viento están cualitativamente mejor caracterizados de *vorticidad por curvatura*, asociada a los gradientes máximos a lo largo de la línea directa del viento máximo local, que *por cizalla horizontal*, asociada al giro de flujo a lo largo de la línea de flujo de viento, Figura 8.

$$\frac{d(\xi + f)}{dt} = -(\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \quad \dots \text{Ec (18)}$$

La Ec (17) depende únicamente de la velocidad horizontal. Además ξ es negativo (positivo), en el hemisferio sur, en asociación a perturbaciones ciclónicas (anticiclónicas). En la Ec (18), la primera relación de la mano derecha es conocida como *término divergente*, el segundo, término de inclinación, y el tercero, término solenoide. Estos términos son de utilidad para describir los mecanismos que dan lugar al cambio en la vorticidad, la cual ayuda al entendimiento de la *circulación atmosférica*. Si consideramos una atmósfera puramente divergente y tomando en cuenta solo el primer término podemos decir que el cambio de la vorticidad absoluta a la magnitud de la divergencia y la magnitud de la vorticidad absoluta.

En tal sentido, Martin E. (2006) plantea que la *convergencia (divergencia) induce vorticidad ciclónica (anticiclónica)*. Cabe señalar que la convergencia – divergencia es usualmente más fuerte cerca de la superficie y en niveles superiores debajo del nivel de tropopausa, y usualmente débil en los niveles medios (450 – 550 hPa). Seguidamente,

Hoskins (1997) señala que ascenso (descenso) troposférico implica alargamiento (contracción) de la capa y la creación de una vorticidad absoluta mayor (menor) a f , lo que significa la formación de vorticidad relativa ciclónica (anticiclónica) en tropósfera baja, Figura 9. Finalmente, la Ec (19) representa a la Ec (18) en coordenadas isobáricas,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\xi + f) - \omega \frac{\partial \xi}{\partial t} - (\xi + f)(\nabla \cdot \vec{V}) + \hat{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) \quad \dots \text{Ec (19)}$$

La Ec (19) describe los cambios locales de la vorticidad total en (1) advección horizontal, (2) advección vertical, (3) término divergente, e (4) inclinación. De lo anterior, Lackmann G. (2011) sugiere que el cambio local temporal de la vorticidad absoluta, Ec (19), es la misma a la tendencia local de la vorticidad relativa, dado que el cambio de f en el tiempo no varía. Por ello, acorde a estos pensamientos, el desarrollo sinóptico puede ser visto en términos de la velocidad vertical (desde el punto de vista de la teoría cuasi – geostrófica) asociado con la evolución de vorticidad en tropósfera media y alta.

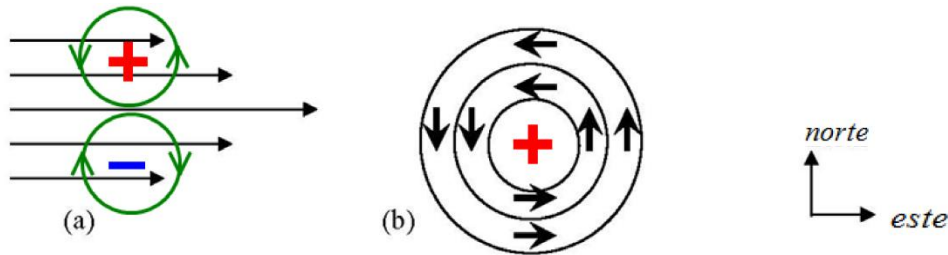


Figura 8: Flujo horizontal idealizado con vorticidad por (a) cizalladura y (b) curvatura.
FUENTE: Lackmann. G., (2011). Adaptado al español para el Hemisferio Sur.

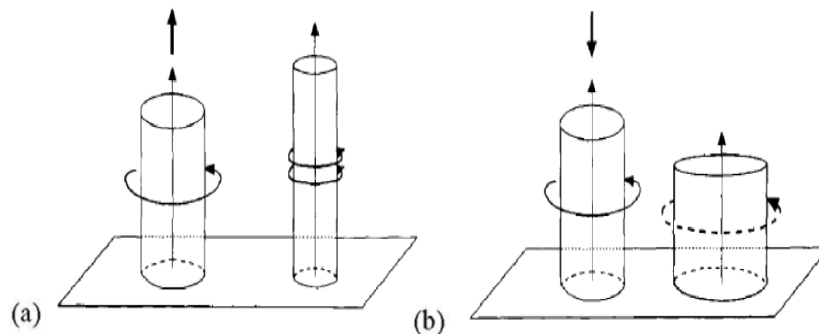


Figura 9: Ascenso – a (descenso – b) troposférico conlleva a la elongación (contracción) de la vorticidad con un incremento (diminución) de la vorticidad y circulación.

FUENTE: Hoskins (1997).

g. Ecuación de tendencia de la altura de geopotencial

La predicción cuasi – geostrófica contiene información acerca de la evolución de los sistemas meteorológicos. De modo que, la ecuación para pronóstico de la circulación geostrófica se basa en dos aproximaciones cuasi – geostróficas,

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\vec{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + f_o \frac{\partial \omega}{\partial p} \dots \text{Ec (20)}, \quad \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) = -\vec{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + \sigma \omega \dots \text{Ec (21)}$$

Siendo las Ec (20), ecuación de vorticidad cuasi – geostrófica, y Ec (21), ecuación termodinámica cuasi – geostrófica. Seguidamente, Holton (2004), introduce el término $\chi = \partial \Phi / \partial t$, la cual es exactamente proporcional a la tendencia local de la altura geopotencial Z . Luego, la tendencia de la vorticidad geostrófica, Ec (30), es escrita como,

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{1}{f_o} \nabla^2 \Phi = \frac{g_o}{f_o} \nabla^2 Z \dots \text{Ec (22)}, \quad \frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{f_o} \nabla^2 \chi \dots \text{Ec (23)}$$

De las Ec (22) y Ec (23), el nuevo parámetro de coriolis es $f_o = 10^{-4} s^{-1}$ y sustituyendo $\chi = \partial \Phi / \partial t$ en las Ec (20) y Ec (21), y usando Ec (23), tenemos:

$$\nabla^2 \chi = -f_o \vec{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_o} \nabla^2 \Phi + f \right) + f_o^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} \dots \text{Ec (24a)}$$

$$\frac{\partial \chi}{\partial p} = -\vec{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) - \sigma \omega \dots \text{Ec (24b)}$$

Estas ecuaciones, Ec (24a) y Ec (24b) contienen dos variables incógnitas, χ tendencia del geopotencial; y ω , velocidad vertical. Para ello, se aplicará el operador $f_o^2 / \sigma \cdot \partial / \partial p$ a la Ec (24b) y se adicionará a la Ec (24a), e ignorando los efectos del calentamiento diabático, se obtiene,

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \chi = -f_o^2 \vec{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_o} \nabla^2 \Phi + f \right) - \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(\vec{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right) \dots \text{Ec (25)}$$

...A...
...B...
...C...

A la Ec (25) se le conoce como la *ecuación de tendencia del geopotencial cuasi – geostrófica*, la cual propone una visión en cuanto a los responsables por el desarrollo y decaimiento de los sistemas meteorológicos (ondas baroclínicas). El término A es conocido como la tendencia local de la altura geopotencial, el término B, es la advección de la vorticidad absoluta geostrófica en una superficie isobárica; y el término C, es el diferencial de advección de espesores. El operador laplaciano contribuye negativamente al término A. Del término B, la advección de la vorticidad geostrófica es ciclónica/negativa (anticiclónica/positiva) cuando está asociada con la tendencia del geopotencial a bajar (subir) inmediatamente al este (oeste), Figura 10.

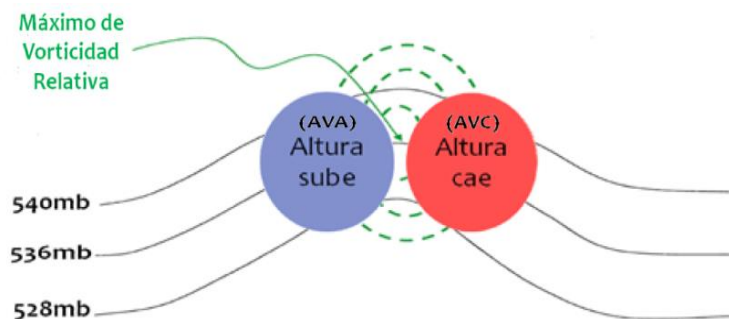


Figura 10: Patrón esquemático idealizado representando el patrón de subida (caída) del geopotencial asociado con a la advección de vorticidad anticiclónica/AVA (ciclónica/AVC).
FUENTE: Lackmann. G., (2011). Adaptado al español para el Hemisferio Sur.

El gradiente de vorticidad geostrófica es nulo en el eje de la vaguada, por tanto también lo es el término advectivo. Entonces, el término B, no puede intensificar una perturbación, sino solo propagarla, debido a los cambios en el geopotencial causados por la advección de vorticidad y temperatura. Cuando, los máximos y mínimos no se encuentran localizados en el mismo lugar que los ejes de vaguada y cuña, respectivamente, este término puede inducir una intensificación/decaimiento de la perturbación. Del término C, Martin E. (2006), señala que representa el mecanismo de amplificación o decaimiento de un sistema sinóptico en latitudes medias en contribución a la ecuación de tendencia de geopotencial. La advección de espesores es mayor en la tropósfera baja, por debajo de las vaguadas y cuñas en 500 mb, y aumenta (disminuye) con la altura, y en consecuencia, el geopotencial tiende a bajar (subir), Figura 11.

De acuerdo a lo anterior, a lo largo de los ejes de vaguadas (cuñas) donde la advección de vorticidad es nula, pero donde el gradiente de temperatura es grande la ecuación de la

tendencia de geopotencial para una onda baroclínica (Figura 13), en desarrollo establece que,

$$\chi = \frac{\partial \Phi}{\partial t} \cong \left[\frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{V}_g \cdot \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \right] > 0 \text{ en cuña}$$

$$< 0 \text{ en vaguada}$$

Por tanto, se deduce que si no existe una liberación de calor diabática, para que un sistema sinóptico se intensifique debe existir advección horizontal de temperatura. Así, el geopotencial en eje de la vaguada (cuña) caerá, en asociación a la advección fría/negativa (cálida/positiva), de esta manera, en niveles medios de la atmósfera, la vaguada se profundizará y la cuña de amplificará, Quispe N. (2005).

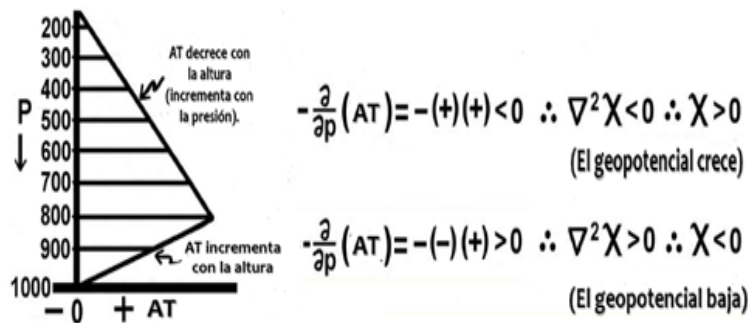


Figura 11: Representación del efecto de la advección diferencial de temperatura (AT) en la altura y geopotencial.

FUENTE: Elaboración propia.

En general, el término C aumenta (disminuye) las anomalías de geopotencial debajo de niveles medios, por debajo de las cuñas (vaguadas). De acuerdo con Lackmann G. (2011), si una columna atmosférica experimenta un calentamiento (enfriamiento) neto, el espesor de la capa debe aumentar (disminuir), consistente con la ecuación hipsométrica. De modo que, el signo de la tendencia del geopotencial depende si la superficie de presión de referencia tiende sobre o debajo del nivel de máximo calentamiento (enfriamiento), Figura 12. Sin embargo, para la superficie de presión localizada exactamente en el nivel de máxima advección termal, la tendencia del geopotencial es cero. El autor también menciona los cambios adiabáticos de la temperatura generalmente actúan para oponerse las tendencias adiabáticas; por lo que, la advección cálida (fría) conlleva al ascenso (descenso) y enfriamiento (calentamiento) adiabático. Estas asunciones surgen al eliminar el movimiento vertical de la ecuación original, Ec (25).

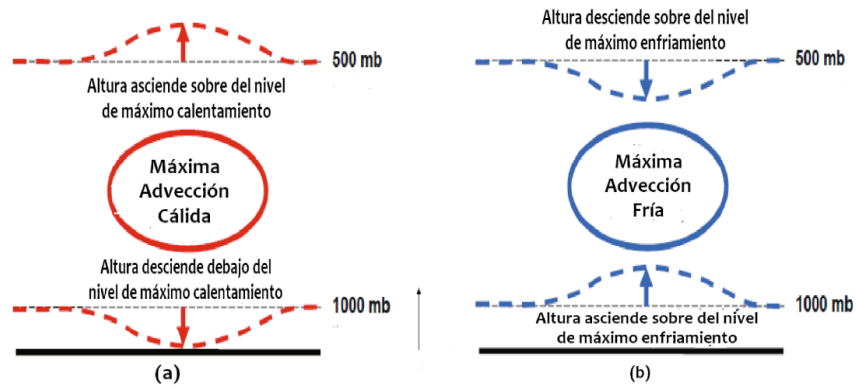


Figura 12: Esquemas idealizados representando los cambios de la altura de geopotencial asociados a la advección térmica diferencial en la ecuación de tendencia de geopotencial quasi-geostrófica.
 FUENTE: Lackmann, G, (2011). Adaptado al español para el Hemisferio Sur.

Cualitativamente, Holton (2004), resume que en ausencia de procesos diabáticos el término C debe ser diferente de cero con el fin de que sistemas sinópticos de latitudes medias se intensifiquen, a través de procesos baroclínicos. Finalmente, menciona que el término C implica también una conversión de energía potencial en energía cinética y es la base del desarrollo de una perturbación a través de procesos baroclínicos, Figura 13.

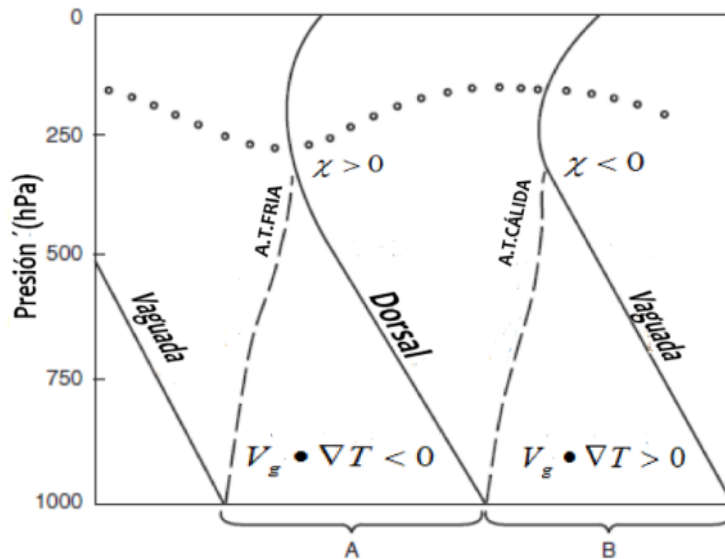


Figura 13: Sección este – oeste a través de una onda sinóptica en desarrollo mostrando la relación entre la advección de temperatura (A, cálida y B, fría) con las tendencias del geopotencial en altura.
 FUENTE: Holton, (2004). Adaptado al español para el Hemisferio Sur.

2.1.2. Teoría isentrópica.

La importancia de las ecuaciones cuasi – geostróficas se concentra en el diagnóstico del movimiento vertical y la predicción de ondas baroclínicas; sin embargo el uso de las mismas puede complicarse en el cálculo y muy pocas veces se hace uso de estas en el monitoreo sinóptico. No obstante, los atributos en ellas señalados son esenciales para el entendimiento físico de la dinámica de latitudes medias.

El marco del análisis isentrópico, Lackmann G. (2011), señala que es un método alternativo que es conceptualmente simple y perceptivo, y es, en ciertos aspectos, más fácil de usar que las ecuaciones cuasi – geostróficas, en especial la ecuación omega. Adicionalmente, Martin E. (2006), sustenta que si bien adoptando la presión como coordenada vertical simplifica un número de ecuaciones básicas al remover la densidad, las parcelas se limitan a permanecer en una superficie isobárica. En muchos casos es mejor escoger la temperatura potencial (denotada por θ) como coordenada vertical, ya que, para procesos adiabáticos, las parcelas de aire están limitadas termodinámicamente a mantenerse en la misma superficie θ , en la cual se mueven. Físicamente, θ es la temperatura que una parcela de aire tendría si la comprimiéramos (expandiéramos) adiabáticamente hasta 1000 hPa desde su presión original. Cada parcela de aire tiene un único valor de θ y ese valor es conservado por procesos adiabáticos (ej. procesos de conservación de la entropía). Por esta razón, isolíneas de θ son conocidas como *iséntropas* y el flujo de superficies a lo largo de una temperatura potencial constante es conocido como *flujo isentrópico*. Siendo esta última la mayor ventaja del marco isentrópico a diferencia de otros sistemas de coordenadas, Figura 14.

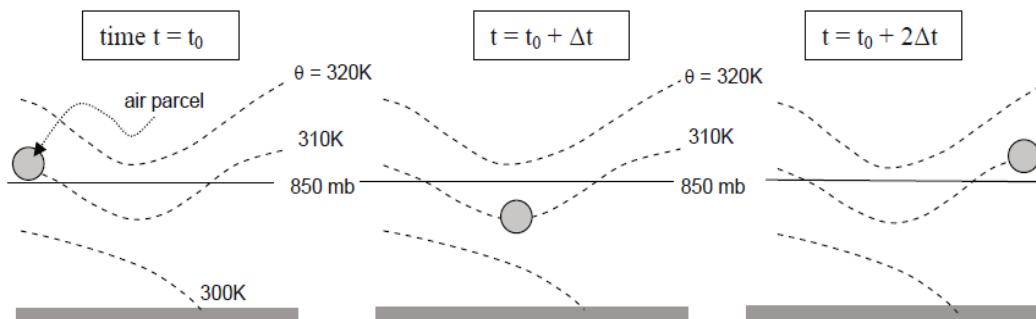


Figura 14: Secuencia idealizada del movimiento adiabático de una parcela en la superficie isentrópica de 310 – K para tres tiempos. Líneas punteadas representan las iséntropas, la línea horizontal negra representa la superficie isobárica de 850 mb.

FUENTE: Lackmann G., (2011).

a. Vorticidad potencial isentrópica.

El pensamiento de la vorticidad potencial (VP) junto a la teoría cuasi – geostrófica han probado ser útiles para el diagnóstico y entendimiento del desarrollo sinóptico en latitudes medias (Hoskins et al., 1985). La versión en coordenadas isentrópicas de la VP está dada por la expresión,

$$PV = \sigma^{-1} \zeta_{a\theta} \quad \dots \text{Ec (26)}$$

Donde, $\sigma = -g^{-1} \partial p / \partial \theta$

Es la densidad de la masa de aire en el espacio $xy\theta$, p es la presión, g es la aceleración debido a la gravedad, y $\zeta_{a\theta} = f + \zeta_\theta$ es la vorticidad absoluta isentrópica. La Ec (26) dice que la VP es el producto de la vorticidad absoluta y la estabilidad estática. Al aplicar la asunción hidrostática, la VP isentrópica, Ec (26), puede ser escrita como,

$$P = -g(\zeta_{a\theta}) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad \dots \text{Ec (27)}$$

Para movimientos adiabáticos y sin fricción, P es conservado siguiendo el flujo de en superficies isentrópicas. La Ec (27) también es denominada vorticidad potencial de Ertel, Lackmann. G (2011). Podemos establecer entonces que VP representa la vorticidad que el aire tendría si esta fuera adiabáticamente ajustada a una latitud de referencia y estabilidad estática. Las unidades comúnmente usadas son $10^{-6} m^2 s^{-1} kg^{-1} K$, siendo la unidad de VP asignado como UVP, Hoskins *et al.* (1985). Las tres propiedades son la base de la utilización de la vorticidad para representar procesos dinámicos en la atmósfera: (1) el *principio de conservación*, el cual establece que si se niega las contribuciones de procesos diabáticos y mezcla turbulenta, entonces la VP de una parcela de aire es conservada a lo largo de su trayectoria de movimiento, (2) el *principio de invertibilidad*, y (3) la *distribución climatológica* de la VP.

Mohanakumar K. (2008) señala que las dos cantidades conservativas importantes de la atmósfera son la temperatura potencial y la vorticidad potencial (VP). Estas cantidades son invariantes o fijas para una parcela de aire en particular incluso si está en movimiento.

Debido a que es un valor fijo, esto permite a la parcela ser rastreada, por ende, la propiedad conservativa actúa como un trazador sinóptico. Seguidamente, Santurette P. (2005), afirma que una parcela de aire seco moviéndose adiabáticamente entre dos superficies isentrópicas, para una sección transversal, debe conservar su temperatura potencial para mantener la masa constante, Figura 15.

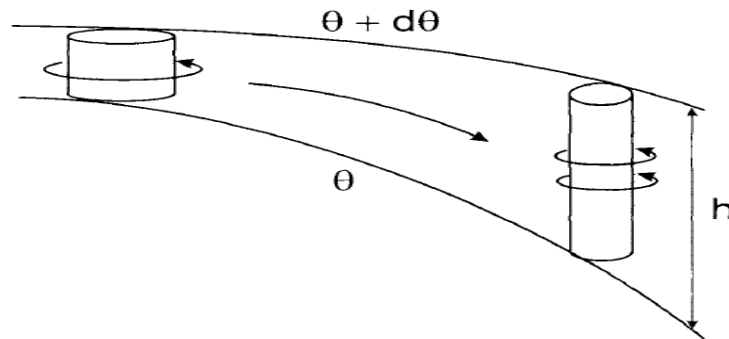


Figura 15: Conservación de la vorticidad potencial durante el descenso de vorticidad a lo largo de dos superficies isentrópicas.
FUENTE: Santurette, P. et. al., (2005).

Martin E. (2006), menciona que la VP deriva su nombre del hecho que existe un potencial para crear vorticidad relativa cambiando la latitud (a través de la manipulación de coriolis) y por cambio adiabático la separación entre capas isentrópicas (a través de la modificación de $-\partial\theta/\partial p$). El espaciado vertical entre superficies isentrópicas es una medida de la estabilidad estática.

Por tanto, manteniendo la latitud constante, la convergencia (divergencia) entre estas superficies implica disminución (aumento) de la estabilidad estática en la capa, Figura 16. Este efecto se basa en la conexión de la divergencia horizontal en coordenadas isentrópicas en relación al cambio de vorticidad, visto en la Ec (28).

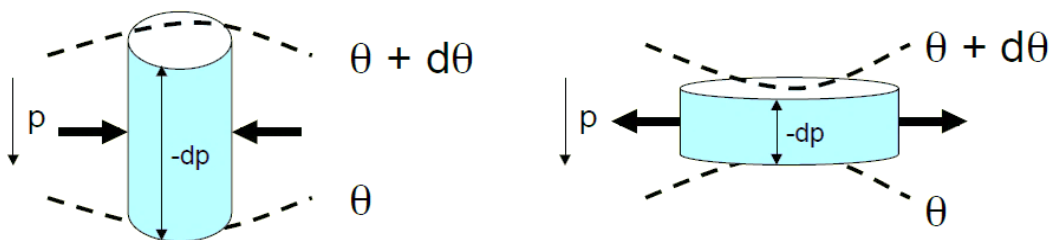


Figura 16: Implicancias de la conservación de VP. Izquierda (derecha), convergencia (divergencia) de la parcela de aire.
FUENTE: Adaptado de Martin E., (2006).

$$\frac{d(\zeta_{\theta} + f)}{\partial t} = -(\zeta_{\theta} + f)(\nabla \cdot \vec{V}_{\theta}) \quad \dots \text{Ec (28)}$$

La Ec (29) representa a la vorticidad isentrópica, utilizada para derivar a la Ec (28). Cabe señalar que la Ec (28) es negativa en el hemisferio sur, y el término $\partial\theta/\partial p$ es negativo para movimientos de escala sinóptica.

Lackmann G. (2011), menciona que el segundo principio de la VP (invertibilidad) permite la asociación entre una anomalía de VP (AVP) dada y los asociados campos termodinámicos y de viento. En ese sentido, una anomalía ciclónica (anticiclónica) de VP que este asociado a una circulación ciclónica (anticiclónica) puede extenderse mucho más lejos de la posición de máxima de la AVP misma. En el hemisferio norte (sur), las AVP ciclónicas son positivas (negativas), Figura 17. En el máximo de AVP también se incrementa la estabilidad estática (las superficies iso- θ se apiñan), por ello, la estabilidad disminuye arriba y debajo del máximo de AVP ciclónica; y para que se conserve el potencial de vorticidad, la vorticidad absoluta se incrementa arriba y debajo de la AVP para compensar esta variación en la estabilidad estática, Santurette C. (2005). Adicionalmente, la tropopausa dinámica define bien los máximos de velocidad en las corrientes en chorro de altura.

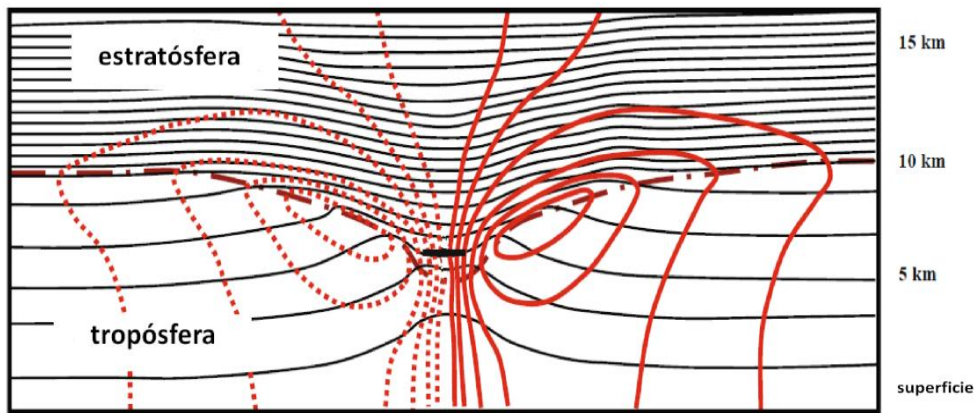


Figura 17: Sección transversal de distribución isentrópica idealizada (contornos negros) y la magnitud del viento (contornos rojos) resuelto para la inversión de AVP ciclónica (signo menos). Las líneas marrones punteadas representan a la tropopausa dinámica.

FUENTE: Lackmann, G. (2011). Adaptado al español para el hemisferio sur.

Las iséntropas deben de deformarse a fin de tener en la estructura una AVP. Mientras la AVP migra al este, el flujo adiabático relativo a la AVP ciclónica se dirigirá al oeste. Este

movimiento lo hará a lo largo de la nueva pendiente isentrópica. En efecto, existirá un movimiento vertical (descendente) al este (oeste) de la anomalía ciclónica. Este razonamiento está relacionado con ecuación de tendencia de geopotencial, Ec (25), y caracteriza cualquier perturbación sinóptica de onda corta de latitudes medias, Martin E. (2006). A partir de la Ec (25) y el desarrollo de la ecuación de *VP cuasi – geostrófica* (q), Ec (29), se obtiene la Ec (29a),

$$q = PV_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \Phi + f + \frac{f_o}{\sigma} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial P^2} \quad \dots \text{Ec (29)}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (PV_g) = -V_g \cdot \nabla (PV_g) \quad \text{ó} \quad \frac{d}{dt_g} (PV_g) = 0, \quad \frac{d}{dt_g} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \quad \dots \text{Ec (29a)}$$

En efecto, la ecuación de tendencia de geopotencial puede ser interpretada como una declaración que la Ec (29a) es conservada siguiendo un flujo adiabático y geostrófico. En la región de ascenso desarrollada existe una región clara de AVP ciclónica. Por ende, en el sistema cuasi – geostrófico, este proceso requiere ser caracterizado por un incremento de PV_g . Consecuentemente, $\chi = \partial \Phi / \partial t$ debe ser negativo y entonces el geopotencial debe caer en la región de ascenso, Figura 18. Este mecanismo es consistente con el efecto de enfriamiento adiabático en el aire ascendente, el cual reduce el espesor de la columna y disminuye los valores de geopotencial en la troposfera, Martin E. (2006).

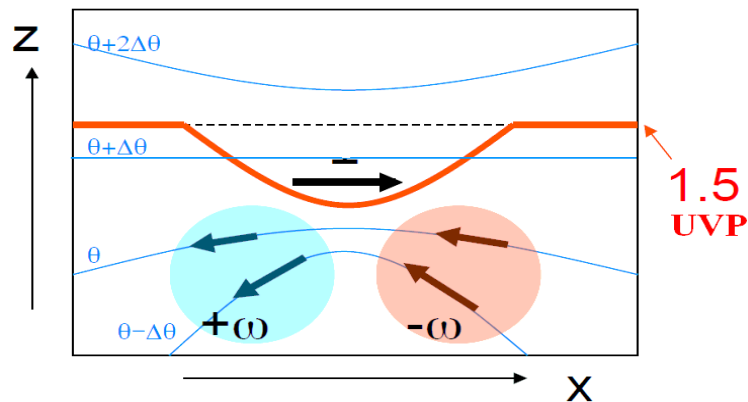


Figura 18: Esquema idealizado del movimiento baroclínico en una AVP ciclónica cerca de la tropopausa. El flujo adiabático se muestra en el área roja (azul) relativa a los ascensos (descensos).

FUENTE: Adaptado de Martin. E., (2006).

Hoskins et al (1985) muestra la forma isobárica de la VP de Ertel como sigue,

$$PV = -g \left[(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + \left(k \times \frac{\partial V}{\partial P} \right) \cdot \nabla_p \theta \right] \quad \dots \text{Ec (30)}$$

Donde ζ es la componente vertical de la velocidad relativa, k es la unidad del vector, ∇_p es el operador gradiente horizontal en una superficie isobárica, V es la velocidad horizontal. El autor corrobora el concepto de invertibilidad que establece que todos los campos meteorológicos pueden ser deducidos desde la distribución global de la VP.

b. Movimiento vertical isentrópico.

De acuerdo con Lackmann G. (2011), usando la definición de omega, y evaluando las derivadas horizontales en superficies horizontales, podemos escribir la ecuación de movimiento vertical en coordenadas verticales:

$$\left(\frac{dp}{dt} \right)_{\theta=const} \equiv \omega = \underbrace{\left(\frac{\partial p}{\partial t_o} \right)_{\theta}}_{\dots A \dots} + \underbrace{\vec{V} \cdot \nabla_{\theta} P}_{\dots B \dots} + \underbrace{\frac{\partial p}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt}}_{\dots C \dots} \quad \dots \text{Ec (31)}$$

En condiciones adiabáticas, el término C puede ser eliminado. El termino A representa la tendencia local de la presión en un punto específico. El término B es la advección de la presión, el cual es más dominante entre todos. Este término puede determinar el signo del movimiento vertical, siempre y cuando la distribución de la presión este en un estado estable ($\partial p / \partial t = 0$); sin embargo, no es posible encontrar este estado en la atmósfera. A pesar de esa dificultad se puede determinar el signo del movimiento vertical correctamente considerando la advección de presión en una superficie isentrópica. Si el flujo de viento isentrópico es dirigido desde altos (bajos) valores de presión, entonces el movimiento ascendente (descendente) es implícito.

c. Intercambio estratósfera – tropósfera.

Mohanakumar K. (2008), señala que el intercambio de masa entre la tropósfera y estratósfera es parte de una circulación general a través de la tropopausa. Sobre esta, la absorción de radiación solar por ozono conduce a un calentamiento de la estratósfera. Este calentamiento es alto (bajo) en los trópicos (polos). En la tropósfera la estabilidad atmosférica es mucho menor que en la estratósfera y por tanto la mezcla es mucho mayor y rápida en la tropósfera que en la estratósfera. La tropopausa, en efecto, actúa como una barrera para el transporte de aire ascendente. La Figura 19 muestra que el calentamiento del aire se incrementa en los trópicos con la cual se enfría y mueve hacia los polos. Si bien la dinámica entre ambas estructuras son inseparables, estas regiones pueden ser consideradas separadamente, ya que el intercambio vertical en la tropósfera (estratósfera) toma de horas a días (de meses a años), siendo una vía importante para esta diferencia los movimientos baroclínicos de latitudes medias, respecto de la tropósfera.

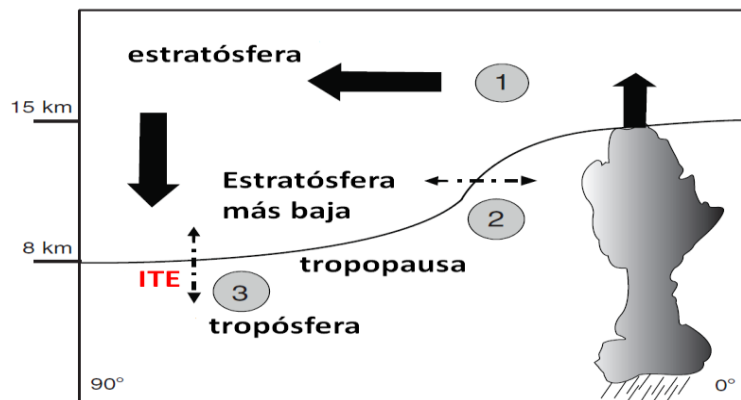


Figura 19: Esquema de intercambio direccional de la circulación global entre la estratósfera y la tropósfera.

La región de intercambio es señalada como ITE (Intercambio estratósfera - tropósfera).

FUENTE: Mohanakumar. K., (2008). Adaptación propia al español.

Las perturbaciones físicas de escala sinóptica y meso – sinópticos son los principales mecanismos de ITE. El autor también señala que el ITE puede ocurrir si las capas constantes de temperatura potencial cruzan la tropopausa o si existen perturbaciones y si ocurren transportes convectivos en latitudes medias.

La tropopausa es caracterizada por un incremento de la estabilidad estática en movimiento desde la tropósfera a la estratósfera. La tropopausa tropical usualmente es identificada con una iso- θ igual a 380 – K, mientras la extra – tropical corresponde a una superficie de VP

constante. Bluestein H. (1993) menciona que valores de VP menores a 1.5 UVP están generalmente asociado con aire troposférico, sin embargo, valores altos, superiores o iguales a 1.5 UVP están usualmente asociado a aire estratosférico. El autor también menciona que la iséntropa de 315 – K varía poco con la latitud, si bien, esta se ubica en la estratosfera en los trópicos y en la alta troposfera en latitudes medias. Mientras, la superficie isentrópica de 300 – K presenta una pendiente mucho mayor entre 1000 mb y 300 mb con la latitud, y se ubica casi siempre en la tropósfera. Además, Lackmann G. (2011) remarca que los valores comprendidos entre 1.5 – 2.0 UVP son normalmente usados para definir a la *tropopausa dinámica (TD)*, un término que se refiere a la definición de la tropopausa utilizando una iso-superficie de VP.

Para resumir, la Figura 24 muestra esquemáticamente las diferentes capas estratosféricas y los procesos dinámicos que ocurren en cada una, así como, el ITE y los mecanismos envueltos en periodos de escala larga y corta. En la tropopausa el transporte a lo largo de la iséntropas ocurre en compensación adiabática, mientras el transporte a través de ellas requiere de procesos diabáticos. Dado que esta capa intersecta las iséntropas, el transporte ocurre bajo los dos mecanismos. En las regiones de tropósfera alta y estratósfera más baja las superficies isentrópicas intersectan la tropopausa, por lo que el aire puede ser irreversiblemente transportado como movimientos turbulentos adiabáticos. Esto último conduce a un desplazamiento latitudinal de la tropósfera, siendo este transporte a través de la tropopausa asociado con turbulencias baroclínicas de escala sinóptica o con levantamiento/descensos diabáticos a escala global.

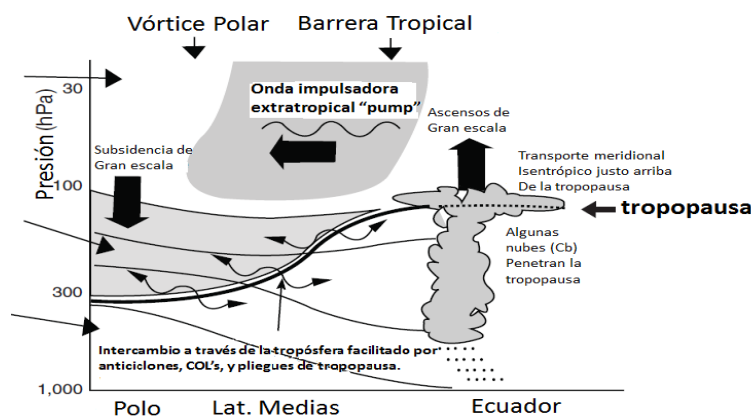


Figura 20: Representación esquemática del ITE a través de la tropopausa.
 FUENTE: Mohanakumar. K., (2008). Adaptación propia al español.

2.2. PATRONES SINOPTICOS ASOCIADOS AL JCBN

2.2.1. Corriente en chorro (Jet Stream).

La corriente en chorro (JS, por sus siglas en inglés) es una zona de vientos máximos en altura, esta región de vientos máximos depende directamente del gradiente horizontal de temperatura (Holton, 1990) y la presencia del mismo, es señal de la existencia de dos masas de aire con una frontera que las separa. Para altos niveles de la atmósfera, próximo a la tropopausa, existe una región donde la componente del viento zonal de oeste alcanza valores máximos, Figura 21.

Quispe N. (2005) planteó que durante los meses de verano (diciembre, enero y febrero) el JS se sitúa entre los 40°S a 50°S, con intensidades promedio máximos por encima de 32 $m.s^{-1}$, y al promediar la intensidad de viento máximo mensual el JS subtropical desaparece, prevaleciendo el JS polar o extratropical; mientras que, para los meses de invierno (Junio, julio y agosto) alcanza su máxima intensidad y acción en Sudamérica con valores medios de 45 $m.s^{-1}$. El JS subtropical juega un papel muy importante en los procesos de intercambio estratósfera y tropósfera asociado a hundimientos de la tropopausa provocados por anomalías frías en niveles medios.

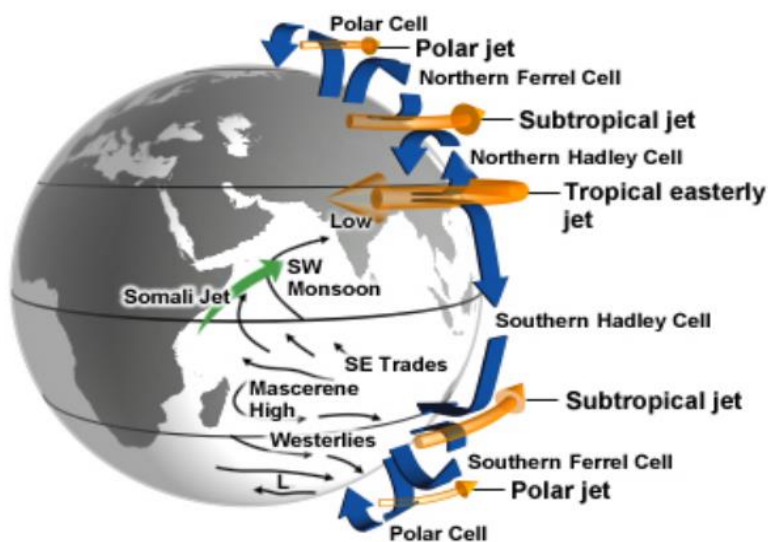


Figura 21: Esquematización de las corrientes en chorro para ambos hemisferios.
FUENTE: NCAR/ The Comet Program (MetEd, 2010).

a. Divergencia cruzada del JS.

Uccellini (1987), hace referencia de una porción dentro del JS, donde los vientos a lo largo del flujo central son más fuertes que en otras áreas a lo largo del JS, estas son conocidas como jet streak. Las regiones de entrada y salida del jet streak (Figura 22) son muy importantes para el movimiento vertical, sistemas de presión en superficie, y precipitación organizada dándole suficiente humedad en bajos niveles. Las regiones de salida, donde las parcelas de aire salen fuera del jet streak y desaceleran corriente abajo del Jet Central (Figura 22b). Las regiones de entrada son por donde las parcelas de aire entran al jet streak y aceleran corriente arriba del jet central (Figura 22a).

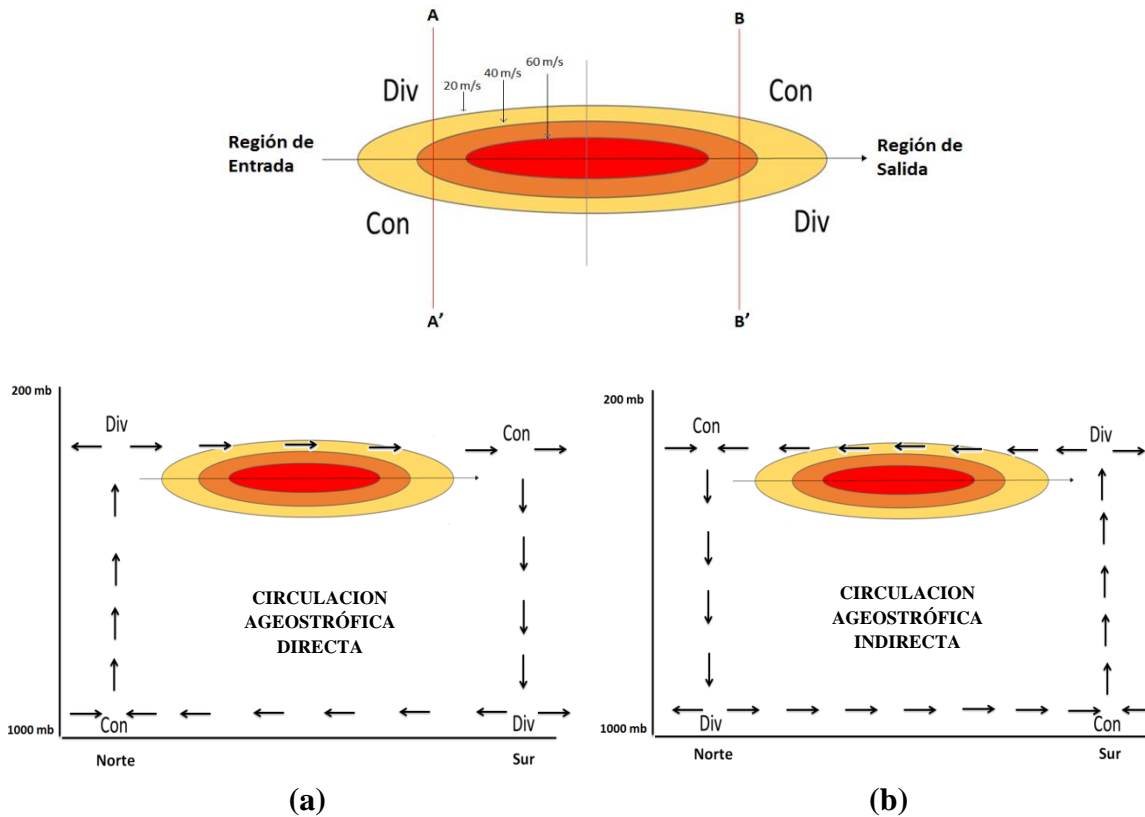


Figura 22: Regiones de entrada y salida del JS.
FUENTE: Elaboración propia.

The Aviation Weather Center/Transition Aviation Program, Centro de Pronósticos Mundiales en Washington D.C., estableció un criterio para evaluar la posición del jet streak en la carta de 250 hPa basándose en valores promedios del nivel de altura de geopotencial (Tabla 1).

Tabla 1: Caracterización del JS.

Jet Subtropical	: Sobre los 10,440 mgp (típicamente 10680 mgp.).
Rama Norte del Jet Polar	: Entre 10,200 y los 10,440 mgp.
Rama Sur del Jet Polar	: Bajo los 10,200 mgp (típicamente entre 10,080 y 960 mgp).

FUENTE: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/jet2.shtml>.

2.2.2. Circulaciones cerradas de altura (Cut – Off Low).

Es un sistema que se genera en niveles de alta tropósfera asociado a procesos de fuerte ondulación y aislamiento de la circulación del JS; para luego propagarse en niveles medios y en muchos casos hasta niveles bajos. Algunos autores, Bosart et al. (1992), Nieto R. et al. (2008), definen a la Cut-off - Low (COL, por sus siglas en inglés) como un sistema aislado de alta vorticidad potencial ciclónica, que se extiende desde baja estratósfera hacia alta tropósfera; mientras que otros, Godoy A. et al. (2011), definen COLs o ciclón de tropopausa a la circulación cerrada en alta tropósfera y baja estratósfera, además señalan que en latitudes medias son el resultado de procesos dinámicos en el cual la masa de aire con alta vorticidad potencial es segregada de la estratósfera polar aislándose en la tropósfera de latitudes medias.

Pizarro, J. y Montesinos A. (2000), clasifican tres tipos de COLs sobre la costa de Chile: el tipo A, es caracterizado por circulación ciclónica en una vaguada profunda seguida por una dorsal con orientación NW/SW; el tipo B, es similar al tipo A, pero el centro de la baja presión es observada en la superficie debajo de la vaguada; y el tipo C, es caracterizado por una vaguada en media tropósfera con orientación NE/SW.

Quispe N. (2004) resalta que pocas son las situaciones de COLs, que se forman sobre latitudes tropicales del Pacífico suroriental según experiencia del Servicio Meteorológico del Perú, quienes afirman que al presentarse al norte de los 25°S, estos sistemas provocan diferentes fenómenos meteorológicos tales como intensas lluvias en el verano, vientos fuertes y/o tormentas de nieve en el invierno que ocasionan pérdidas de vidas humanas, graves daños en la agricultura, ganadería e infraestructura siendo la sierra sur del Perú la región más afectada en estos eventos.

Calle M. V. (2010), identificó un sistema de COL, con posición y circulación meridional inusual para Sudamérica. En el estudio se vio que la característica física más saltante del COL fue el descenso bórico de la tropopausa, comúnmente llamado “hundimiento de la tropopausa dinámica” hasta niveles bóricos entre 450 y 500 hPa en el núcleo del COL. El hundimiento fue provocado por la cizalladura ciclónica, que se generó por el paso del intenso JS (150 Kt) bifurcado en sus ramal norte y sur, y permitió el intercambio energético entre la tropósfera y la estratósfera. La elaboración de un modelo conceptual del COL explicó su desarrollo, Figura 23.

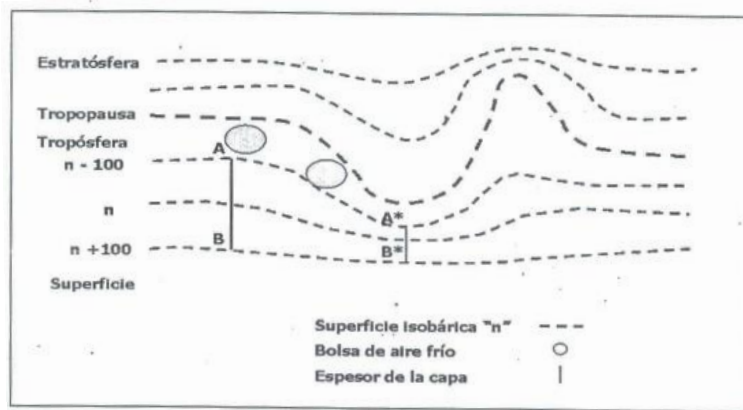


Figura 23: Modelo conceptual de la caída de la tropopausa en un evento COL.
FUENTE: Artículo M.SC.Calle V. (2010)

2.2.3. Anticiclón del pacífico subtropical sur este (APSE).

El APS se extiende sobre toda la cuenca oceánica del Pacífico Sur y es el forzante dominante del sistema de las corrientes de Humbolt. Este Anticiclón posee ciclos estacionales, interanuales e interdecadales. A escala estacional (Figura 24) durante el verano, el anticiclón es más intenso en la zona costera central y sur de Chile (aproximadamente hacia 35°S), mientras que en invierno este sistema se fortalece a lo largo del litoral peruano (aproximadamente hacia 20°S). Específicamente en las costas de Perú durante el invierno los vientos favorables a la surgencia (hacia el norte) incrementan su velocidad respecto al verano. Este viento paralelo a la costa advecta aguas hacia el norte y además ocasiona un transporte de Ekman costa afuera, con el consecuente incremento del afloramiento de aguas provenientes de estratos más profundos. Este patrón estacional de vientos es más acentuado hacia el sur. Por el contrario, al debilitarse el APS, los vientos provenientes del sur decrecen en magnitud, la ocurrencia del transporte de Ekman se hace

más escasa y la capa de mezcla se hace más somera, lo que provoca que los nutrientes no se aprovechen al máximo (Ancapuchín S., 2012).

Garreaud y Muñoz (2005) observaron que entre los 18°S – 28°S existe una baja variabilidad estacional mientras que entre los 30°S – 40°S la mayor variabilidad estacional promueve procesos de hundimiento durante la época de invierno con vientos hacia el sur.

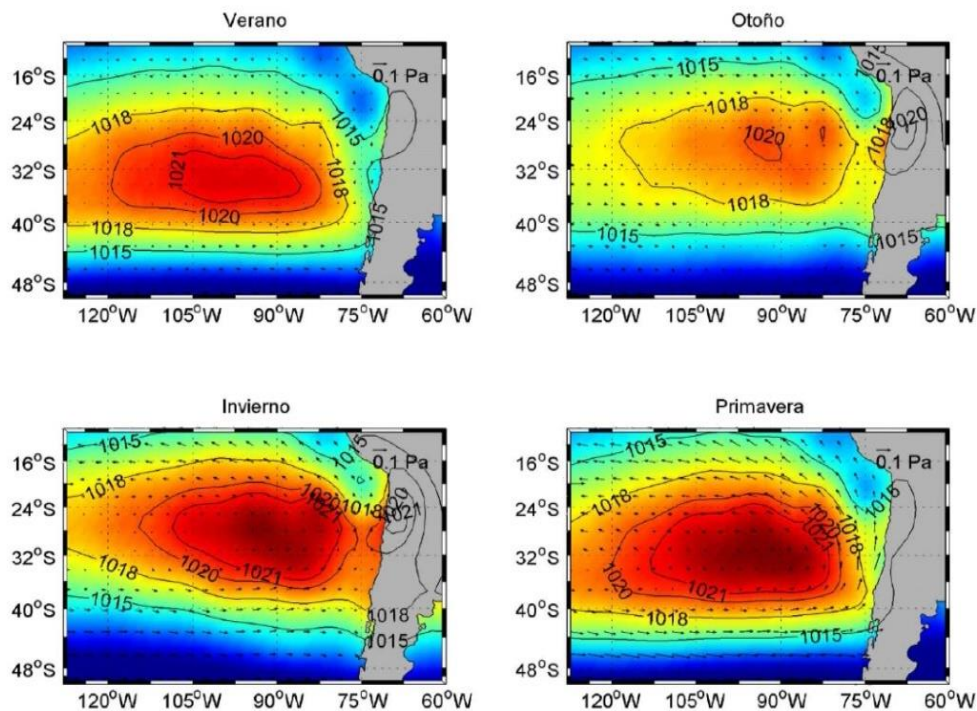


Figura 24: Promedio climatológico estacional de la presión atmosférica (hPa) a nivel media del mar (colores y contornos), y vectores de esfuerzo del viento (Pa) entre el 2000 y 2009.

FUENTE: Ancapuchín (2012).

2.3. FORZANTES FÍSICAS MODULADORAS DEL JCBN

2.3.1. Tropopausa dinámica (TD).

Quispe N. (2009) definió TD como el límite de intercambio troposférico y estratosférico de acuerdo a lo establecido por la WMO (World Meteorology Organization), la cual define la TD como el nivel más bajo de la estratósfera en donde la temperatura disminuye a una razón menor o igual a 2 K por kilómetro. Adicionalmente a la sección 2.1.3, Holton (2004), señala a la TD como un nivel característico por un mínimo de temperatura y cuya altura varía desde alrededor de los 16 km próximos a la línea ecuatorial hasta 9 km en las

cercanías a los polos. La tropopausa se caracteriza, principalmente, por una piscina caliente en una superficie (ej. 200 hPa) de alta estabilidad estática (≈ 10 K por 50 hPa).

Calle M. (2004) estableció que el comportamiento dinámico de la interacción entre la tropósfera y estratósfera sigue el principio físico: “Conservación de la energía y de la masa” que en la atmosfera se puede sustentar por: el principio de Bernoulli, conservación de la energía mecánica y la Vorticidad potencial (VP, de aquí en adelante).

Santurette. P *et al.* (2005) plantearon que la TD puede ser representada a través del estudio de la VP, ya que ésta presenta propiedades conservativas en la estructura del campo Isentrópico. La conservación de la VP en la atmósfera induce cambios en el efecto de expansión/contracción de las iséntropas para un gradiente débil/fuerte de temperatura potencial ($\partial\theta$) respectivamente. Por ende, el transporte de un máximo de VP afecta el flujo sinóptico y, como consecuencia, produce movimiento vertical. El mismo autor manifiesta que la TD es el nivel que mejor revela al JS y jets streaks. Cuando un área de tropopausa baja se mueve cerca del JS, esta anomalía de tropopausa baja interactúa con el JS; y un área de vientos anómalos se añade directamente al flujo de vientos del JS, de tal manera que esta anomalía aparece como un máximo local del JS. Además el plegamiento de la tropopausa tiende a aumentar en el borde de la anomalía, el cual aumenta el viento máximo local. Este aumento es caracterizado por la confluencia/difluencia de flujos de viento ascendentes/descendentes en alta troposfera. Concluye, entonces, que un jet streak puede ser visto como una perturbación del JS causado por la interacción entre el JS y la TD. En este sentido, (1) una anomalía de TD fuerte al interactuar con un intenso JS llevará a la intensificación de la perturbación y estará acompañada por flujos verticales, y (2) una fuerte pendiente de la TD puede aparecer en el lado frío de un jet streak, conduciendo al apiñamiento de la TD.

Bosart L. *et al.* (1992) en su estudio del ciclo de vida de una COL determinaron que la circulación ciclónica al alcanzar niveles medios (620 hPa para el caso de estudio) se acopla con la región de máxima velocidad del jet streak en la base de una vaguada. Concluyen que tanto la penetración de la TD, movimiento descendente e incremento de la VP en sobre el centro de baja presión y bajo la piscina cálida ocluida de niveles bajos estratosféricos permitieron la primera oclusión de la COL.

2.3.2. Estructura baroclínica y estabilidad.

Estudios abocados al jet costero de California manifiestan que en un estado baroclínico, las superficies isentrópicas están inclinadas hacia las superficies de presión constante y no se genera advección de cálida o fría. Seguidamente, observaciones hechas en la costa de California demuestran que la diferencia entre los vientos más fuertes mar afuera, respecto a la costa, se dan durante todo el día. Esta diferencia de magnitud entre mar y costa es debido a la diferencia friccional existente entre ellos, además del gradiente de presión, el cual se incrementa hacia la costa.

De lo anterior, Parish *et al.* (2000) analizaron observaciones en la estructura de la CLM fuera del centro de California para dos episodios, en la cual la máxima velocidad del viento se extendió más de 100 km desde la costa de donde fueron observados. En ambos casos, velocidades máximas de viento sobre 25 m.s^{-1} fueron registrados en la capa de inversión de la CLM. El encontró que el jet está en un estado de balance cuasi – geostrófico en superficie y que el balance de viento termal está sostenido por la inversión de la CLM. Concluyen que en el JCBN, el ajuste geostrófico de una circulación termal es forzada por el cambio térmico de mar y tierra.

Para las condiciones de estabilidad presentes en el desarrollo del jet costero de bajos niveles (JCBN), se necesita que una mezclada capa limite marina (CLM) fría se tienda sobre el océano con alguna superficies isentrópicas cerca de la superficie. Esta CLM es sesgada por una limitante inversión de apiñamiento de iséntropas hasta el litoral. El tope de la inversión fluye hacia el occidente, indicando la profundización de la CLM con el incremento de la distancia mar afuera. Este incremento de la profundidad es debido a la combinación de la subsidencia debilitándose a gran escala hacia el oeste. Asimismo, el efecto organizado de la CLM tiende a disminuir al acercarse a la costa, donde las iséntropas son más perpendiculares a la superficie y desorganizadas, debido al calentamiento diurno de la superficie más continental (Figura 25).

En un sistema de mesoescala, la pendiente de iséntropas marca el tope de la CLM y comprende una estructura baroclínica. Un fuerte gradiente de presión en superficie, cerca de la costa es generado por este comportamiento, el cual da a lugar al JCBN. Seguidamente,

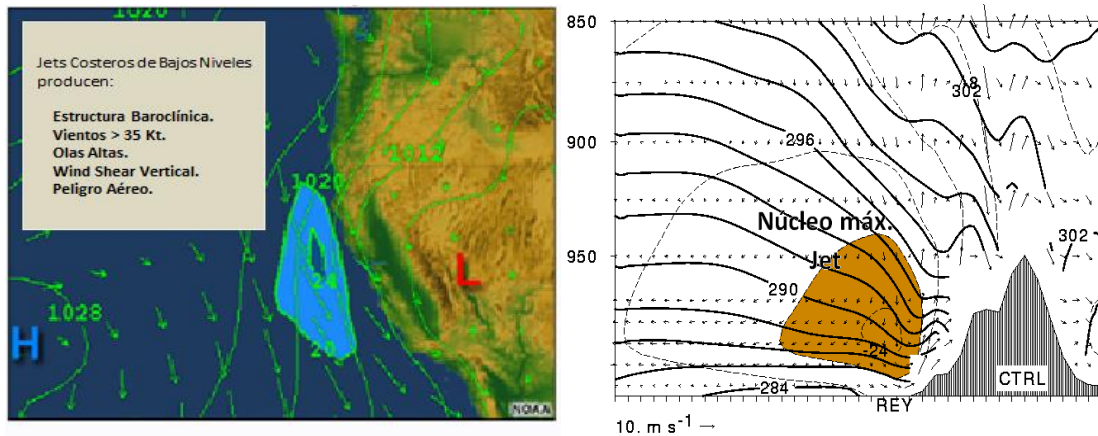


Figura 26: Gradiente de presión (Izquierda) y la ubicación del máximo de viento asociado al JCBN (derecha). Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.
 FUENTE: MetEd (2004) y Miller D. et al., (1995). Adaptación propia al español.

Las condiciones de escala mayor conducidas al desarrollo del JCBN inician con un persistente flujo sinóptico orientado paralelo a la costa. La circulación anticiclónica alrededor del sistema de Alta presión, en superficie, provee el flujo sinóptico necesario, como pre-condicionante, para el JCBN. Además, observaciones indican que el JCBN se desarrolla en compensación de la fuerza de gradiente de presión, orografía, superficie del mar y la inversión de la CLM (Figura 27). Luego, la subsidencia debajo del sistema de alta presión subtropical en combinación con la temperatura superficial del mar fría lleva a la formación de una fuerte inversión de la CLM, así dentro de la variación diurna, la surgencia de vientos paralelos a la costa, sugieren un apiñamiento de la CLM, saturándola cerca de las zonas costeras, donde el afloramiento localizado aporta a que la temperatura de agua de mar (TSM, de aquí en adelante) se mantenga fría; y acelerando el JCBN hacia las zonas de menor presión. Entonces, como consecuencia de temperaturas más cálidas sobre el continente, la inversión mantiene una pendiente inclinada hacia la costa. Esto último, lleva a una estructura baroclínica que resulta en el aporte a la aceleración del flujo cerca a la costa. (Extraído de las notas de clases del Dr. J. M. Gálvez).

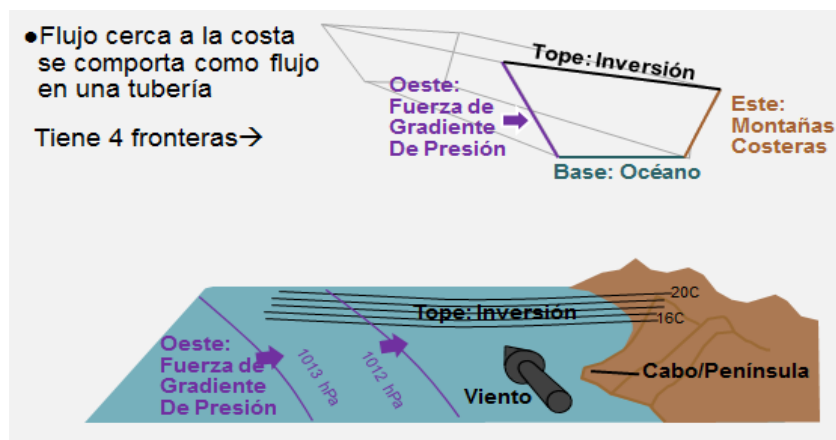


Figura 27: Fronteras del JCBN. Modelo idealizado para la costa central y sur central del Perú.
 FUENTE: Extraído de las clases del Modulo “Meteorología Costera” dictado por el Dr. José Manuel Gálvez.

2.3.3. Forzante termal

El estudio de los espesores (Figura 28) está directamente ligado a la temperatura media de la capa entre la superficie y niveles superiores. Por tanto, el fuerte centro de gradiente térmico en superficie está asociado con el fuerte centro de gradiente de presión, con respecto a la alta presión (sobre el océano) hacia la baja presión (en continente). Este comportamiento es reflejado por la inclinación de la pendiente de 1000 hPa. Mientras, si nos dirigimos hacia 850 hPa, la temperatura fría sobre el océano resulta de un acortamiento del espesor sobre este, pero temperaturas más cálidas sobre el continente se deben al aumento del espesor sobre esta región. De esta manera, el efecto combinado del apiñamiento del espesor en el océano y el engrosamiento sobre continente, produce una inclinación suavizada de espesores desde 850 a 1000 hPa. Hacia 500 hPa, la pendiente se invierte, hacia el océano, reforzando la vaguada entrante hacia continente.

La existencia básica de estos JCBNs se debe a la persistencia de la estructura baroclínica sobre la estructura de la inversión de la CLM, la cual se vuelve pieza importante en la estructura del JCBN, donde la pendiente de la inversión fuerte domina para determinar el espesor entre capas isobáricas. Al observar las capas de 500 – 850 hPa y 850 – 1000 hPa es claro ver que existe un gradiente térmico que impulsa el giro del viento hacia la costa. Sin embargo esta estructura dinámica y térmica puede variar de acuerdo al nivel de análisis, ya que el efecto de la inversión de la CLM sobre el JCBN puede verse en niveles más bajos, dependiendo de la altura de la orografía (topografía costera) y la posición latitudinal de la

velocidad máxima de viento sobre la costa. (Extraído del módulo de estudio - low level coastal jets).

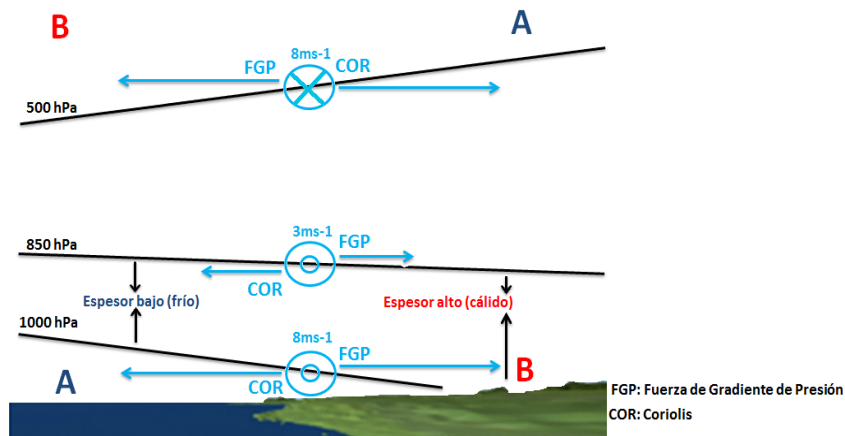


Figura 28: Esquema idealizado de la distribución de espesores (estructura baroclínica) para el JCBN.

Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.

FUENTE: The Comet Program – MetEd (2004), Low Level Coastal Jets. Adaptación propia al español.

2.3.4. Topografía.

La topografía o sistema de cordillera de costa es una de las cuatro fronteras de bloqueo para el encajonamiento del JCBN, véase la sección 2.3.3 – Figura 28. Las otras corresponden a la fuerza de gradiente de presión, base oceánica y el tope de inversión en una CLM mezclada. Este encajonamiento permite que el flujo se canalice pendiente arriba sobre la zona costera, donde el efecto de península sobre la costa servirá de impulsor hidráulico para la aceleración del flujo meridional (Figura 29). Los efectos de temperatura contribuyen en la intensidad del JCBN. Dado el calentamiento diurno sobre la zona costera hacia continente y la acción débil de la componente friccional de los vientos sobre el océano, se esperaría un componente débil del flujo cuasi – geostrófico desde una zona de alta a baja presión sobre continente (visto en la sección anterior). Sin embargo, debido al efecto de la presencia de la fuerte inversión en bajos niveles, la cordillera de costa tiende a bloquear la componente de brisa de mar del flujo entrante. Subsecuentemente, este flujo cuasi – geostrófico gira por la costa hacia la zona de baja presión a lo largo de la línea costera e influenciado por la fuerza de coriolis (Extraído del módulo de estudio - Low Level Coastal Jets).

En el caso del JCBN de California, el cual presenta un mecanismo de control similar al presente estudio, la región de menor presión típicamente tiende hacia el sur (flujo de viento hacia el ecuador), así que el flujo cuasi – geostrófico incrementa la magnitud en la dirección NW. Por tanto, la orografía juega un rol en: (1) mantener el flujo de viento paralelo a la línea costera, (2) suprimir el efecto de la componente de brisa marina que se pueda desarrollar, y (3) mantener el gradiente de temperatura y presión fuerte cerca de la costa.

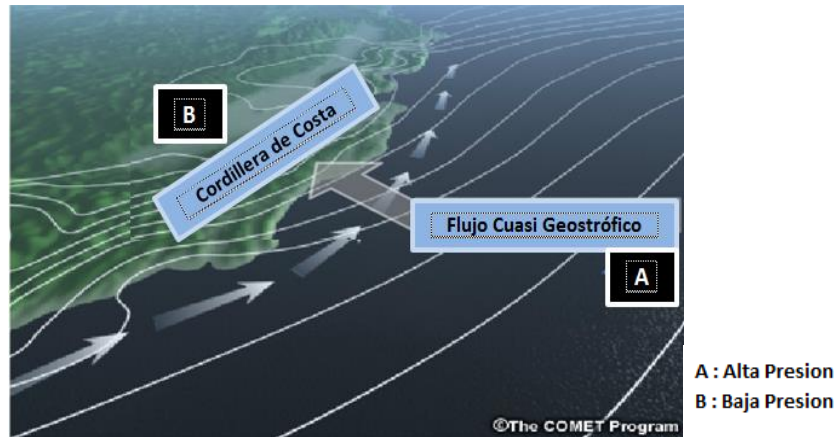


Figura 29: Efecto de la topografía costera sobre el JCBN. Configuración presentada para el jet costero de la costa oeste de California.

FUENTE: The Comet Program – MetEd (2004), Low Level Coastal Jets. Adaptación propia al español.

Garreaud R. *et al.* (2005) encontraron que el flujo de viento asociado al JCBN chileno está aproximadamente en balance geostrófico, cerca del tope de la CLM. Mencionan también que la ladera occidental de los Andes, la cual se extiende a lo largo de la inclinación de la inversión, sirve como una barrera para impedir el desarrollo de fuerte flujo de viento de componente este a niveles bajos.

2.4. DIFERENCIACIÓN DEL JCBN Y LOS EVENTOS “PARACAS”

En el Perú, el estudio del JCBN (de aquí en adelante) no se ha ampliado hacia la comunidad científica, salvo denominaciones locales como “vientos Paracas” (Escobar, 1993), definidos como aquellos que son capaces de levantar polvo y arena alcanzando una visibilidad menor a 100 metros, según los reportes del aeropuerto de Pisco entre 1948 y 1990, con una velocidad promedio que oscila entre 15 y 35 nudos, y además de definir la estacionalidad de este fenómeno (Julio y Agosto) y la duración típica del mismo. Sin embargo, mayor explicación extendida de la dinámica que domina en la ocurrencia del JCBN no fue detallada.

Quijano (2011) determinó, a partir de experimentos desarrollados, que los mecanismos encargados de generar “Vientos Paracas” fueron la interacción de factores a escala regional y local. Por un lado el viento costero se intensificó desde la madrugada previa al fenómeno mediante un incremento del gradiente de presión latitudinal al sur del Perú ($15^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$; $\approx 75^{\circ}\text{W}$), y por otro lado, la topografía, cuya función canalizadora de flujo; permiten que el fenómeno se desarrolle en ciertas regiones del desierto, el cual al exceder un umbral o “gatillador local”, como fue la velocidad de fricción (mayor a $0.72 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), pueda generar estos vientos fuertes sobre el desierto. El autor llega a la conclusión que existe una diferencia, que salta a la vista, entre los “Vientos Paracas” y los JCBNs tanto a nivel de escalas como de mecanismos físicos, a su vez, acentúa que los JCBNs son flujos paralelos a la línea costera y los “vientos Paracas” penetran la costa y originan erosión del suelo. No obstante, ambos fenómenos, son manejados por el principio de conservación de masa, pero en escalas diferentes, siendo el JCBN un factor a escala regional favorable a la recurrencia de un “viento Paracas”.

Por otro lado, cabe señalar que en Sudamérica, existen estudios abocados a la dinámica de mesoescala del JCBN chileno. Entre ellos, Wang S. et al. (2010) basándose en las observaciones de satélite y modelamiento numérico han demostrado que este JCBN en dirección norte ocurre fuera de la costa de Chile bajo la influencia de un sistema semipermanente de alta presión del sureste del Pacífico.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. MATERIALES

3.1.1. Área de estudio.

La región suroriental del Pacífico sur concentra gran parte de los fenómenos atmosféricos asociados a la dinámica tropical, subtropical y de características de latitudes medias que, en interacción con el océano, modulan la variabilidad atmosférica de alta frecuencia (tiempo y clima) de escala sinóptica (regiones > 1000 km) y mesoescala (escala horizontal comprendida desde unos pocos hasta varios cientos de kilómetros) en una extensión meridional comprendida desde el norte del ecuador terrestre hasta el sur de los 55°S, sobre el continente sudamericano, Garreaud R. *et al.* (2007). Sumado a este pensamiento, el atributo principal de la cordillera montañosa de los Andes (a lo largo de la costa oeste de Sudamérica con máximos sobre los 4.5 km) de barrera climática mantiene las condiciones secas hacia la vertiente occidental en los subtrópicos (costa de Perú y norte de Chile principalmente) y sirve de bloqueo para perturbaciones atmosféricas de niveles bajos (tropósfera media y baja) que se modifican su configuración en su trayectoria oeste – este, (Figura 30).

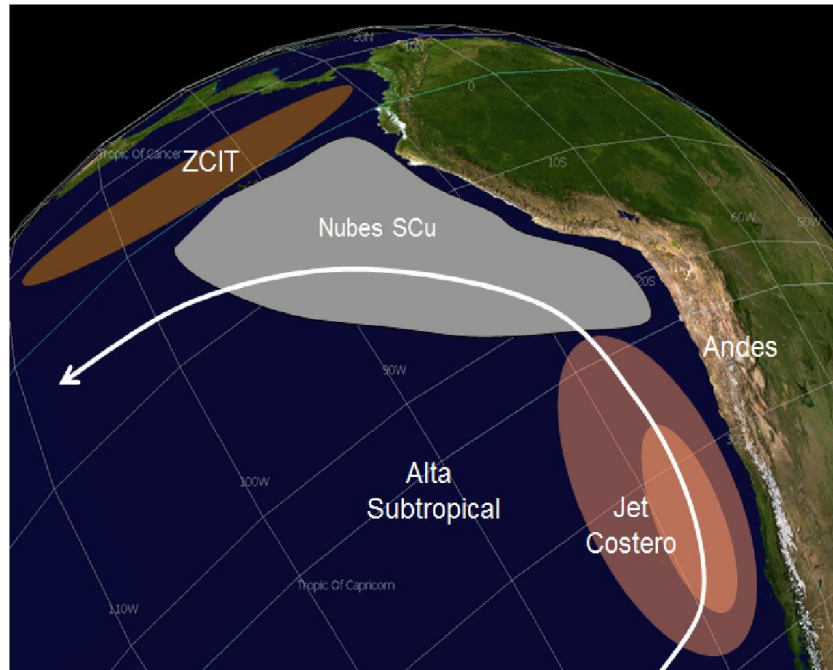


Figura 30: Principales características sobre el Pacífico sur oriental.
 FUENTE: Garreaud R. (2007) . Adaptación propia al español.

El clima seco de la región subtropical (desiertos áridos de Perú y Chile) mencionado es explicado por el proceso de subsidencia exacerbada estacional a través del Pacífico, Gilford M. *et al.* (1992). Es así que parte del estudio, de escala sinóptica (Figura 31), el enfoque es la región del Pacífico sureste y la ladera occidental de los Andes, cuyos límites comprendidos son 105°W – 60°W/49°S – 1°S.

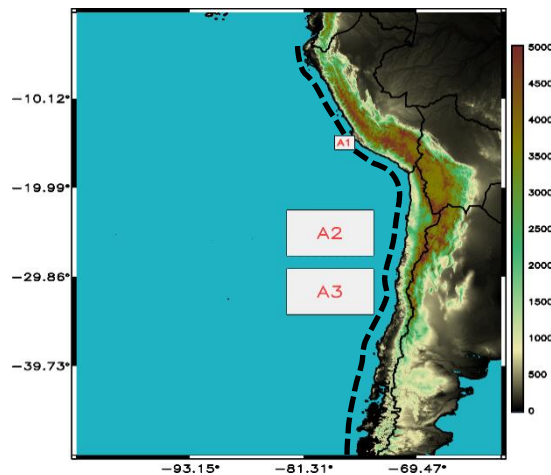


Figura 31: Área de estudio y zonas utilizadas para el análisis sinóptico. La línea punteada representa la limitación costera empleada.
 FUENTE: Elaboración propia.

Finalmente, el enfoque de mesoescala corresponde al terreno costero, variable por su angostura latitudinal (entre 20 a 30 km al sur de Pisco 16°30'), Veblen T. *et al.* (2007), referencial a la cordillera costera (relieves máximos de 700 m) y morfología, limitado por el litoral centro – sur del Perú, centro – norte de Chile, y los Andes, con extensión mar afuera (Figura 32); los mecanismos físicos a resolver se detallan en la metodología.

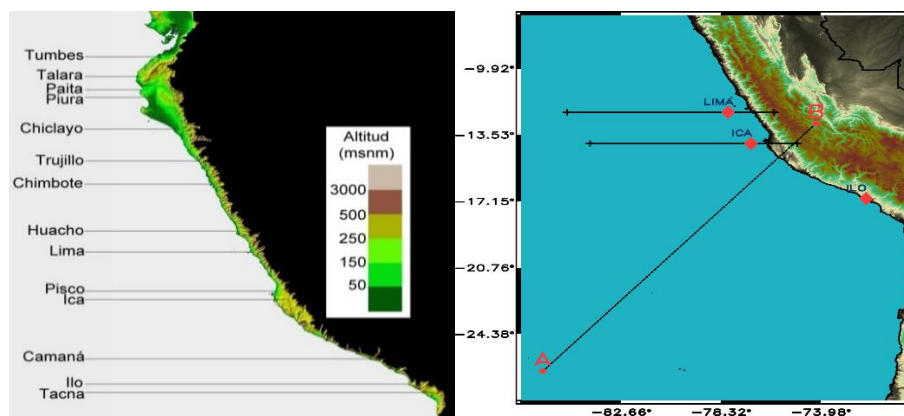


Figura 32: Área de estudio empleada en el enfoque de mesoescala. Se señalan las secciones a utilizar.
FUENTE: Elaboración propia.

3.1.2. Información meteorológica.

El enfoque del estudio respecto al uso de la información observada fue el siguiente:

a. De las estaciones meteorológicas costeras.

Se usaron registros horarios (UTC/GMT, (-5h) hora local) de la variable velocidad del viento en nudos (Kt , $1Kt \cong 0.5ms^{-1}$) emitidos y codificados cada hora por las plantillas de mensajes del tipo METAR (Meteorological Terminal Aviation Routine Weather Report), provenientes de la red de estaciones meteorológicas aeronáuticas de la Corporación Peruana de Aeropuertos y Aviación Comercial (CORPAC), durante un periodo 9 años para 6 estaciones representativas a lo largo de la costa peruana (Talara, Piura, Chiclayo, Trujillo, Lima, y Pisco) considerando una altitud máxima de 100 msnm, Tabla 2. Cabe resaltar que se eliminaron algunas estaciones, bajo los siguientes criterios: (1) insuficiencia de datos continuos horarios durante 24 horas (Ilo y Nazca), y (2) ubicación no limitante con la franja costera (ej. Tacna). A las estaciones resultantes, se le aplicó un control de calidad previo a su uso, con el periodo base significativo comprendido entre el año 2006 y 2014 (No se detalla en el estudio).

Tabla 2: Estaciones aeronáuticas representativas (control) a lo largo de la costa del Perú.

REGIÓN	ESTACIÓN (S*)	OACI ¹	PROVINCIA	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (msnm)
				(°)	(°)	
				S	W	
COSTA NORTE (4.5 – 9.0°S)	TALARA	SPYL	PIURA	4.57	81.25	85
	PIURA	SPUR	PIURA	5.20	80.61	53
	CHICLAYO	SPHI	LAMBAYEQUE	6.78	79.82	30
	TRUJILLO	SPRU	LA LIBERTAD	9.08	79.10	26
COSTA CENTRO (9.0 – 13.5°S)	LIMA	SPIM	LIMA	12.02	77.11	34
COSTA SUR (13.5 – 18°S)	PISCO	SPSO	ICA	13.74	76.22	12

S*: Estación meteorológica sinóptica ubicada en los aeropuertos costeros.
FUENTE: Elaboración propia.

El propósito de robustez en la información de viento en las estaciones seleccionadas es explicado en la sección 3.2.2 de la metodología. Seguidamente, las estaciones SPIM (Lima) y SPSO (Pisco) corresponden al área de interés en esta investigación, por ello, se recopiló información horaria agregada referida a las variables (secundarias):

- ❖ Temperatura del aire (°C).
- ❖ Temperatura de rocío (°C).
- ❖ Presión reducida a nivel del mar (mb).

b. Del periodo de estudio del evento.

Se escogieron dos eventos extremos de vientos fuertes (definición a presentarse en la sección 3.2.2) evaluados de la estación Pisco (SPSO) durante el periodo base 2004 – 2013. Los casos ocurrieron en las estaciones de invierno y primavera (Tabla 3).

¹ OACI (Organización de Aviación Civil Internacional) establece los códigos internacionales para la ubicación de los aeropuertos internacionales. SP, es código de identificación del país, y los demás a las regiones respectivas. OACI adopta los estándares y recomendaciones prácticas concernientes a la aeronavegación, y otros.

Tabla 3: Periodos temporales de estudio.

	AÑO		PERIODO DE ESTUDIO			
INVIERNO	2004		04 al 09 de Octubre			
PRIMAVERA	2004		24 al 27 de Julio			
DIAS ANALIZADOS (ESCENARIOS)						
INVIERNO	24Jul0600Z	25Jul0600Z	26Jul0600Z	27Jul0600Z	28Jul0000Z	29Jul0000Z
PRIMAVERA	04Oct0000Z	05Oct0000Z	06Oct0000Z	07Oct0000Z	08Oct0000Z	09Oct0000Z
DENOMINACIÓN	<i>D</i> (-4)	<i>D</i> (-3)	<i>D</i> (-2)	<i>D</i> (-1)	<i>D</i> (+0)	<i>D</i> (+1)

3.1.3. Información satelital.

Se utilizaron imágenes de satélite GOES² – 8 para Sudamérica a las 00:00, 12:00, 18:00, 21:00 UTC (Tabla 4). Las imágenes del satélite geostacionario GOES 8 del canal infrarrojo lejano ($\approx 11 \mu m$) corresponden a la temperatura de brillo en (K), las cuales fueron calibradas usando el HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder); aplicación disponible en: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JTECHA910.1>. Este satélite, además, usa el sensor VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer), cuya resolución espacial es de aproximadamente 8 km en el Ecuador y cuya proyección terrestre es de Mercator. La resolución temporal de ambos satélites es de cada 3 horas UTC.

Es importante señalar que las nuevas generaciones del satélite GOES, tales como GOES 12 y GOES15 han presentado mejoras en la resolución espacial del sensor usado, siendo el canal visible (1 km) e infrarrojos (4 km).

Tabla 4: Imágenes de satélite geostacionario (GOES) y polar (MODIS).

GOES – 08 (G08) GOES – 13 (G13)	CANAL – I	CANAL – IV	CANAL – III	MODIS
	Imagen Visible 0.52 – 0.72 μm .	Imagen infrarroja 10.2 – 11.2 μm .	Imagen WV 6.47 – 7.02 μm .	
EVENTO 1	-	X	-	-
EVENTO 2	-	X	-	-

FUENTE: CPTEC – INPE BRASIL, <http://satellite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>

² GOES: Geostationary Operational Enviromental Satellites.

La información grillada del satélite GOES 8 fue extraída vía http y se encuentra disponible en: <http://www.ncdc.noaa.gov/thredds/fileServer/cdr/gridsat/>.

Adicionalmente, se trabajó con información vectorial de viento satelital ($m.s^{-1}$) en la superficie oceánica (10 m). Estos productos provienen de una combinación grillada de multisatélites y las direcciones de viento provienen de dos fuentes dependientes de los productos, para información retardada se usó el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Reanalysis 2 (NRA-1) y para productos de tiempo casi real se usó la fuente de predicción de tiempo numérico ECMWF (European Centre of Medium – Range Weather Forecasts). En la presente investigación se tomaron en cuenta las componentes vectoriales del viento en superficie cada 6 horas; esta y otras características se resumen en el Tabla 5.

En general, tanto la información grillada de satélites geoestacionarios (GOES – 8) como la de los satélites escaterómetros (órbita polar) empleada en la investigación pertenecen a la institución NOAA NESDIS NCDC (National Climate Data Center).

Tabla 5: Información de viento superficial multisatelital.

	CARACTERÍSTICAS
DISPONIBILIDAD	Cobertura: Desde Julio 1987 hasta el presente.
SATÉLITES (x9)	DMSP SSMI F08, F10, F11, F13, F14, F15 v06, TMI v04, QuikSCAT v03a, AMSR – E v05.
RESOLUCIÓN ESPACIAL	0.25 x 0.25°
RESOLUCIÓN TEMPORAL	Horaria cada 6 horas (00, 06, 12, y 18 UTC), diaria y mensual.
CLIMATOLOGÍA	Medias mensuales climatológicas (1995-2005).
VARIABLES	U (viento zonal), V (viento meridional), y W (viento escalar).
FUENTE: Elaboración propia.	

3.1.4. Información del reanálisis Era – Interim.

El Reanálisis ERA – Interim fue desarrollado por la ECMWF, el cual, presenta una cobertura grillada espacial de 89.463°N – 89.463°S/0 – 359.297°E con una resolución

espacial horizontal original de 75 km, Dee *et al.*, 2011. Algunas de las principales características de estos datos se resumen en el Tabla 6.

Muchos de los más recientes trabajos referidos al JCBN han usado este reanálisis atmosférico enfocados al estudio de la climatología y variabilidad del JCBN a escala global, Semedo A. *et al.* 2013. Por ello, en la investigación se recolectó información de 34 años para la región de estudio, sección 3.1.1, desde el año 1981 hasta el 2014. Con ello, se seleccionó los rangos de tiempo (subsets temporales) correspondiente al análisis de los casos extremos señalados previamente, entre los años 2004 y 2013.

Respecto de la información tomada, se seleccionaron pasos de tiempo diarios de cada 6 horas, comprendidos entre las 00 y 18 UTC, con una resolución horizontal espacial original de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, en formato NetCDF. En ella, se seleccionaron 25 de 37 niveles de presión propios de su respectiva resolución vertical, y las variables primarias de superficie y por nivel isobárico que se descargaron se representan en el Tabla 7.

Tabla 6: Lista de características del Reanálisis ERA – Interim e información utilizada.

CARACTERISTICAS	INMERSAS	USADAS
COBERTURA ESPACIAL	89.463°N-89.463°S/0-359.297°E.	0°N-50.25°S/240-300°E.
COBERTURA TEMPORAL	Enero 1979 a Mayo 2016.	Enero 1981 a Diciembre 2014.
TIPOS DE NIVEL	Superficie, niveles de presión isobáricos, temperatura potencial y vorticidad potencial.	Superficie y niveles de presión isobáricos.
RESOLUCIÓN ESPACIAL	Resoluciones horizontales regrelladas de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, $1.0^\circ \times 1.0^\circ$, $1.125^\circ \times 1.125^\circ$, $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, y $3.0^\circ \times 3.0^\circ$.	Resolución original de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$.
RESOLUCIÓN VERTICAL	37 niveles isobáricos cada 25, 50, y 10 hPa.	27 niveles isobáricos cada 25 y 50 hPa.
RESOLUCIÓN TEMPORAL	Diario, Invariante, Mensual Sinóptico.	Diario, Invariante
FUENTE: Elaboración propia.		

Tabla 7: Lista de variables empleadas en la investigación.

TIPOS DE NIVEL	VARIABLES	UNIDADES
NIVEL ISOBÁRICO	Altura de geopotencial	$m^2 s^2$
	Temperatura del aire.	K
	Velocidad Vertical.	Pa / s
	Viento zonal y meridional.	ms^{-1}
	Humedad Relativa.	(%)
SUPERFICIE	Fracción total de nubes bajas.	[0 – 1] unidades adimensional
	Temperatura a 2 m.	K
	Presión reducida a nivel medio del mar.	Pa
	Viento zonal y meridional a 10 m.	ms^{-1}
FUENTE: Elaboración propia.		

La descarga de esta información del ERA-Interim es posible encontrarla en el portal web del servidor del ECMWF (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>) en formatos NetCDF o GRIB.

3.1.5. Materiales computacionales.

Se han utilizado los siguientes equipos de escritorio y programas de cómputo:

a. Equipos de escritorio

- ❖ Computadora personal HP, procesador Intel(R) Xeon(R) CPU E5-2650 v2 @ 2.60GHz, memoria RAM de 8Gb.

b. Programas de cómputo

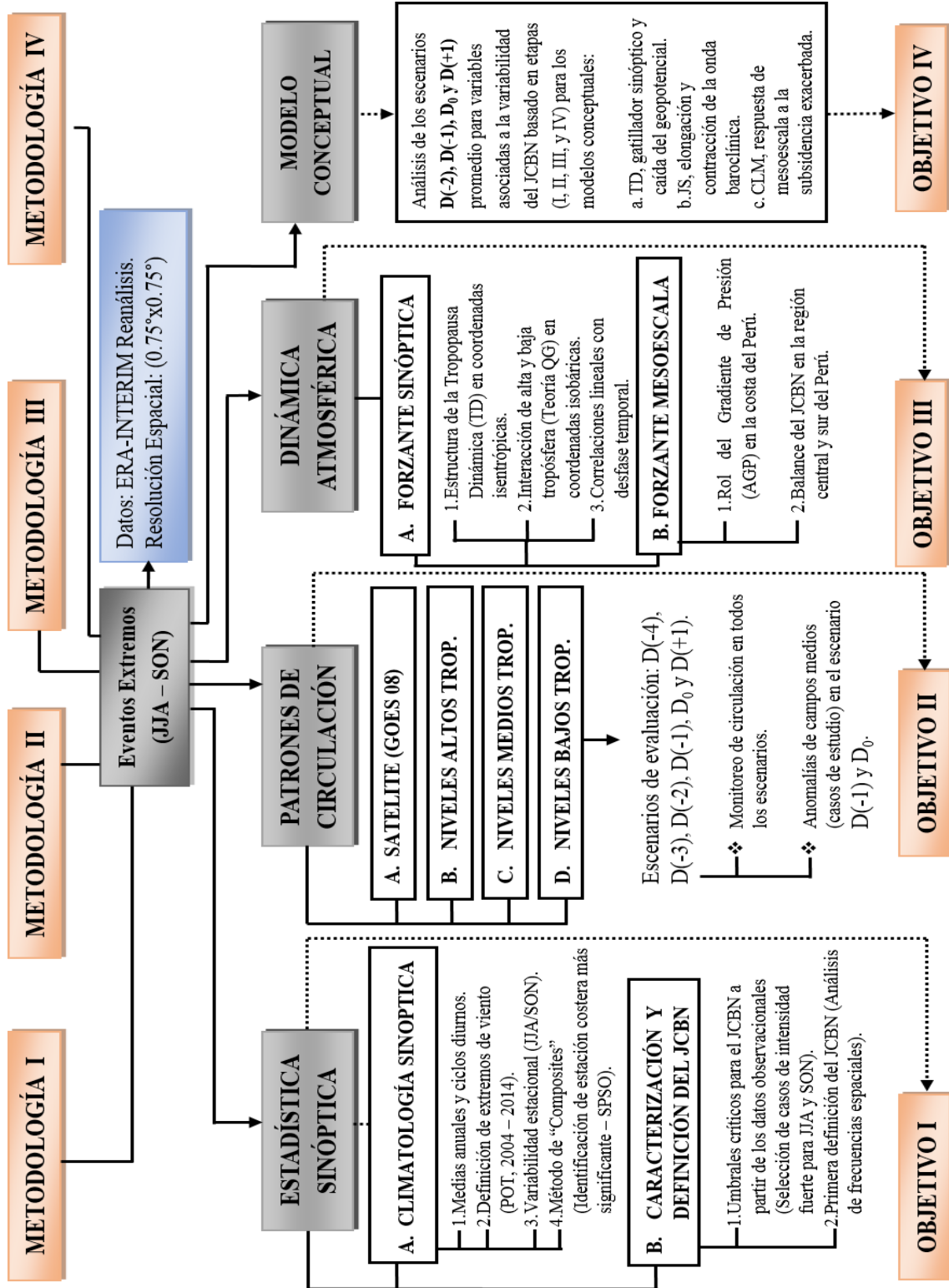
- ❖ Linux Shell Script, CentOS – versión 6.6
- ❖ CDO (Climate Data Operators) – versión 1.6.8
- ❖ GrADS – versión 2.1.a3
- ❖ MATLAB – versión 8.3.0.532 (R2014a)

- ❖ R Project – versión 3.1.2
- ❖ LaTeX- MiKTeX - versión 0.4.5

3.2. METODOLOGÍA

En esta sección, se especifica las técnicas estadísticas y procedimientos físicos de análisis utilizados para el cumplimiento de los objetivos específicos planteados en la presente investigación; se resumen en el mapa conceptual mostrado en la Figura 34. Para entender la variabilidad climática del JCBN asociado a la costa peruana, en la sección 3.2.2, (1) se revisó la climatología sinóptica del viento cerca de la superficie oceánica para la costa oeste de Sudamérica, Rahn D. *et al.* (2013), (2) se estudió el comportamiento del viento observado para las estaciones costeras del Perú, definiéndose los umbrales extremos para invierno y primavera, y (3) se determinó los umbrales del JCBN respecto de la región con mejor señal sinóptica (Ica, estación SPSO). Asimismo, se analizaron las condiciones sinópticas de alta y baja atmósfera, sección 3.2.3, el intercambio tropopausa – tropósfera y mecanismos físicos asociados, sección 3.2.4, y, finalmente, la elaboración de modelos conceptuales para el pronóstico de tiempo presente, sección 3.2.5; todas aplicadas a la investigación.

3.2.1. Enfoque metodológico



3.2.2. Identificación de campos promedio de circulación atmosférica asociada al JCBN y sus niveles de frecuencia e intensidad en la costa peruana.

En esta sección se procedió a definir al JCBN para la costa peruana, mediante el uso de información observada de las 7 estaciones control y grillada del reanálisis ERA – Interim. Por lo que, para responder al primer objetivo y tener mejor referencia de la variabilidad climática asociada al JCBN, se propuso dividir el análisis en las siguientes áreas: (1) la climatología sinóptica del viento a 10 m a lo largo de la costa occidental sudamericana, (2) comportamiento del viento observado para las estaciones costeras seleccionadas, y (3) identificación de los umbrales críticos para la caracterización del JCBN en el Perú.

a. Climatología Sinóptica.

En las siguientes subsecciones se darán a conocer los criterios usados por el cual se escogió a región central y sur del litoral como sectores costeros con mejor representatividad para el estudio del JCBN, en especial la región sur (Ica). Se evaluó: (1) patrones climatológicos de variables en superficie para la costa oeste de Sudamérica, (2) métricas estadísticas para la definición de extremos de viento en la costa peruana, y (3) forzantes sinópticas asociadas a los umbrales críticos del JCBN.

1. Medias anuales y ciclos diurnos.

Se describieron los cambios en los ciclos normales de larga escala climatológicos (estacional y diurno) de la velocidad del viento horizontal oceánica (a 10 msnm), la presión reducida a nivel medio del mar (SLP, de aquí en adelante), así también, la relación existente entre las áreas de máxima intensidad del viento con el JCBN y la acción del gradiente de fuerza de presión, a lo largo de la costa oeste de Sudamérica. Ello con el fin tener mejor referencia de los patrones atmosféricos en superficie bajo condiciones normales, presentándose particular atención descriptiva en 3 regiones con prominente afloramiento costero, a consecuencia de los máximos del JCBN. Estas regiones son: (1) Pisco (14.8°S – 76.6°W), Grados *et al.*, (2010), (2) Punta Lengua de Vaca (Ldv, 30.0°S – 72.2°W), Garreaud *et al.*, (2011), y (3) Punta Lavapie (36.4°S – 73.4°W), Montecinos *et al.*, (2011). Para ello, se hizo uso de la información del reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010), y del satélite multi-ensamblado (clima: 1995 – 2005) a las 00 UTC (hora local en Perú:

UTC – 5 y en Chile UTC – 4), siendo la tarde y noche el periodo de máximos valores alcanzados del viento en las zonas de fuerte afloramiento costero, (VOCALS-CUpEx, Garreaud *et al.*, 2011).

2. Definición de extremos de viento

En el Perú, para poder determinar la representatividad del JCBN en el litoral fue necesario estudiar la variabilidad de la velocidad del viento observado en cada una de las “estaciones control” utilizadas, sección 2.3.1, mediante la detección de valores extremos independientes por cada estación. Con ello, se fortaleció la idea de tomar la estación ubicada en Pisco (SPSO) para definir al JCBN en el litoral, habiendo sido importante, previamente, reconocer la estacionalidad del viento superficial en cada una de las regiones climáticas de la costa oeste de Sudamérica donde normalmente se desarrollan los jets localizados que conforman, en primera instancia, la definición del JCBN.

Debe entenderse que un valor extremo originaria de una muestra de información referida a una variable puede presentar diferentes connotaciones y significados en acuerdo a una clasificación meteorológica local o regional; visto normalmente en términos de peligrosidad basada por una condición atmosférica local (ej. evento sinóptico), Appelhans T. *et al.*, 2012, o por impactos (alto o severo) en la calidad de vida, daño económico, etc. En este estudio, el viento costero asociados al paso del JCBN peruana puede presentar ambas características impuestas por la posición geográfica de la estación estudiada y la severidad o intensidad del evento.

Los valores extremos fueron identificados a través de la teoría del valor extremo (EVT, Extreme Value Theory), cuya metodología, trabajada por Bronnimann *et al.*, (2011), plantea el uso del enfoque POT (Peak Over Threshold) y BM (Block Maxima) para el análisis de eventos extremos de viento con el uso del reanálisis 20CR en un estudio de reconstrucción de eventos severos de latitudes medias en el hemisferio norte. Siguiendo la idea trabajada, en esta sección se usó el enfoque POT (de aquí en adelante), pero aplicada a la información observada. Previamente a ello, se evaluaron los umbrales de la velocidad del de viento (cuantil) asociado al percentil más alto, así como, el suficientemente bajo para asegurar una buena cantidad de muestra independiente por estación, con el fin de conocer el cuantil sobre el cual, luego, se definió como extremo de viento. Esto fue posible al estudiar

la distribución específica de la información de viento en invierno y primavera dependiendo de cada estación considerada, mediante la función de densidad de probabilidad acumulada.

De lo anterior, se definió como evento extremo de viento a el (los) valores de magnitud de viento observado sobre o igual al percentil 95 (p95, en adelante) para cada estación control durante invierno y primavera. Para aplicar el método POT a la serie temporal horaria se verificó la robustez de la información, a través de un control de calidad adecuado en las series de datos (no se muestra). Adicionalmente, algunas asunciones fueron tomadas en cuenta, las cuales hacen hincapié en la independencia y estacionariedad de las muestras.

3. Variabilidad Estacional.

Se analizó la distribución de frecuencias de la velocidad y dirección del viento en superficie para la costa central y sur durante la estación de invierno y primavera, a partir de la información meteorológica observada. Por otro lado, con la información satelital, se trabajó la variabilidad diaria del viento meridional a lo largo de la costa peruana y norte de Chile (30°S – 5°S) a las 00 UTC para el invierno y primavera del año 2004, respectivamente.

4. Método de Composites.

Seguido a la selección del conjunto de información para invierno y primavera, se utilizó el análisis de compuestos (Composites, por sus siglas en inglés) aplicados a los agrupamientos hechos, con los cuales se caracterizó la evolución sinóptica que conduce a la sucesión de eventos extremos bajo dos perspectivas: (1) a lo largo la costa peruana y, singularmente, (2) para cada una de la estaciones control.

- ❖ En el primer caso, respecto del p95, los eventos extremos tuvieron que ser desagrupados, seleccionando aquellos que ocurrieron a una determinada hora central (00 UTC) y parecida en todas las estaciones, en una ventana de tiempo de ± 1 día; patrón al cual se denominó día central $D_y(+0)$.
- ❖ En el segundo caso, respecto del p99, cada evento extremo identificado en cada estación costera fue considerado como eventos centrales o día central, a los cuales se les denominó $D_x(+0)$.

Ambas configuraciones sirvieron para determinar el grado de asociación de los patrones atmosféricos de latitudes medias con la intensificación del viento anómalo en la costa peruana, dándose a conocer (1) la característica espacial del JCBN en relación a la estación costera que mejor representa su variabilidad y (2) las diferencias existentes del JCBN en la transición de invierno a primavera. El ciclo de vida del JCBN fue examinado en una ventana de 5 días, centrados en las fechas para los criterios de cada agrupamiento señalado.

Con el uso de la información del reanálisis, las comparaciones se realizaron a partir de los eventos extremos totales en los meses de invierno y primavera. De lo anterior, se propuso el estudio del campo de anomalías para días antes y después a los eventos del día central, analizándose forzantes sinópticas anómalas promedio asociadas patrón espacial del APSE (hPa), el viento (ms^{-1}) a 10 m, y la altura geopotencial (m^2s^2) para 500 hPa. Las anomalías fueron resultado de remover el ciclo media anual que fue calculado a partir de las medias diarias a las 00UTC. Estos campos anómalos fueron usados en vez de los campos medios; dado que, permiten la remoción de cualquier dependencia diurna y estacional en el evento de viento extremo identificado y desarrollados en ambos agrupamientos señalados.

Cabe mencionar que diferentes aplicaciones del método mencionado han sido desarrolladas ampliamente en la costa oeste de Sudamérica. Entre estos, Garreaud *et al.*, (2001), Rahn *et al.*, (2011) y Toniazzo *et al.*, (2011), utilizaron información observacional, campañas de muestreo, e información de reanálisis de alta resolución para el estudio de bajas costeras, patrones de larga escala en sistemas meteorológicas en la región del Pacífico sureste, y la climatología sinóptica del viento superficial.

b. Caracterización y definición del JCBN.

En esta sección se definió al JCBN en términos de umbrales críticos asociados a la variabilidad del viento espacial, intensidad de acuerdo al valor extremo encontrado, y la distribución de las componentes del viento escalar en la estructura vertical atmosférica, con un enfoque sobre la región sur de la costa, principalmente. Por tanto, se trabajaron dos procesos: (1) definición y categorización del JCBN, basándose en un análisis de frecuencias, y (2) análisis de transectos costeros y forzantes sinópticas anómalas por niveles de intensidad (débil, moderado y fuerte).

1. Umbrales críticos para el JCBN.

Para definir al JCBN en la costa peruana (enfoque de mesoescala), primero, se procedió a observar el ciclo diurno del viento observado para los meses de invierno y primavera, y se categorizó los niveles de intensidad de la velocidad del viento en Pisco con uso de histogramas de frecuencia aplicados al total de la serie de información. Ello se consiguió a partir del estudio del método POT para la estación de Pisco, considerándose solo la información superior (o igual) al valor extremo del límite inferior encontrado para dicha estación ($p_{95} = 7ms^{-1}$); escogiéndose los umbrales e intervalos de viento según categorías, estableciéndose las siguientes categorías, débil ($7 \rightarrow 9ms^{-1}$), moderado ($9.5 \rightarrow 11.5ms^{-1}$), y fuerte o severo ($12 \rightarrow 14ms^{-1}$). Seguidamente, se estableció la duración promedio de los eventos del JCBN para la categoría más fuerte.

2. Primera definición del JCBN.

Se evaluaron perfiles verticales promedio de las variables velocidad del viento, omega y temperatura del aire, así como, configuraciones sinópticas específicas para patrones de campos de anomalías, a partir de variables en superficie y de tropósfera media para las categorías moderada y fuerte, principalmente. Con estas consideraciones, se procedió al cálculo de las frecuencias espaciales del JCBN para eventos severos de manera estacional, durante el periodo climatológico base 2004 – 2014, a partir de la información grillada del reanálisis ERA – Interim de las 00UTC.

Para el cálculo de las frecuencias espaciales relacionadas al JCBN durante periodos estacionales distintos, se elaboró un algoritmo de búsqueda, basándose en la categoría más fuerte establecida para el estudio del JCBN, a partir del viento observado en la estación de Pisco. En resumen, este análisis contempló los siguientes puntos: (1) la estructura vertical del viento y temperatura (forzante termal y baroclinicidad del JCBN; ver secciones 2.3.2 y 2.3.3), (2) el uso de los criterios aplicados en el estudio del JCBN del oeste de California, Winkler *et al.*, (2015); y, adicionalmente, (3) los resultados encontrados en las distribuciones globales y estacionales de la variabilidad del JCBN de Chile, Ranjha R. *et al.*, (2013); todos en conjunto, permitieron dar la primera definición del JCBN en la costa sur del Perú para eventos severos, bajo los siguientes parámetros físicos:

- ❖ La magnitud del viento ($W_s = |V_s|$) en 975 hPa ($\approx 250\text{m}$) superior o igual a 12 m.s^{-1} .
- ❖ La componente meridional del viento total mayor a 0.
- ❖ La componente meridional del viento total mayor al zonal.
- ❖ El gradiente meridional o viento cortante [$dV = w_s (950 \text{ hPa}) - w_s (600 \text{ hPa})$] debe ser mayor o igual a $6(\text{m.s}^{-1})$ y decreciente desde el nivel límite máximo superior de intensidad encontrado en 975 hPa, hacia el mínimo valor de (w_s) encontrado alrededor de los 5 km de altitud.
- ❖ El valor de temperatura a un nivel superior inmediato al núcleo máximo de velocidad (referencia: 950 hPa) es menor que dos niveles superiores (entre 925 y 900 hPa), asociados al perfil vertical de la inversión térmica costera.

Finalmente, se analizó la distribución del viento estandarizado en la costa peruana, diferenciando el agrupamiento de invierno y primavera, para puntos de grilla específicos de máxima intensidad de viento a lo largo de la costa peruano – chilena, ver sección 3.1.1 (Figura 31). Con el fin de visualizar diferencias “significativas” en el inicio y final del paso del JCBN sobre el litoral peruano asociados a los casos extremos de región sur del Perú. La estandarización se llevó a cabo para los casos de intensidad fuerte, únicamente, y se hizo respecto de las variables velocidad del viento y temperatura potencial, para representar mejor las perturbaciones viento momentos antes y después de los días centrales, y verificar la variabilidad real de la recurrencia del JCBN en los puntos de grilla monitoreados.

$$N_i = (X_i - u_i / \sigma_i), i = 1, 2, 3, \dots, n, n = \# \text{casos} \Rightarrow \bar{N} = N_i / n \quad \dots \text{Ec (32)}$$

Donde,

N_i : Estandarización del i – ésimo valor observado por intensidad.

X_i : Data Reanálisis Era – Interim a normalizar para invierno y primavera.

u_i : Media de la i – ésimo observación en periodo 1981 – 2010.

σ_i : Desviación Estándar del i – ésimo valor extremo observado.

n : Número de casos por intensidad y por estacionalidad.

\bar{N} : Estandarización promedio por intensidad y estacionalidad.

3.2.3. Determinación de las condiciones sinópticas durante el desarrollo del JCBN para casos de eventos extremos de invierno y primavera.

En esta sección se determinará las condiciones de tiempo sinóptico a nivel de superficie, en niveles medios y altos de la tropósfera que influyen en la caracterización del JCBN de la costa oeste de Sudamérica (Figura 31) y la región central – sur del Perú (Figura 32). Para ello, se estudiarán dos eventos específicos del total de casos identificados en la categoría severa o fuerte del JCBN (sección 3.1.2 – b), mediante el uso de imágenes satelitales y salidas específicas de reanálisis, con los cuales se analizó el posicionamiento, configuración e intensificación de los sistemas atmosféricos predominantes días antes, durante y después al evento central de superficie; al día central se le denominó día D. Cabe señalar que para determinar el día previo al día D se estudió la máxima intrusión de la TD en la estratósfera baja (sección 2.3.1); característica sinóptica ampliamente detallada en la sección 3.2.4.

a. Imágenes de satélite.

Con el uso de la información del satelital se estudiaron los patrones sinópticos relevantes al periodo de análisis pertenecientes al agrupamiento de eventos de fuerte intensidad, mediante el uso de las imágenes de infrarrojo lejano (IR – 4) y el grado de saturación, identificándose patrones de nubosidad diferentes (en escala de grises) asociados a configuraciones reinantes de niveles bajo, medio y alto para los casos elegidos. Cabe señalar que la mayoría de las estructuras significativas en la atmósfera vistas en este tipo de imágenes estuvieron asociadas a procesos de escala sinóptica responsables del movimiento vertical y la deformación del flujo de viento del JS. El grado de saturación representado como el campo de humedad sobre 600 hPa permitió observar la dinámica desde niveles medios de la tropósfera a niveles próximos de la TD (Santurette *et al.* 2002).

La sucesión de imágenes de satélite se hicieron con salidas instantáneas de las 00 y 06 UTC, además de la superposición de campos referidos a la velocidad del viento (ms^{-1}) y altura de geopotencial (m^2s^2) en 300hPa, y la presión reducida a nivel medio del mar (hPa), con el fin de caracterizar las circulaciones más importantes del Pacífico sureste, antes, durante y después a los episodios de JCBN en la costa peruana (región de Pisco).

b. Análisis en nivel de superficie.

En el desarrollo del análisis se hizo uso de campos atmosféricos en coordenadas isobáricas. La evolución espacial de los sistemas baroclínicos observados en superficie durante los casos de estudio correspondientes fue resultado del análisis del campo de presión reducida a nivel medio del mar, viento, y campos de espesores de la tropósfera baja y media.

1. Análisis del campo de presión y espesores.

Los campos de isóbaras permitieron comprender el tipo e intensidad de sistema de presión (anticiclónico o ciclónico); así también, la evolución termodinámica de estos, mediante el estudio del espesor de niveles medios, capas comprendidas entre 500 y 1000 hPa, descrito en la Ec. (8). En esta parte del estudio, se remarca el rol del apiñamiento de espesores e isobarico sobre el Pacífico suroriental y su influencia remota hacia la costa peruana.

c. Análisis en niveles medios de la tropósfera.

Los patrones atmosféricos de niveles medios y altos de la tropósfera fueron determinados con el estudio descriptivo del desplazamiento de los sistemas sinópticos y el movimiento vertical (mm.s^{-1}); todos asociados con la cizalladura horizontal del JS.

1. Sistemas meteorológicos.

Se analizaron los campos de viento y altura de geopotencial en la superficie isobárica de 500hPa, principalmente. En este nivel se visualizaron los vórtices ciclónicos y anticiclónicos aunados a la configuración de vaguadas y cuñas, lo cual, permitió ver la variabilidad de estas circulaciones respecto a su profundidad y amplitud espacial. Seguidamente, se evaluaron las zonas de ascensos y descensos atribuidas al paso de las ondas baroclínicas para las superficies isobáricas comprendidas entre 550 y 400 hPa, con el uso de la variable velocidad vertical (ω en mm.s^{-1}).

d. Análisis en niveles altos de la tropósfera.

La estructura de la corriente en chorro y su relación con la vorticidad potencial de niveles altos de la tropósfera fueron evaluadas en esta sección, en el campo de coordenadas isentrópicas e isobáricas.

1. Jet Stream (JS).

La determinación de la posición, configuración en intensidad de la corriente en chorro fue de relevancia para el estudio, además de su desplazamiento durante todo el evento, mostrándose diferencias significativas del comportamiento del Jet Streak entre los dos casos de estudio. Los campos de viento y altura de geopotencial en 250 y 300 hPa fueron utilizados; así como, campos isentrópicos definidos para la diferenciación del Jet polar (ramal norte y sur) y Subtropical, resaltándose las características de los sistemas de vaguadas y dorsales inmersas en el patrón diferenciado del Jet Streak, los cuales, cumplen un papel crucial en el significado meteorológico y de pronóstico.

2. Vorticidad Potencial (VP).

Se analizó la intrusión de aire estratosférico en los niveles comprendidos entre 300 y 100 hPa, a través del estudio de la vorticidad potencial de Ertel (Ec. 27), viéndose mejor definidos las circulaciones sinópticas características en el transcurso de los casos de estudio. El propósito del diagnóstico de la VP para el seguimiento de las ondas baroclínicas precursoras a los eventos de JCBN se fundamentó en el rol crítico de la distribución (vertical y horizontal) de la VP de baja estratósfera sobre la tropósfera, así como, la identificación de la TD, identificada por Boyle y Bosart (1986) con valores inferiores a 1.6 UVP. Se observó el rol modulador de la TD en la anticiclogénesis/ciclogénesis (ej. COLs) en asociación a la configuración de los jets streaks (entrada y salida) de tropósfera alta.

e. Campo de anomalías.

Finalmente, se determinó la amplitud y/o profundidad anómalas de las circulaciones observadas en el Pacífico subtropical sureste, respecto de su patrón promedio climatológico. Los campos anómalos analizados fueron: (1) la presión reducida a nivel medio de la superficie y espesores de capa media (500 – 1000 hPa) y baja (850 – 1000 hPa), (2) altura de geopotencial y temperatura del aire en el nivel de 500hPa, (3) temperatura del aire en 300 hPa y VP de Ertel entre los niveles de 300 y 100 hPa, y (4) secciones transversales de VP de Ertel y el movimiento vertical.

3.2.4. Determinación de los mecanismos físicos asociados al JCBN para casos de eventos extremos en invierno y primavera.

Para cumplir el tercer objetivo se trabajaron dos enfoques, los cuales fueron aplicados a los casos de estudio: (1) Forzantes sinópticas, sobre la región del Pacífico suroriental (sección 3.1.1, Figura 31), y (2) Forzantes de mesoescala, con un enfoque en la región costera del flanco occidental de los Andes (sección 3.1.1, Figura 32). Entendiéndose al término “forzante” como “proceso atmosférico de iniciación o control” a escalas diferenciadas.

Para el estudio de los enfoques aplicados, la definición de los rangos de variaciones espaciales con límites aproximados fue representada en el (Tabla 8).

Tabla 8: Escalas horizontales características de movimientos atmosféricos.

ESCALA	$\approx \mathbf{T}$	$\approx \mathbf{L}$	$\approx \mathbf{H}$
Microescala	$1-10^2$ (<i>seg – min</i>)	$10^{-1} m$ (<i>cm – m</i>)	$10^{-1} m$ (<i>cm</i>)
Mesoescala	$10^4 - 10^5 s$ (<i>min – hrs</i>)	$10^3 - 10^5 m$ (<i>km – 100km</i>)	$10^3 m$ (<i>km</i>)
Sinóptica	$10^5 s$ (<i>días – semana</i>)	$10^6 m$ (<i>100km</i>)	$10^4 m$ (<i>10km</i>)
Planetaria	<i>semanas – meses</i>	$10^6 - 10^7 m$ (<i>1000 – 10000km</i>)	$10^4 m$ (<i>10km</i>)

FUENTE: Holton, (2004).

a. Forzantes sinópticas.

En esta sección se evaluaron dos aspectos: (1) el rol de la Tropopausa Dinámica (TD) y (2) el intercambio Cuasigeostrófico (QG). Ambos ayudaron a dar a conocer los mecanismos físicos impulsores (e inhibidores) en el intercambio dinámico entre la tropósfera alta y baja, que modularon los eventos de fuerte intensidad bajo la definición de los escenarios de estudio que describen los días previos, durante y después a la ocurrencia del JCBN. La primera parte se enfocó principalmente en el análisis isentrópico y la segunda en el análisis de tendencia cuasigeostrófica (QG) de la altura del geopotencial, para los casos de estudio seleccionados de invierno y primavera. Seguidamente, en el estudio de los desfases temporales se consideró las siguientes nomenclaturas resumidas en el Tabla 9.

Tabla 9: Desfases temporales relacionadas al análisis de correlación espacial.

$Des(-3), Des(-2), Des(-1)$:	<i>Desfases temporales del Predictando que condujeron a los eventos de JCBN en Pisco con 3 días de retraso.</i>
$Des(+0)$:	<i>Relación directa del Predictando relacionado al JCBN en la costa central – sur.</i>
$Des(+1), Des(+2)$:	<i>Desfases temporales posteriores al evento.</i>

Por otro lado, en el seguimiento de los patrones sinópticos centrados a los casos seleccionados (Tabla 3) fue necesario diferenciar la nomenclatura temporal usada de la propuesta anteriormente (Tabla 9), como se resume a continuación en el Tabla 10. Cabe señalar que las atribuciones hechas a cada escenario de tiempo sinóptico determinaron una nueva definición en el método de compuestos (sección 3.2.2 – a4).

Tabla 10: Secuencia temporal de análisis asociado a los casos seleccionados.

$D(-3), D(-2)$:	<i>Secuencia de horas sinópticas anteriores al escenario $D(-1)$.</i>
$D(-1)$:	<i>Se atribuye a momento de máximo hundimiento de la TD cerca de la costa oeste de Sudamérica, anterior al evento de JCBN en la superficie.</i>
$D(+0)$:	<i>Se atribuye a la hora (00 UTC) del paso máximo del JCBN frente a la costa peruana observado en Pisco.</i>
$D(+1), D(+2)$:	<i>Se atribuye a las horas sinópticas posteriores al escenario $D(+0)$.</i>

Estas denominaciones presentadas corresponden a *escenarios sinópticos* de estudio antes, durante y después de la ocurrencia(s) del evento de JCBN a lo largo de la costa peruana. Ahora bien, de los datos del reanálisis ERA – Interim se analizaron las variables primarias vistas en el Tabla 4. De ellas, se trabajaron los diferentes entornos sinópticos favorables

para la génesis del evento; cada variable representó una característica particular del nivel isentrópico e isobárico.

Por otra parte, para el entendimiento e interpretación de los mecanismos físicos del entorno sinóptico asociado a estos eventos de JCBN, fue necesario disponer de campos derivados; vale decir, el cálculo de ecuaciones de movimiento isentrópico y cuasigeostrófico (QG), para lo cual se utilizó los siguientes parámetros derivados,

Campo isentrópico	Unidad
VP de Ertel.	$1UVP = 10^{-6} \cdot m^2 s^{-1} \cdot K \cdot Kg^{-1}$
Temperatura potencial.	(K)
Estabilidad estática.	(K / hPa)
Velocidad vertical	(mm.s ⁻¹)

Campo isobárico	Unidad
Advección QG de VP.	(mgp / s)
Tendencia total de la altura de geopotencial.	(mgp / s)
Vorticidad relativa.	$10^{-5} \times (1/s)$
Divergencia de velocidad.	$10^{-5} \times (1/s)$
Advección horizontal de temperatura.	$10^{-5} \times (°C / s)$
Advección de vorticidad geostrófica.	$10^{-13} \times (1/s^3)$
Advección diferencial de temperatura.	$10^{-13} \times (°C / s^3)$

En el desarrollo de las forzantes sinópticas se procedió a especificar los procesos de análisis resultantes de la evaluación de las variables primarias y derivadas mencionadas.

1. Rol de la tropopausa dinámica (TD).

En esta subsección se dio a conocer el rol del mecanismo impulsador (gatillador sinóptico) en la intensificación del JCBN, enfatizándose el estudio isentrópico para la estructura de la TD, bajo un esquema de onda baroclínica hacia la ocurrencia del JCBN en la costa peruana, durante los escenarios de estudio. Para ello, se establecieron procesos analíticos que se dividieron en cuatro partes: (1) Pulsos de la TD, (2) Distribución latitudinal de la TD, (3) Análisis isentrópico I, y (4) Análisis isentrópico II. Entre estos procesos se presentaron análisis espaciales, cortes verticales de sección transversal (latitudinal, longitudinal y transversal), diagramas de Hovmoeller, y series de tiempo; resumidos en el Tabla 11.

Tabla 11: Resumen metodológico del estudio de la TD.

<p>Proceso N.1 (Casos)</p>	<p>Pulsos de la TD: Se estudió las surgencias estratosféricas en el entorno de la VP desde secciones longitudinales promedio entre 77°W – 80°W de la VP mostrando la intrusión máxima de la TD. Se observan los pulsos de intrusión estratosférica, “gatillador sinóptico”, definidos como D(- 1), anteriormente (Tabla 10) para eventos de intensidad fuerte seleccionados (Tabla 3).</p>
<p>Proceso N.2 (Casos)</p>	<p>Distribución latitudinal de la TD: Se estudió la variación vertical de la TD desde secciones latitudinales (variantes entre 45°S – 15°S), respecto a la VP, magnitud del viento, y omega, estudiándose la proyección del eje del JS y la intensidad de intrusión de aire estratosférico asociada a la TD para los escenarios de los casos de estudio (Tabla 10).</p>
<p>Proceso N.3 (Casos)</p>	<p>Análisis Isentrópico I: Se estudió la evolución espacial y tridimensional de la TD inmersa en la profundización de la onda baroclínica, a partir de mapas de la VP isentrópica, omega y altura de geopotencial en las iséntropas de 324 – K y 305 – K, y mapas de superficies isentrópicas asociadas a la TD (en el límite de valores superiores a 1.5 UVP), iséntropas en 900 hPa, y el máximo valor del hundimiento de presión alcanzado en relación a 1.5 UVP.</p>

Continuación del Tabla 11.

	<p>Lo anterior con el propósito de conocer el ingreso de masas frías y cálidas en la distribución tridimensional de la TD.</p> <p>Diagramas de Hovmoeller longitudinal entre 77°W – 80°W de la VP isentrópica en las iséntropas 324 – K y 305 – K y series temporales del nivel isobárico más alto asociado a 1.5 UVP y el máximo valor de VP alcanzado en la perturbación máxima baroclínica.</p>
<p>Proceso N.4 (Casos)</p>	<p>Análisis Isentrópico II: Se estudió el movimiento vertical isentrópico (Ec. 31), a partir de la advección de presión isentrópica en la iséntropa de 295 – K (Término B) y la tendencia temporal de la presión isentrópica en la iséntropa de 300 – K (Término A), causado por la máxima intrusión de la TD que conduce a la intensificación JCBN.</p> <p>Diagramas de Hovmoeller longitudinal entre 77°W – 80°W del movimiento vertical isentrópico (Ec. 31, Término B) y el flujo del viento total en la iséntropa 291 – K complementaron la dinámica isentrópica tras el hundimiento de la TD.</p> <p>Relaciones de series temporales a partir de la magnitud de la velocidad del viento en la región costera (sección 3.1.1, Figura 32), omega en la región de máxima correlación, VP promedio del área de máximo hundimiento, tendencia del nivel de presión en la iséntropa de 300 – K (Ec. 31, Término A), y la estabilidad estática isentrópica entre 315 – K y 290 – K que explican la relación directa e indirecta de los pulsos de TD hacia latitudes subtropicales (Proceso N.2).</p>

2. Intercambio cuasi – geostrófico (QG).

En esta subsección se estudió los mecanismo físicos que se interrelacionaron entre alta y baja tropósfera dando a conocer los patrones sinóptico diferenciados y los niveles máximos de intensificación de los campos derivados analizados en la estructura vertical de la tropósfera. Para responder a ello, se propuso el desarrollo de cuatro áreas: (1) Forzantes sinópticas anómalas significantes, (2) Diagnóstico de la VP – QG, (3) Estructura termodinámica, (3) Análisis de tendencia QG del geopotencial, y (4) Estructura vertical del JS (Modelo de Bluestein). Todos evaluados en el sistema de coordenadas isobáricas asignados a los casos de estudio y el total de casos encontrados en invierno y primavera para eventos de fuerte y moderada intensidad. Estas áreas se desarrollaron en cuatro procesos, los cuales se resumieron en el Tabla 12.

Tabla 12: Resumen metodológico del intercambio de alta y baja tropósfera.

<p>Proceso N.1 (Intensidad)</p>	<p>Forzantes de Intercambio Sinóptico: Se estudiaron los campos anómalos de los campos de la SLP, velocidad vertical, divergencia, y VP de Ertel para los casos de intensidad fuerte y moderada, basándose en la secuencia temporal establecida en el Tabla 10.</p>
<p>Proceso N.2 (Casos)</p>	<p>Diagnóstico VP – QG: Mapas espaciales de la ecuación de tendencia de la altura geopotencial QG (Ec. 25) en 300 hPa y la advección QG de VP (Ec. 29a) en 500 hPa usados para determinar el mecanismo físico precursor predominante inmerso en la onda baroclínica de niveles altos, días previos al escenario D(- 1) que impulsa la dinámica de mesoescala del JCBN en el escenario D(+0).</p>
<p>Proceso N.3 (Casos)</p>	<p>Estructura termodinámica: Mapas espaciales de espesores entre los niveles de presión 1000 – 500 hPa y 500 – 100 hPa. Seguidamente, series temporales de la SLP y las capas térmicas mencionadas para la región máxima de intrusión de la TD (o máxima amplificación de la vaguada); se explica el rol de la ecuación de continuidad (Ec. 8) inmerso en la dinámica de la anomalía de la VP en conexión con niveles bajos.</p>

Continuación del Tabla 12.

<p>Proceso N.4 (Casos)</p>	<p>Análisis de la Ec. de tendencia QG del geopotencial: Mapas espaciales de la contribución de cada término de la Ec. (25) en la caída del geopotencial, analizados en los campos isobáricos promedio de 700 – 900 hPa, 500 hPa y 300 – 200 hPa para el escenario D(-1). Se siguió con los diagramas de Hovmoeller basados en los Términos B y C para los niveles isobáricos promedio de 300 – 500 hPa y 500 – 700 hPa, respectivamente, en asociación a la variación temporal de la tendencia de la SLP superficial.</p>
<p>Proceso N.5 (Casos)</p>	<p>Interacción de alta y baja atmósfera: Cortes de sección transversal para todos los escenarios (Tabla 10) para el análisis de la VP anómala de Ertel, Término B y C de la Ec. (32).</p> <p>Perfiles verticales de la VP de Ertel, Término B y C en la región de máxima intrusión de la TD para los escenarios de estudio D(-1) y D(+0).</p>

3. Correlaciones lineales.

Para finalizar esta subsección se trabajaron correlaciones lineales con desfases espacio – temporales que permitieron identificar las principales señales de atraso y adelanto aunados a determinados patrones físicos estudiados previamente, que, en su conjunto mostraron asociaciones lineales (directas e indirectas) significativas que explicaron la intensificación del JCBN en acuerdo con el máximo valor del índice correlativo de Pearson distribuido linealmente en un periodo de ± 3 días y espacialmente a lo largo de la costa peruana durante el invierno austral.

Tabla 13: Resumen metodológico de las correlaciones lineales.

<p>Proceso N.1 (Intensidad)</p>	<p>Correlación de Pearson: Mapas espaciales y series lineales del índice lineal de correlación de Pearson con desfases temporales (Tabla 9) sobre la región comprendida en la sección 3.1.1, Fig. 31.</p>
--	--

Continuación del Tabla 13.

	<p>Predictores: El campo de la velocidad vertical en 700 hPa, VP de Ertel en 200 hPa, y variaciones del gradiente meridional del geopotencial entre 900 – 600 hPa como series lineales para las áreas A1, A2, y A3.</p> <p>Predictando: La velocidad del viento promedio en 975 hPa distribuido entre la región central y sur de la costa peruana, representado como A1.</p> <p>Las relaciones lineales encontradas fueron aplicadas a la categoría de intensidad fuerte para el conjunto de casos asociados al JCBN de invierno y primavera (sección 3.2.2 – b).</p>
--	---

b. Forzantes de mesoescala.

En el estudio de mesoescala se evaluó la respuesta de la subsidencia exacerbada de niveles medios y bajos en superficie, analizándose el rol del gatillador de mesoescala relacionado al gradiente meridional de presión a lo largo de la costa peruana y central de Chile (sección 3.1.1, Figura 31); así como, la dinámica de mesoescala del JCBN en la estructura vertical y espacial de la CLM. Para determinar estas asociaciones se plantearon dos enfoques de estudio: (1) el rol del gradiente de presión y (2) el balance del JCBN, los cuales ayudaron a justificar los mecanismos físicos iniciadores de escala sinóptica desarrollados previamente.

1. Rol del gradiente de presión.

En esta primera subsección se evaluó la evolución temporal y espacial del JCBN y otras relaciones de mesoescala inmersas en la intensificación de la velocidad del viento en la región centro y sur de la costa peruana. Se estudió la variabilidad estacional del gradiente de presión para el total del agrupamiento de las diferentes intensidades y su relación con la variabilidad del APSE durante los escenarios de JCBN extremos. Por tanto, se consideraron dos alcances: (1) el gradiente de presión y (2) las relaciones de mesoescala, los cuales se resumieron en el Tabla 14.

Tabla 14: Resumen metodológico del rol del gradiente de presión.

<p>Proceso N.1 (Intensidad)</p>	<p>Perturbación meridional del AGP: Series temporales de la perturbación anómala del AGP reducida a nivel medio del mar a lo largo de la costa peruana y chilena para las 00 UTC en todos los escenarios (Tabla 10) para la categoría de intensidad fuerte de invierno y primavera.</p>
<p>Proceso N.2 (Casos)</p>	<p>Relaciones de mesoescala I: Series temporales de la velocidad del viento en 975 hPa y superficie, gradiente horizontal de presión entre el núcleo máximo de presión en el Pacífico sureste y la costa peruana (regiones centro y sur), la posición longitudinal del núcleo de presión del APSE, y el gradiente meridional de presión.</p>
<p>Proceso N.3 (Casos)</p>	<p>Relaciones de mesoescala II: Observaciones meteorológicas a partir de las variables primarias y secundarias seleccionadas de las estaciones estudiadas (sección 3.1.2, Tabla 2) ubicadas en la región central (SPIM) y sur (SPSO).</p>

2. Balance del JCBN.

Para concluir el estudio del JCBN, desde el enfoque de la dinámica a mesoescala, se evaluaron las perturbaciones diurnas respecto de la estructura vertical y horizontal de la CLM asociadas a las ondas cortas costeras que modularon la variabilidad del JCBN en superficie. Adicionalmente, se estudió el comportamiento del JCBN con el uso de las ecuaciones de movimiento (Ec. 10a y 10b). En esta subsección se trabajó: (1) la estructura de la CLM, (2) dinámica de mesoescala; todo ello se resumió en el Tabla 15.

Tabla 15: Resumen metodológico del balance del JCBN.

<p>Proceso N.1 (Casos)</p>	<p>Estructura de la CLM: Corte de sección latitudinal promedio entre 20°S – 09°S de la divergencia horizontal para los escenarios D(-1), D(+0) y D(+1), usando la información satelital (Tabla 5). Corte de sección transversal (Figura, 32, línea A – B) basado en la anomalías de temperatura potencial y omega, cada 6 horas entre todos los escenarios.</p>
---------------------------------------	--

Continuación del Tabla 15.

Proceso N.2 (Casos)	<p>Dinámica de mesoescala: Mapas espaciales de la advección horizontal de temperatura del aire entre los niveles 700 – 925 hPa, divergencia del viento total entre los niveles 925 – 1000 hPa y cortes de sección transversal (Figura 32, línea A – B) entre 15°S y 25°S para el velocidad del viento meridional, omega, humedad relativa y temperatura potencial en los escenarios D(-1), D(+0) y D(+1) evaluados en la región costera de estudio.</p> <p>Se incluyó análisis de meteorogramas específicos para las regiones cercanas a las estaciones de Lima y Pisco.</p>
--------------------------------	---

3.2.5. Modelo conceptual de pronóstico de tiempo relacionado al JCBN.

La determinación de los modelos conceptuales implicó la representación de la información a partir de las configuraciones medias durante el análisis desarrollado en los objetivos anteriores para invierno y primavera. Esto implicó una idea global sobre la situación y configuraciones que se construyeron a partir de las configuraciones mentales de los patrones físicos que se describieron en las proposiciones conceptuales teóricas.

En tal sentido, se establecieron conexiones del conjunto de sistemas meteorológicos de alta y baja tropósfera, lo cual permitió evaluar las circulaciones sinópticas y de mesoescala que, finalmente, se tradujeron en tres modelos conceptuales con fin de pronóstico de tiempo.

Para este propósito se tomaron únicamente los eventos de categoría fuerte y se clasificaron a partir de cuatro etapas secuenciales asociadas a la intensificación del JCBN bajo los escenarios temporales de estudio, D(-2), D(-1), D(+0), y D(+1), los cuales se enfocaron en dos aspectos:

- ❖ La intrusión de la TD como gatillador de escala sinóptica.
- ❖ Fases de la CLM de mesoescala asociadas a la cuña superficial.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1. IDENTIFICACIÓN DE CAMPOS PROMEDIO DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADOS AL JCBN Y SUS NIVELES DE FRECUENCIA E INTENSIDAD EN LA COSTA PERUANA.

4.1.1. Climatología sinóptica.

a) Medias anuales y ciclos diurnos.

Durante todo el año, Figura 33a, el centro promedio del anticiclón del sureste del Pacífico (SEP, de aquí en adelante) experimenta cambios menores en su posición longitudinal ($100^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) e intensidad (1021 – 1024 hPa), siendo ligeramente más intenso en primavera. El anticiclón alcanza su posición más al sur durante el verano con centro en $\approx 35^{\circ}\text{S}$, retrayéndose en dirección norte durante el otoño e invierno cuando su centro es localizado en $\approx 27^{\circ}\text{S}$. La migración hacia los polos del APSE durante el verano es parte del aumento de la SLP en toda la cuenca a lo largo de 40°S , consistente con los cambios de larga escala de la zona de convergencia intertropical. En otros lugares sobre el SEP, los valores de SLP en el verano (DEF, de aquí en adelante) son más bajos que en invierno (JJA, de aquí en adelante). Una diferencia especial se torna en la vaguada de invierno a verano ubicada a lo largo de la costa centro – norte de Chile ($20^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{S}$), la cual se reduce hacia el extremo norte del litoral en Perú ($\approx 6^{\circ}\text{S}$). Efectivamente, esta depresión se observa sobre latitudes subtropicales, conduciendo a la formación de una baja continental, (Seluchi *et al*, 2003).

La diferencia del viento superficial entre el DEF e JJA es dibujada en la Figura 33b junto con la diferencia estacional en la magnitud del viento. Sobre el océano, los vientos del oeste se debilitan de JJA a DEF en latitudes subtropicales ($20^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{S}$) y se fortalecen en latitudes medias ($45^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{S}$), tal como se esperaba en el desplazamiento estacional del APSE. Nótese, que la mayor área de debilitamiento del viento en superficie de JJA a DEF está situada en el área de mayor incremento de la SLP, indicativo de la supresión de eventos esporádicos de vientos. A lo largo de la costa sudamericana existe un dipolo estacional respecto de la diferencia de la magnitud del viento, incrementándose en DEF hacia latitudes subtropicales (fuera de Chile central) y debilitándose hacia latitudes tropicales (fuera de Ecuador, Perú, y norte de Chile). Tanto las medias anuales, como las diferencias estacionales de la magnitud del viento superficial se dan casi paralelas a la línea costera, lo que indica que los cambios estacionales en la velocidad del viento son mayormente producidos por cambios directos de la componente meridional del viento a largo de costa.

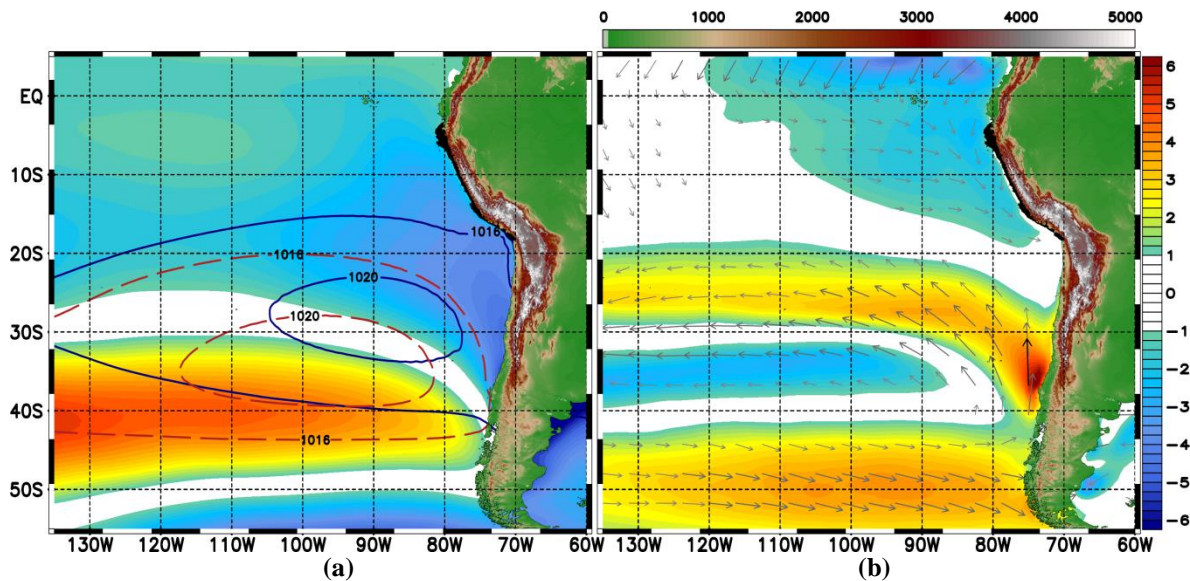


Figura 33: (a) Promedio estacional de la SLP (hPa) para DEF (contornos rojos) y JJA (contornos azules) y la diferencia DEF – JJA (colores). (b) Diferencia de la velocidad del viento, DEF – JJA (colores, ms-1) y la diferencia vectorial cada 8 puntos de grilla. Datos del reanálisis ERA – Interim a las 00UTC y elevación topográfica.

Pasamos a describir el ciclo anual del viento costero, el cual se ilustra en la Figura 34 como los promedios bimensuales (EF, MA, MJ, JA, SO y ND, como enero/febrero, marzo/abril, mayo/junio, julio/agosto, setiembre/octubre, y noviembre/diciembre) del viento a 10 m a las

00 UTC, a partir de 30 años de información del reanálisis (Figura 34a) e información satelital (Figura 34b) tomados en el estudio. La climatología acuerda entre la estructura total y el ciclo estacional del viento en superficie, notándose que el reanálisis europeo captura relativamente bien las variaciones del viento a lo largo de la costa, pero en intensidad mayor respecto de la información satelital frente al litoral peruano, viéndose núcleos de intensidad sobre los 6 (m.s^{-1}) en ambos productos. Además, se puede confirmar la dominancia anual del viento costero en latitudes bajas y subtropicales, con excepción de la región norte de la bahía de Arica ($16^{\circ}\text{S} - 18^{\circ}\text{S}$, donde la línea costera cambia abruptamente) con valores casi continuos oscilantes entre 4 a 6 (m.s^{-1}).

Durante el verano del hemisferio sur (ND – DF) existen regiones límite de alta velocidad del viento extendiéndose fuera de Chile central, Lengua de Vaca (Ldv, $\approx 30^{\circ}\text{S}$) en ND, y de baja velocidad hacia el norte. Este máximo de velocidad, en EF, es visto más al sur y al norte de la Punta Lavapie ($\approx 36.4^{\circ}\text{S}$). De marzo a junio, el viento decrece sustancialmente fuera de la costa central de Chile y vientos zonales se tornan dominantes hacia la zona sur costera ($> 35^{\circ}\text{S}$). En el Perú, se incrementa la velocidad de componente SE del viento en un área amplia para latitudes subtropicales, alcanzándose un máximo en el periodo JA del invierno austral fuera de la costa central (Pisco, $\approx 14.8^{\circ}\text{S}$) y norte (Talara, $\approx 5^{\circ}\text{S}$), con valores que superan los 7 (m.s^{-1}), para ambos productos. En esta región peninsular de Pisco, el máximo valor de viento encontrado está presente aun en el periodo inicial de primavera austral, pero cae rápidamente durante noviembre. Al mismo tiempo, entre SO y ND, la mayor velocidad del viento se encuentra fuera de Ldv, asociada a la presencia de fuerte componente meridional del viento que, en consecuencia, fomentan fuerte afloramiento costero en esta región. De lo anterior, cabe precisar, que estas tres zonas mencionadas son conocidas por presentar fuerte afloramiento costero (Rutland y Montecino, 2002; Sherman y Hempel, 2009), modulado por la dinámica estacional presentada por el JCBN (Garreaud, *et al.*, 2005). Seguidamente, es posible observar dos núcleos máximos de viento fuera de la costa de 30°S y 15°S durante todo el año.

La velocidad del viento esta cercanamente relacionada con la configuración en intensidad del APSE y el cambio de la magnitud del gradiente meridional de la SLP (ΔSLP_y) sobre la costa. Cambios importantes en la aproximación e intensificación del APSE sobre la

cordillera de costa son vistos a escala mensual multianual (Figura 35a), encontrándose que el centro del APSE, entre enero y diciembre, se desplaza de sur a norte de los 30°S. En el periodo SO, el APSE es más intenso (máx. ≈ 1023 hPa) y su centro de alta presión tiende a migrar hacia el suroeste, pero es durante JA cuando la intensidad del viento a lo largo de la costa peruana es mayor. En MA el APSE es menos intenso (máx. ≈ 1020 hPa) y predomina un campo de presiones inferiores a 1014 hPa en la costa peruana, observándose incluso una aproximación de la isóbara de 1008 hPa hacia la costa norte ($\approx 5^\circ$ S), debilitándose el flujo de viento en superficie, dado el bajo gradiente horizontal, siendo el ΔSLP_y menos intenso.

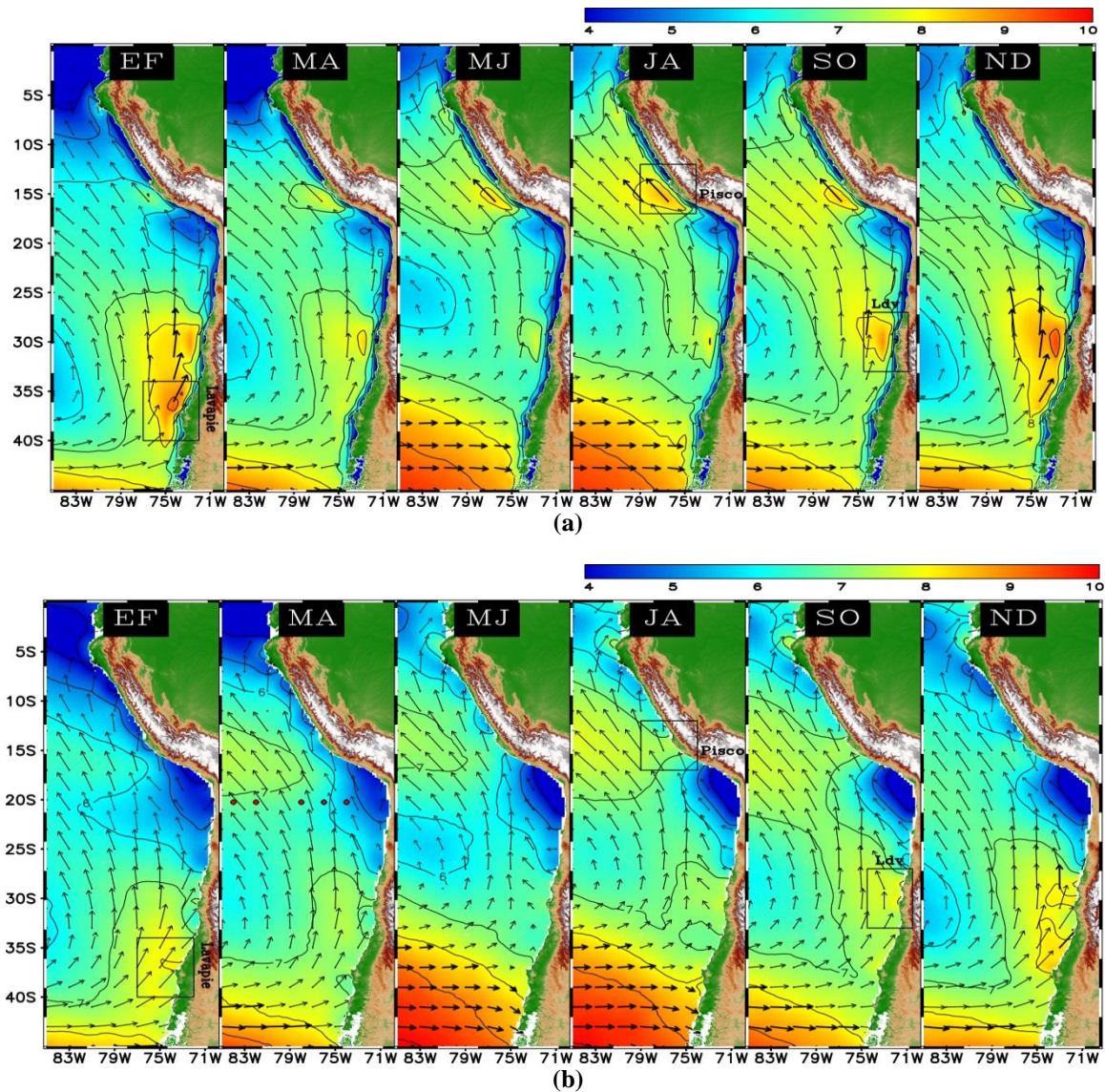
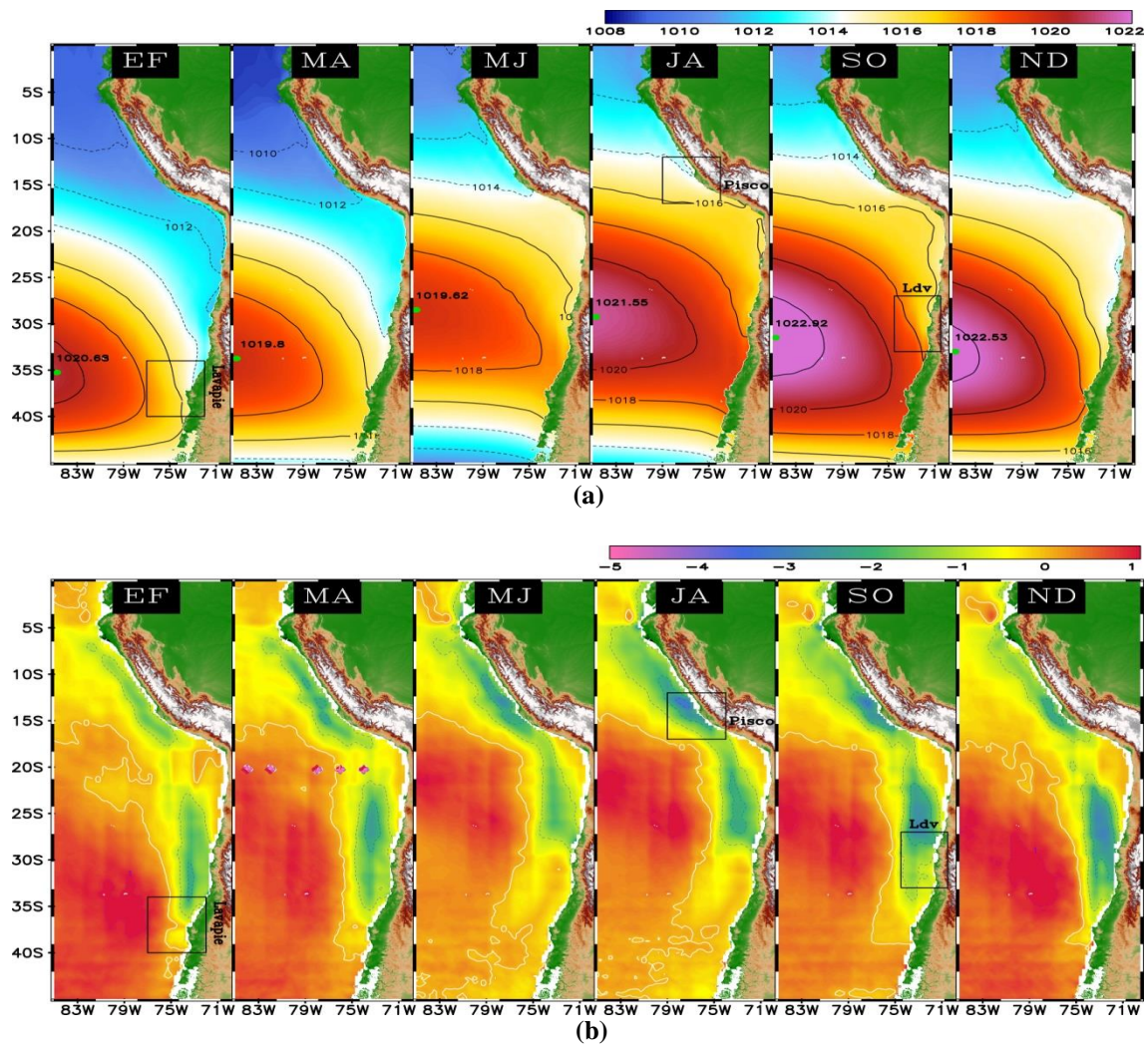


Figura 34: (a – b) Promedios bimensuales a las 00UTC de la velocidad del viento a 10 m en ms^{-1} a partir de (a) reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010) y (b) satélites multi ensamblados (clima: 1995 – 2010). Vectores mostrados cada 6 puntos de grilla.

En la Figura 35, respecto de la dinámica del sistema de afloramiento Perú – Chile, se puede observar que el comportamiento estacional del afloramiento costero, expresado en unidades de estrés de viento oceánico debajo de $-1 \times 10^{-7} Nm^{-3}$ (A.Albert, *et. al.*, 2010), está pre – condicionado por el incremento de los vientos costeros inducidos por el desplazamiento o intensificación hacia los polos del máximo de ΔSLP_y (Beldamani, *et. al.*, 2013); comportamiento reducido hacia el norte del litoral peruano. No obstante, en la costa central y sur del Perú se podría esperar que la ocurrencia episódica de eventos extremos asociados al JCBN participe de un rol importante en modular la variabilidad espacio – temporal del afloramiento en escalas de tiempo sub – mensuales, en especial para los meses comprendidos entre mayo y octubre (Figura 35b).



(b)Figura 35: (a – b) Promedios bimensuales a las 00UTC de (a) la SLP (colores, hPa), reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010) y (b) curvatura del estrés del viento a 10 m (Nm^{-3}) a partir del ensamble de satélites (clima: 1995 – 2010).

En superficie, cambios estacionales del viento a lo largo de la costa oeste de Sudamérica deben estar relacionados a cambios en la forzante media del gradiente meridional de presión (AGP, por sus siglas en inglés) fuera de la costa (≈ 75 km). El AGP (de aquí en adelante) expresado en la Figura 36 fue calculado en cada punto de grilla (Figura 31, línea negra continua) siguiendo la metodología de Rahn, *et. al.*, (2013).

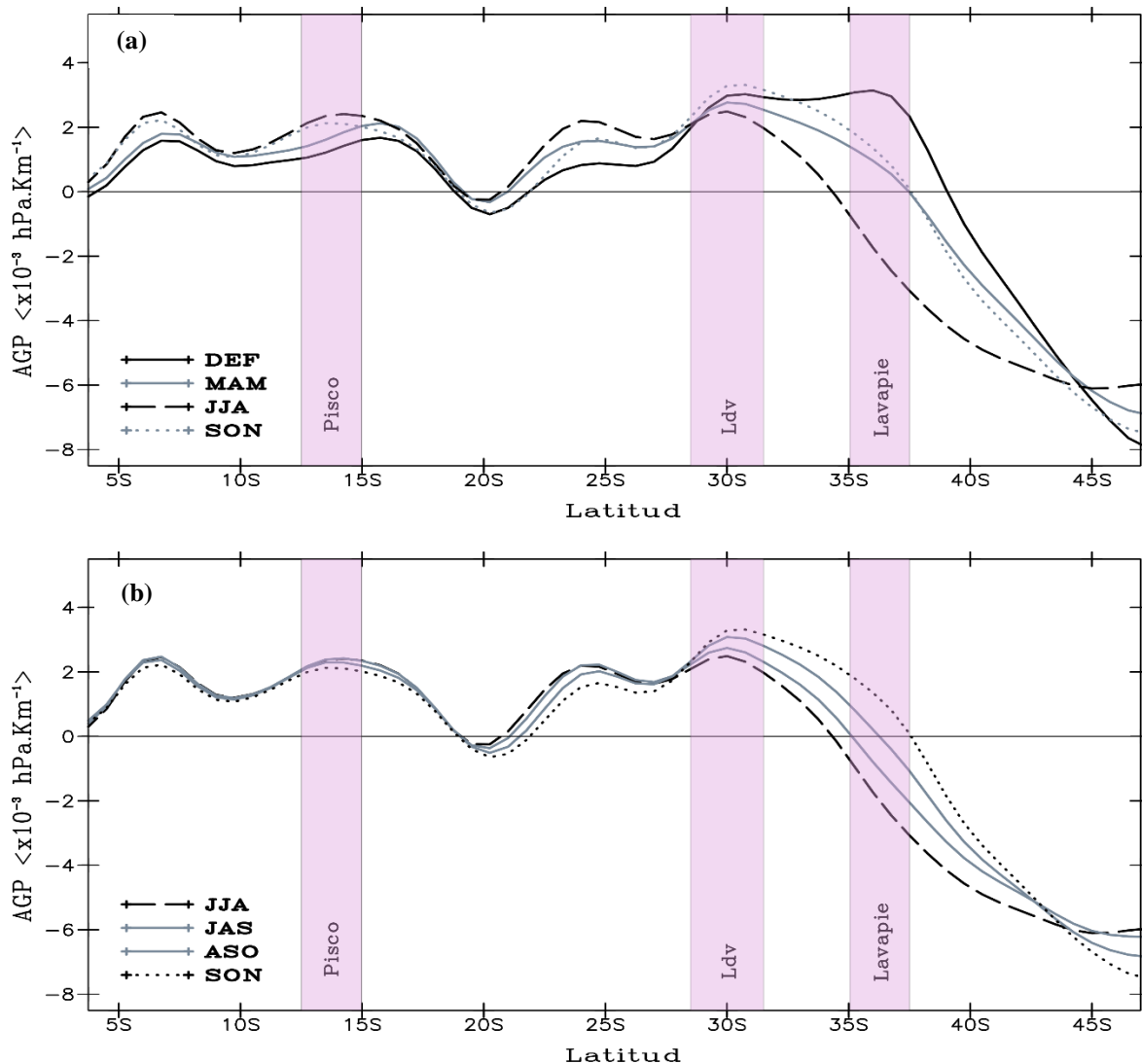


Figura 36: (a – b) Promedio del AGP ($10^{-3} \text{ hPa/Km}^{-1}$) a partir del reanálisis ERA – Interim a las 00 UTC, calculado para cada estación del año (a) y para la transición de meses fríos del año (b); indicados en el margen inferior izquierda. Las áreas de mayor afloramiento costero están indicadas en colores rosas.

Durante el DEF cuando el viento en la costa de Chile central es mayor, el AGP es intenso; sin embargo, en JJA, cuando el viento y el AGP son más intensos en la costa central y sur del Perú ($10^{\circ}\text{S} - 17^{\circ}\text{S}$), en Chile central y sur, el AGP se reduce significativamente (Figura 36a). De la misma manera, en la región del codo chileno ($18^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$) el AGP parece ser débil durante todo el año; consistente con el análisis de viento superficial para esta zona. Así también, es posible notar que el patrón del AGP en la transición de JJA a primavera (SON, de aquí en adelante) está más (menos) definido en la costa de Chile (Perú), siendo mayor en SON (JJA), Figura 36b. El AGP cerca de Ldv es más consistente durante todo el año; sin embargo, este también presenta una dependencia estacional y es más fuerte durante el afloramiento costero de SON. En Perú, como se ha analizado previamente, existe un máximo local cerca de Pisco en JJA, aunque más débil y con menos variaciones estacionales que su contraparte chilena.

Otra característica climatológica relevante de superficie es el ciclo diario promedio del viento. La Figura 37, muestra los promedios bimensuales de la diferencia entre las 00 UTC menos las 12 UTC (tarde menos mañana) expresados en forma vectorial y magnitud. En Chile, de acuerdo con Muñoz, *et. al.*, (2008), el mayor ciclo diario es encontrado fuera del centro – norte de la línea costera (incluyendo Ldv) en primavera y verano (ND y EF) durante la temporada de fuertes vientos en esta región; no relacionada a la clásica brisa marina. Esta diferencia diaria en el centro – norte de Chile es mayormente causada por el incremento del viento meridional del sur, paralelo a la costa. Mientras que en el Perú, la región norte ($3^{\circ}\text{S} - 8^{\circ}\text{S}$) presenta un marcado ciclo diario en invierno y primavera, siendo influenciado principalmente por la componente zonal flujo de viento, comprendidas entre suroestes y noroestes, que sumándose al efecto de brisa marina – continental, contribuyen en la intensificación del viento durante el día. Más hacia el sur (alrededor de Lavapie, $\approx 37^{\circ}\text{S}$), similar a Ldv, el viento se incrementa en periodos de tarde durante el verano, pero gran parte del ciclo diario es debido al incremento del flujo hacia la parte continental. Cabe mencionar que la variación diaria a lo largo de la costa central y sur del Perú se muestra débil todo el año, y es mínima durante la temporada de vientos fuertes, en relación a alta frecuencia del JCBN entre junio – setiembre, viéndose la dominancia de sures y suroestes mar afuera.

Hasta ahora, de lo descrito anteriormente, las variaciones estacionales de la magnitud del viento en las tres áreas geográficas relacionadas al JCBN de Sudamérica parecen ser controladas por la intensidad del AGP, el cual, a su vez, es controlado por el ciclo anual del APSE. La ocurrencia de estos jets, tanto en Chile como en Perú, fomenta el incremento de la actividad del afloramiento costero principalmente en estas regiones señaladas (Figura 34). Cabe mencionar también que estos núcleos de máximas velocidades de viento o jets localizados para cada región se diferencian respecto a su cobertura espacial; así como, los patrones sinópticos predominantes en la sucesión del JCBN.

Un aspecto importante para la intensificación del viento cerca de la costa es que tanto Pisco, Ldv y Lavapie presentan similitudes topográficas, dada la configuración peninsular entre ellas. En otras zonas, la geografía costera está muy sesgada a pocas decenas de kilómetros de anchura. Por tanto, los procesos de mesoescala están ligados a la topografía costera, actuando en acuerdo con el AGP como forzante más amplia, para producir estos jets localizados que definen al JCBN. De la mano con este pensamiento, es sabido que la teoría hidráulica es también utilizada para explicar las velocidades máximas del viento costero en otros lugares, como es el caso del jet costero de bajos niveles de California (Winant, *et. al.*, 1988; Haack, *et. al.*, 2001).

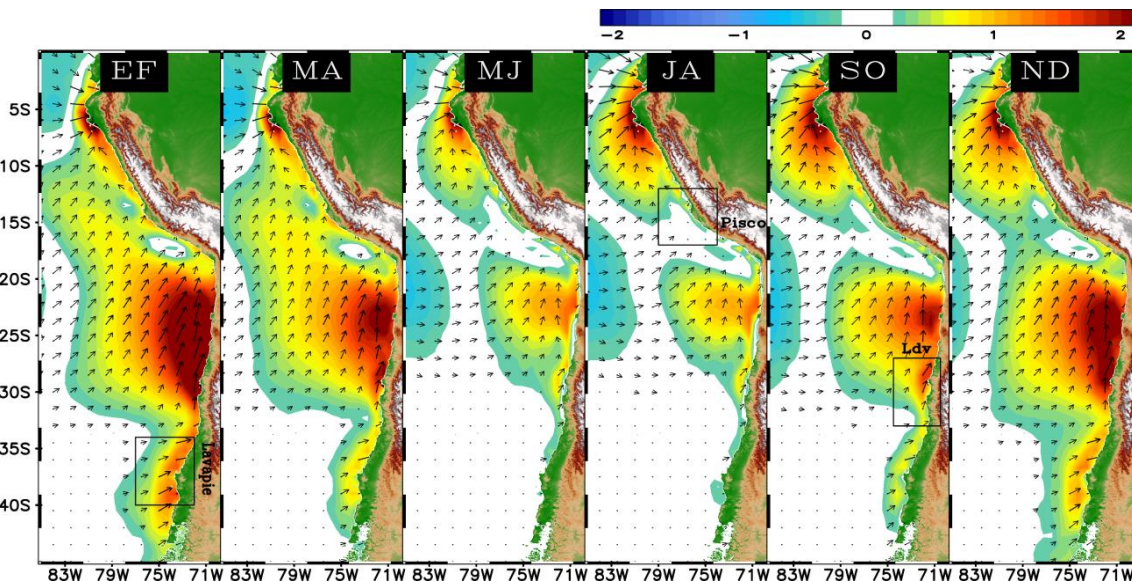


Figura 37: Promedios bimensuales de la diferencia vectorial y magnitud del viento a 10 m en ms^{-1} entre las 00 – 12UTC, a partir de los datos de reanálisis ERA – Interim (clima: 1981 – 2010). Los vectores se encuentran cada 2 puntos de grilla.

b) Definición de extremos de viento.

Luego de presentarse el marco general de las condiciones medias del viento en superficie para el entorno costero de Sudamérica, fue de importancia determinar las características propias del viento costero en la costa peruana, a partir de la información observada disponible, mediante el estudio de los valores de viento extremo en las estaciones “control” mencionadas en el Tabla 2.

Si bien el JCBN en la costa peruana ocurre todo el año, presentándose con mayor intensidad entre los meses de julio y agosto (Figura 34) para las regiones centro y sur, los eventos extremos en la costa peruana difieren para cada región, ya que cada una presenta un umbral diferente de velocidad del viento para catalogarse como “viento de intensidad fuerte”. Los umbrales específicos para categorizar el paso del JCBN se basaron en la información observada en cada región tomada del total de estaciones costeras disponibles bajo el criterio POT.

En el Anexo 1 se ilustra la distribución específica de los datos de velocidad del viento para cada estación tomada en cuenta para invierno y primavera. De donde se pudo observar que la amplitud de la variabilidad del viento es ligeramente más larga en la costa norte, Talara y Chiclayo, siendo las diferencias poco perceptibles en ambos periodos. El gráfico también revela qué valores de cuantiles asociados a la velocidad del viento (en nudos, Kt) entre el percentil 10 y percentil 80 difieren en todas las estaciones, notándose que los valores más altos se establecen sobre el 90% de los datos (p90), encontrándose a Chiclayo, Pisco, Talara y Piura, con los más altos, seguidos de Trujillo y Lima, en ese orden. Estas diferencias entre los valores no difieren hacia el percentil más alto, viéndose una congruencia de los máximos alcanzados con valores superiores a 20 Kt. Es así que, se puede decir que Pisco (SPSO) representa la estación con el régimen de vientos más altos y atípicos durante el invierno y primavera, con valores sobre 25 Kt. Por tanto, considerando lo anterior y la suficiencia de información por estación para el análisis de extremos, se definió a los eventos extremos del viento costero como aquellas velocidades superiores al p95 para cada estación control. La Tabla 16 resume los umbrales encontrados a partir del método POT, de donde se puede ver que los valores extremos asociados al p99 entre invierno y primavera se encuentran muy cerca y ligeramente mayores en SON. Podemos observar, también, que no

existe un único umbral para denominar “vientos fuertes” en la costa peruana; estos varían en cada una de las estaciones “control”. Así también, la intensidad del viento en la región central no presenta valores altos como en el sur y el norte (recuadro rojo). Por lo cual, para hacer uso de un umbral, a partir del cual que determine la mayoría de las características del JCBN en el litoral, se observó qué estación representa mejor las principales forzantes sinópticas, basado en la metodología descrita (sección 3.2.2, a4).

Tabla 16: Resumen de los resultados encontrados en el método POT.

Estacion	N	JJA (-p99-)	SON(-p99-)	P95 (Kt) - JJA	P99 (Kt) - JJA	P95 (Kt) - SON	P99 (Kt) - SON
Talara	232	90	142	14.4	16.8	15.1	17.8
Piura	96	22	74	13	15	14	16
Chiclayo	132	46	86	17	19	18	20
Trujillo	190	80	110	11	12	11	13
Lima	101	40	61	10	13	11	13
Pisco	124	58	66	14	19	16	19

"N": Número total de eventos extremos por estación (sobre el percentil 99).

p95: Percentil 95.

p99: Percentil 99.

c) Variabilidad estacional

En general, en términos estacionales (durante JJA y SON, periodo base: 2006 – 2014), la dirección más frecuente y predominante del viento para la mayoría de las estaciones control analizadas (Anexo 2, Figura 90 y 91) se presenta en horas de la tarde y noche (18 – 03UTC), con una componente del viento del sureste a suroeste (135 – 225°), en contraste con Pisco, cuya predominancia fue del S a O/NO (180 – 292.5°). Este cambio importante en la dirección depende de la presencia un ciclo diurno marcado y de la configuración topográfica para lugares donde la geografía de la cordillera de costa muestre mayor extensión hacia océano (Anexo 3). Tal es el caso de las zonas peninsulares (ej. Pisco), donde el efecto de cabo contribuye significativamente en la aceleración del viento durante la tarde (Garreaud *et al.*, 2011), favoreciendo también a la forzante termal marina – continental (Appelhans T. *et al.*, 2012). A diferencia de Pisco, en Chiclayo (un caso particular), la proyección del flujo de viento es netamente meridional y no presenta

mayores obstáculos en el terreno hacia la ubicación de la estación, manifestándose también altos valores de viento.

De acuerdo al análisis de frecuencias horarias, se puede ver que los rangos altos observados dominan en aquellas horas de mayor régimen de viento; ligeramente mayor en SON que en JJA. Así también, es importante precisar que el marcado ciclo diurno de la estación ubicada en Pisco es reflejo del cambio direccional del flujo de viento del noreste a este – noroeste durante las horas de la mañana, producto de la intensificación de la brisa marina de mar a continente, para luego predominar flujos de viento del S/SO en horas de la tarde y noche. Este proceso térmico es mejor visto en los meses de SON que en JJA. Cabe mencionar que en Pisco el comportamiento del ciclo diurno del viento superficial medido en el océano (Figura 37) es opuesto a lo encontrado en la zona terrestre. Sin embargo, la acción del JCBN y el AGP cerca a la costa modulan los procesos locales presentados en la región central y sur de la costa.

Por otro lado, respecto de los valores centrales (Anexo 2) en la distribución horaria de la velocidad del viento para JJA (SON), las estaciones del norte presentan incrementos importantes en horas de la mañana y tarde (mañana), entre las 12 y 18 UTC (8 y 14 UTC) con valores fluctuantes entre 9 a 15Kt (10 a 17Kt). Sin embargo, en las estaciones del centro y sur, la intensificación se da en horas de la tarde y noche (término de la mañana), entre las 17 y 21 UTC (14 y 17 UTC) con valores variantes entre 7 a 10Kt (8 a 13Kt) y encontrándose la mayor cantidad de valores atípicos en Pisco, los cuales sobrepasan los 20Kt. Estos están asociados al paso regional del JCBN y fenómenos meteorológicos locales conocidos como “Paracas” (Escobar, 1998 y Quijano, 2013), principalmente. Por tanto, se puede afirmar que la intensidad del viento en SON es ligeramente mayor a JJA, observándose que Chiclayo (JJA = 15Kt y SON = 17Kt) y Pisco (JJA = 10Kt y SON = 13Kt) presentan los valores más altos; a diferencia de Lima (JJA = 7Kt y SON = 8Kt), la cual presenta los valores más bajos. Esta evaluación fue consistente con los valores extremos encontrados (Tabla 16).

Hasta ahora, se ha documentado la existencia de la estructura espacial del JCBN (ej. “jets localizados”, regiones con fuertes vientos cerca de la línea costera) fuera del litoral peruano en los campos promedios estacionales y de las distribuciones horarias del viento y dirección

en las estaciones control. Ahora bien, los diagramas de tiempo y latitud (Figuras 38 y 39) también muestran la variabilidad del JCBN, a partir del análisis del viento y AGP durante JJA y SON del año 2004. En JJA, se ve buena señal de eventos de jets costeros, señalados por la magnitud del viento total superior a 8 ms^{-1} , que tienden a durar una semana (variando entre 3 a 5 días), interrumpido por periodos cortos de vientos débiles y por una alta frecuencia de flujos meridionales de componente norte. Estos flujos meridionales se concentran más en la región sur de la costa y, en ocasiones, a lo largo de todo el litoral. Véase también que la duración del viento (sobre 6 m.s^{-1}) suele ser más recurrente en el norte (entre $10^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{S}$), intensificándose progresivamente hacia el centro y sur ($10^{\circ}\text{S} - 16^{\circ}\text{S}$). Esta migración es característica de la intensificación del JCBN de norte a sur en ambos periodos del año. El comportamiento del viento tiene una correspondencia clara con el AGP, visto con valores positivos (negativos) durante periodos de JCBN fuerte (débil). Así también, en el extremo sur de costa se presentan con mayor frecuencia valores negativos, ya que el viento suele ser más débil que en otras regiones y el paso de ciclones extratropicales, asociados a eventos de COL, son más incidentes (Reboita M. *et al.*, 2010).

A manera comparativa y bajo el mismo análisis, en SON, la presencia de periodos de JCBN se reduce en duración e intensidad (ej. menos eventos con velocidades sobre 12 m.s^{-1}), al igual que la dominancia de flujos meridionales del norte; especialmente hacia finales de octubre y durante noviembre. La presencia de eventos de “No Jet” tienden a durar más tiempo que en JJA, en especial durante noviembre. Nuevamente, estas características vistas en la variabilidad del viento se ven reflejadas también en el AGP, con valores negativos menos recurrentes e intermitentes en el extremo sur y menor duración del AGP positivo hacia finales del periodo, a lo largo de la costa central y sur, principalmente. A partir de octubre, se observa mayor dominancia de los valores negativos en las secciones costeras comprendidas entre 11°S y 8°S .

De ambos periodos analizados, valores de AGP sobre los $4 \times 10^{-3} \text{ hPa.Km}^{-1}$ corresponden a valores equivalentes del viento en rachas observadas sobre los 8 m.s^{-1} , lo cual refleja la intensificación propia del JCBN sobre los “jets locales” a lo largo de la costa, llegándose a encontrar valores de viento que superan los 12 m.s^{-1} en la costa sur, principalmente.

Adicionalmente, al norte de los 7°S, si bien la alta frecuencia del viento y valores de AGP positivos son congruentes, no parecen presentar mayor diferencia en ambos periodos.

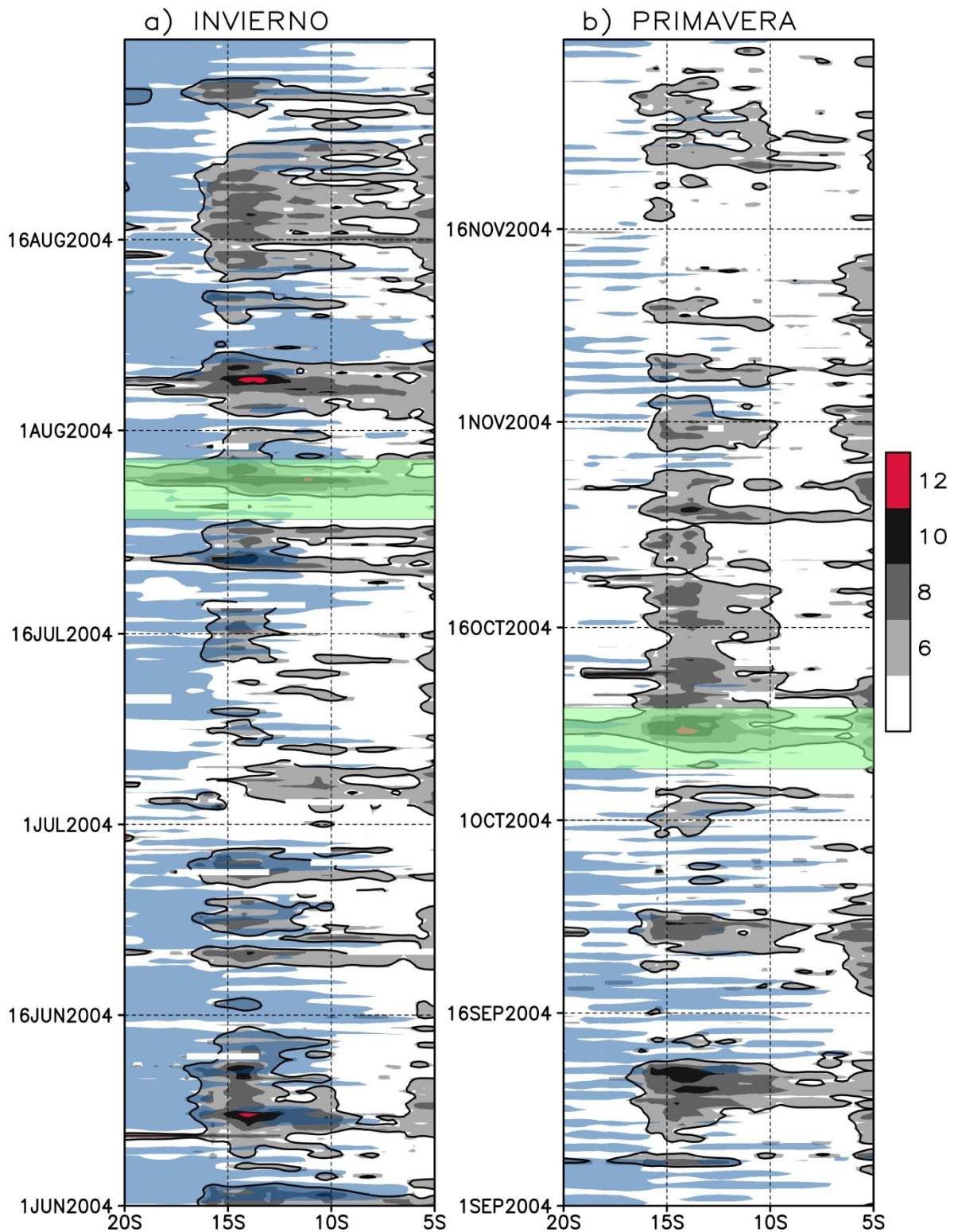


Figura 38: Sección temporal – latitudinal del viento total a 10 m (colores grises, escala en la mano derecha en ms^{-1}) y la componente meridional del viento (colores azulados, $V < 0$) cada 6 horas (UTC) a lo largo de la costa de Perú para (a) invierno y (b) primavera del año 2004. El viento total y meridional satelital es representativo para una franja costera de ≈ 100 Km. Las regiones sombreadas de verde indican los casos de estudio seleccionados.

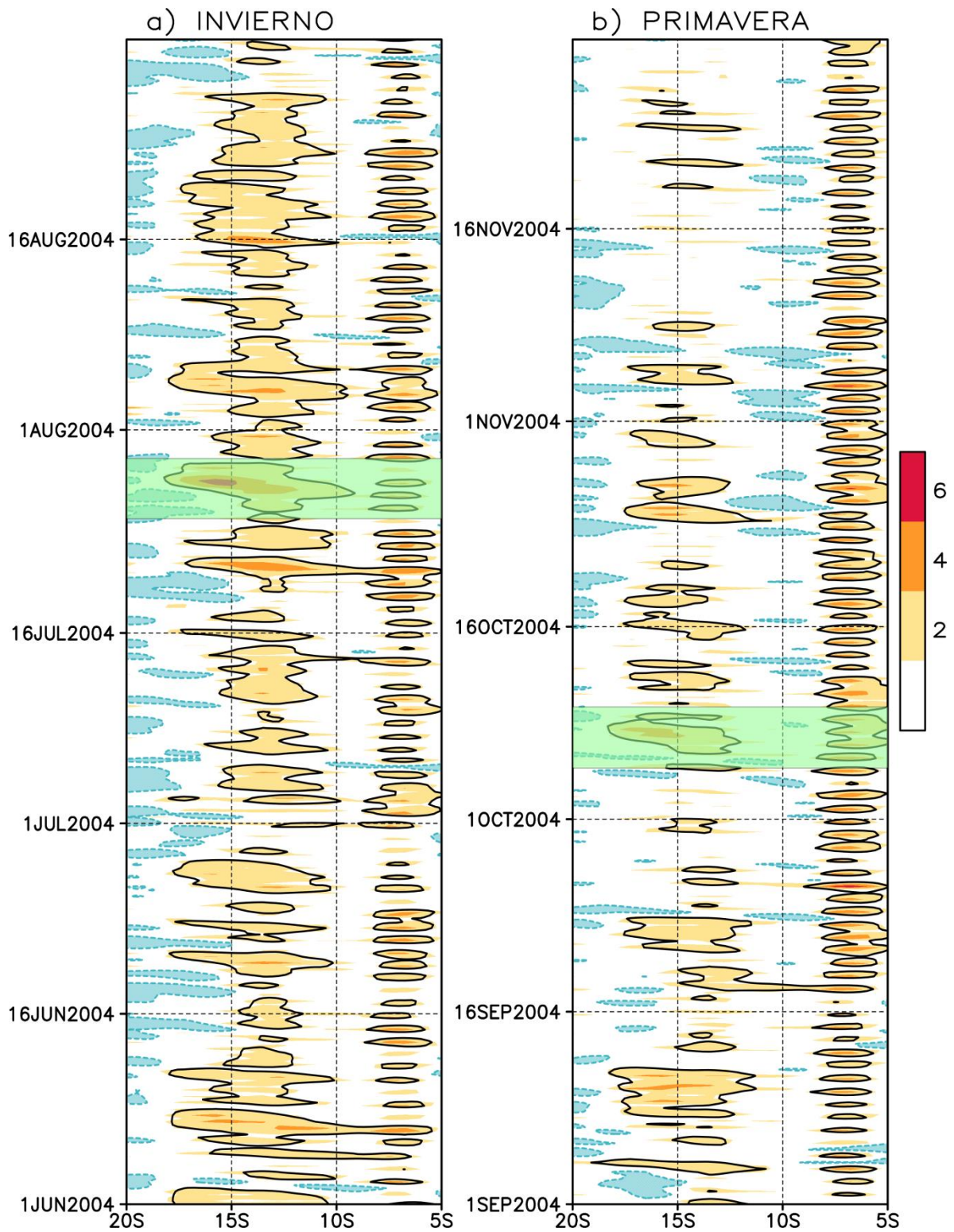


Figura 39: Sección temporal – latitudinal del gradiente meridional de SLP (escala en la mano derecha en $\times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{Km}^{-1}$) calculado a lo largo de la costa del Perú a una distancia de $\approx 75 \text{ km}$ para (a) invierno y (b) primavera del año 2004. Los colores rojizos (azulados) indican un gradiente meridional positivo (negativo).

d) Método de compuestos.

Como se expuesto anteriormente, los valores extremos asociados a la variabilidad del JCBN en la costa peruana difieren para cada región, pero en todos se encuentran un rango similar de intensificación del viento (18 – 03UTC). Por lo que, para determinar la región costera que mejor identifique las características regionales del JCBN y de la cual se proceda a la categorización de umbrales, se utilizó el análisis de Composites, a partir de la cantidad de eventos extremos encontrados (Tabla 16). La cuasi semanal recurrencia de eventos de JCBN (Figura 38 y 40) indica que, efectivamente, estos fenómenos meteorológicos están asociados con sistemas sinópticos transitorios; estos son representados en los Anexos 4 y 5 bajo los criterios de agrupamiento mencionados en la sección 3.2.2 a4.

En el Anexo 4, se puede identificar que las principales señales de escala sinóptica presentan un ingrediente común en el transcurso estacional de JJA a SON para la ocurrencia de eventos extremos, conducido por la propagación hacia el este de un sistema baroclínico en latitudes medias y subtropicales. Dos días antes de la intensificación del viento a lo largo de la costa del Perú (a las 00 UTC), hay una superficie de baja presión anómala sobre la región del Pacífico sureste con un eje de vaguada en 500 hPa justo al oeste del centro de presión negativo. La proyección de este patrón se configura mejor durante JJA, viéndose que en SON el eje de la vaguada se encuentra más inclinada al oeste que en JJA. Hacia el día central, el lado de pre – vaguada (o eje delantero a la dorsal de sentido SE – NO) y la baja anómala se mueven despacio. Se observa también, el traspaso de una intensa superficie migratoria anticiclónica en 30°S hacia la costa central del Chile con un núcleo anómalo fuerte frente a la costa y una dorsal anómala entrante muy intensa en océano con un eje de vaguada aun presente sobre la costa. Este eje se proyecta hacia la costa norte de Perú, en 82°W/30°S aunado a un campo de anomalías positivas de SLP que se desarrollan en un área cercana a la costa de Pisco y central – norte de Chile, generándose una dorsal superficial anómala costera justo debajo del patrón de vaguada. Esta secuencia de patrones espaciales se torna muy débil a medida que nos acercamos a SON. No obstante, un día antes del día central, el eje de pre – vaguada muestra su mayor extensión latitudinal, viéndose ligeramente más hacia el norte de 20°S en JJA, a diferencia de SON. El desfase transicional de la superficie anticiclónica migratoria anómala es más claro un día después

de la ocurrencia máxima del evento extremo costero, cuando el núcleo anómalo ha alcanzado la costa, ubicado debajo del eje de la dorsal de niveles medios predominante con una fuerte inclinación SE – NO y entre las latitudes 30°S y 40°S, alcanzándose el repliegue máximo de las anomalías de viento (sobre los 3 m.s⁻¹) frente a la costa sur del Perú durante el JJA (no se muestra en SON). Al mismo tiempo, anomalías positivas de la SLP y el viento se debilitan a lo largo de la costa peruana y central – norte de Chile. Este patrón es más marcado, mar afuera, a medida que nos aproximamos a SON. Finalmente, se puede ver que durante todos los casos y escenarios temporales (JJA a SON), el patrón anómalo de la SLP se incrementa principalmente hacia la costa central y sur del Perú, mientras el patrón anómalo del viento alcanza a sobrepasar la costa norte del litoral.

En el caso de las configuraciones sinópticas promediadas a partir de los extremos de viento encontrados singularmente por cada estación “control” (Anexo 5), es notorio ver que sigue una secuencia similar para cada escenario estudiado en el desarrollo del JCBN a lo largo de la costa peruana, acentuándose durante el JJA, a diferencia de la SON. Así también, se puede afirmar que a partir de los patrones sinópticos encontrados en cada región costera, la dinámica del sistema de vaguada y dorsal anómala de niveles medios hacia la superficie se representada mejor en la región sur y se reduce hacia la zona norte de la costa. Esto nos indica que para poder estudiar correctamente las características tridimensionales del JCBN en la costa peruana y dar a conocer los umbrales críticos que determinen el nivel de intensidad del fenómeno, es mejor utilizar los valores extremos observados de la estación Pisco, ya que reproduce mucho mejor la sinóptica de la onda baroclínica asociada al incremento del viento costero en el litoral del Perú.

4.1.2. Categorización y definición del JCBN.

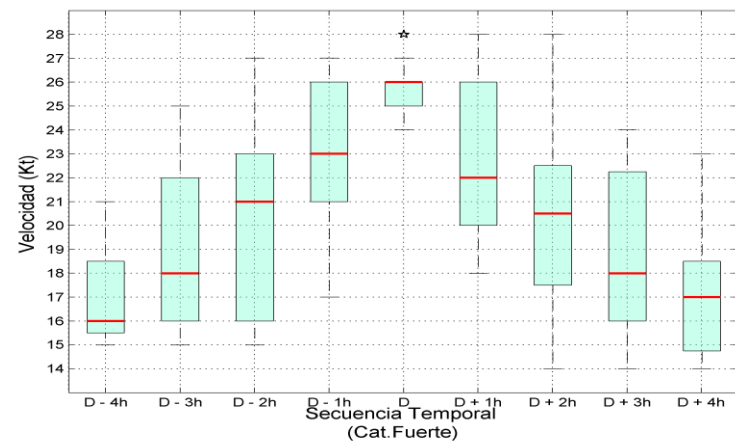
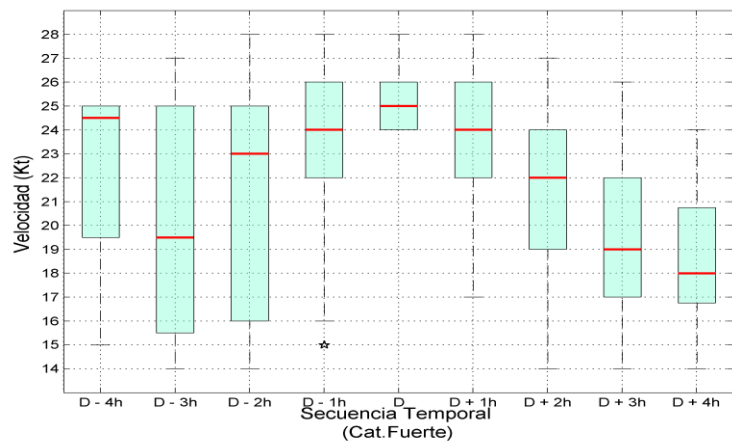
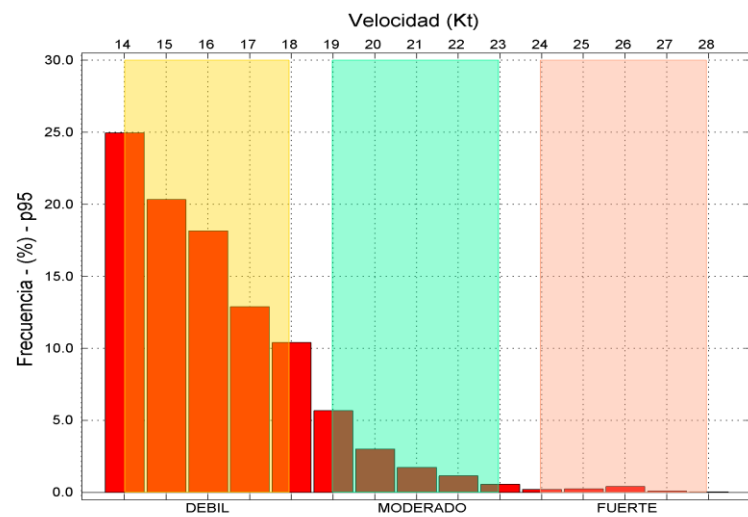
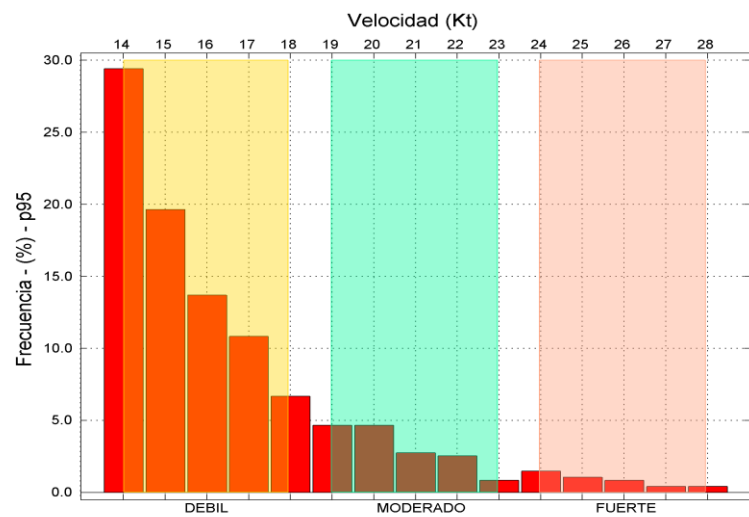
a) Umbrales críticos para el JCBN.

Siendo Pisco la estación elegida para el determinar la categorización del JCBN, la distribución de los valores de viento extremos que superan el cuartil más alto asociado al p95 ($\approx 7 \text{ m.s}^{-1}$) de la serie histórica (2004 – 2014), mostrada en la Figura 40 (Paneles superiores), refleja que el valor máximo alcanzado durante los meses de JJA (SON) es de 28 Kt ($\approx 14 \text{ m.s}^{-1}$). Por tanto, a partir de los histogramas de frecuencias se categorizó la

serie de extremos de viento en Débil ($7 \rightarrow 9 \text{ m.s}^{-1}$), Moderado ($9.5 \rightarrow 11.5 \text{ m.s}^{-1}$) y Fuerte ($12 \rightarrow 14 \text{ m.s}^{-1}$), correspondientes al 80.2% (86.7%), 15.5% (12.2%) y 4.2% (1.1%) de la muestra total de eventos extremos, observándose que las velocidades del viento de categoría fuerte en Pisco son poco frecuentes y difíciles de alcanzar en un año común para ambos periodos analizados. Ahora bien, al considerar la climatología del viento superficial en la región sur de la costa peruana (jets localizados, Figura 34) y la identificación de la variabilidad horaria estacional de alta frecuencia del viento satelital asociados a la sucesión de eventos de JCBN a lo largo del litoral (Figura 38), en la presente investigación se prestó mayor atención al umbral de categoría fuerte del viento observado, con el propósito de usar tales umbrales críticos del viento como parte de la definición del JCBN para casos severos. No obstante, las velocidades sobre los 8 ms^{-1} para las categorías moderadas y débiles suponen una caracterización del JCBN en la costa, pero en menor intensidad. Cabe señalar que durante un día ventoso, el JCBN suele presentar el máximo pico de racha máxima de velocidad de viento en un rango aproximado de 9 horas de viento sostenido (Figura 40, Panel inferior).

b) Primera definición del JCBN en el Perú.

Entonces, en superficie, el umbral crítico del viento usado para denominar la intensidad del JCBN de categoría fuerte es a partir de 12 m.s^{-1} . Ahora bien, con el uso del reanálisis se evaluó la distribución del perfil vertical atmosférico, respecto del viento, temperatura y velocidad vertical promedio en la atmósfera para la región sur de la costa (recuadro negro, Figura 41); representadas en la de la Figura 43 para JJA y SON. Es así que para el promedio de los casos en ambos periodos, se encontró que el núcleo máximo de intensidad del JCBN (Jet Core, de aquí en adelante) se encuentra entre los niveles 975 y 950 hPa (250 – 500 m) con una velocidad promedio alrededor de 16 m.s^{-1} y variaciones por casos de hasta 20 m.s^{-1} . En JJA, el máximo valor del Jet Core puede ser visto en 925 hPa ($\approx 700 \text{ m}$). Además, se puede ver una reducción rápida la velocidad del viento sobre el 30% hacia $\approx 700 \text{ hPa}$. Otra similitud importante es presentada en la marcada inversión térmica que se sitúa fuera de la costa de Pisco. La inversión se encuentra entre 950 y 875 hPa con aumento de hasta 4°C desde la base al tope, mostrándose una CLM muy llana en ambos periodos.



(a)

(b)

Figura 40: Histogramas y Box - Plots de la información histórica de Pisco (2006 - 2014) para los valores de viento sobre el p95 durante (a) JJA y (b) SON.

Esta característica de fuerte inversión está sesgada al suelo marino se presenta debido a la intensa subsidencia asociada al flanco oriental del APSE (Figuras 46) en el tope de la CLM mezclada, lo que generalmente intensifica el flujo sinóptico de superficie mar afuera y fuera de la costa peruana, afectando al sur principalmente. Este flujo de surestes domina sobre las características locales del viento observado (ej. brisas marinas) en horas de media tarde y noche. Así también, es claro notar que tal subsidencia exacerbada sobre y debajo de la CLM se ve reducida por el intenso gradiente baroclínico hacia el litoral costero, la cual sirve de barrera en el intercambio turbulento con niveles de baja tropósfera. En promedio, esta reducción ocurre entre los niveles de 800 y 850 hPa; debajo de los cuales, domina la dinámica de mesoescala. También se puede apreciar que durante los eventos de JCBN fuertes, en JJA (a diferencia de SON), el pico de subsidencia exacerbada promedio se encuentra entre los niveles de 600 y 700 hPa. Por otro lado, en SON, este patrón se establece mejor entre 350 y 450 hPa. No obstante, en ambos periodos, el nivel de 700 hPa parece representar bien los descensos hacia el tope de inversión, viéndose disminuido en SON, en comparación a JJA.

Las características del perfil vertical del JCBN en la costa sur del Perú presentan similitudes con los estudios hechos del JCBN en la costa oeste de California. En ambos, el Jet Core en el JCBN presenta fuerte mezcla vertical y está ubicado dentro de una fuerte y muy inclinada inversión térmica encima del tope de la CLM (Beardsley et al., 1987). En efecto, como se vio en la Figura 43, la altitud asociada al Jet Core se encuentra determinada por la altura de la inversión, ya que el empinamiento y fortalecimiento de esta puede modificar la intensidad del JCBN. Sumado a lo anterior, desde un enfoque de mesoescala, la estructura propia del perfil es forzada principalmente por el viento térmico (no se muestra) resultante del fuerte contraste térmico, o baroclinicidad costera, entre el mar costero y el terreno continental (Friehe y Zemba, 1987), que al interactuar con otros procesos de mesoescala modulan el comportamiento espacial y temporal del jet (Burk D. et al., 1995). Además, semejante al JCBN de California, la razón por la cual la velocidad del viento se reduce debajo del Jet Core se debe a la transferencia turbulenta de cantidad de movimiento hacia la superficie marina. Mientras que el descenso abrupto del viento sobre el tope de inversión es respuesta a la reducción del gradiente horizontal de presión con la altura, debido al viento térmico asociado a la pendiente de la CLM (Parish T. et al., 2000).

Las Figuras 41 y 42 muestran los patrones sinópticos anómalos asociados al JCBN de fuerte y moderada intensidad representativo en la costa peruana para JJA y SON, a partir del agrupamiento de casos de la estación Pisco, la cual representó mejor la caracterización del JCBN en el análisis de Composites realizado previamente.

En JJA, para la categoría fuerte, todos los escenarios mantienen un fuerte gradiente anómalo de presión entre 40°S y 45°S, con una vaguada anómala (líneas de contornos verdes) potente días previos al día central. Los escenarios previos y durante al día central, Esc (+0), muestran un fuerte patrón anómalo de alta presión anómala ($> +11$ hPa), la cual se reduce significativamente días posteriores a la ocurrencia del JCBN. En el escenario central, la intensidad del viento anómalo superficial supera los 5 m.s^{-1} en los bordes de máximo giro anticiclónico, y mayores a 3 m.s^{-1} frente a la costa central y sur del Perú, viéndose un núcleo anómalo de SLP bajo una configuración cuasi zonal con proyección hacia la latitud de 35°S, asociado a un patrón de cuña anómala (líneas de contornos grises) muy intensa con un eje muy apiñado e inclinado en sentido SE – NO. En este escenario es importante resaltar que la extensión anómala horizontal del campo de presión afecta más a la región sur de la costa peruana, debido al fuerte gradiente horizontal anómalo de SLP, el cual se asume debido al acercamiento de una cuña anómala superficial al área ubicada fuera de la costa centro – norte de Chile (ver recuadro azul, Figura 41). En esta región, además, el viento anómalo presenta una componente meridional más intensa, ya que, la subsidencia promedio es más intensa con máximos encontrados entre 400 y 500 hPa, respecto de la tropósfera media (Figura 43a). A final, End +1, la dorsal se ubica justo encima del núcleo anticiclónico anómalo débil, regresando a las condiciones normales del viento costero en el Perú, y persistiendo flujos de viento anómalos en la región central de Chile ($\approx 30^\circ\text{S}$).

En SON, a diferencia de JJA, el dominio del campo anticiclónico anómalo de la SLP bajo la configuración del patrón de cuña – vaguada en tropósfera media y sobre el océano es menos intenso días previos al evento central. Hacia el día central, el núcleo de la alta presión anómala ($\approx +9$ hPa) presenta una configuración cóncava proyectada hacia 35°S. Si bien el campo de anómalo de la SLP llega a alcanzar el norte del litoral peruano, el patrón anómalo del viento superficial no es tan intenso ($\approx 3 \text{ m.s}^{-1}$) frente al sur del litoral de Perú (ver recuadro azul, Figura 42), reduciéndose la persistencia días posteriores al día End (+1).

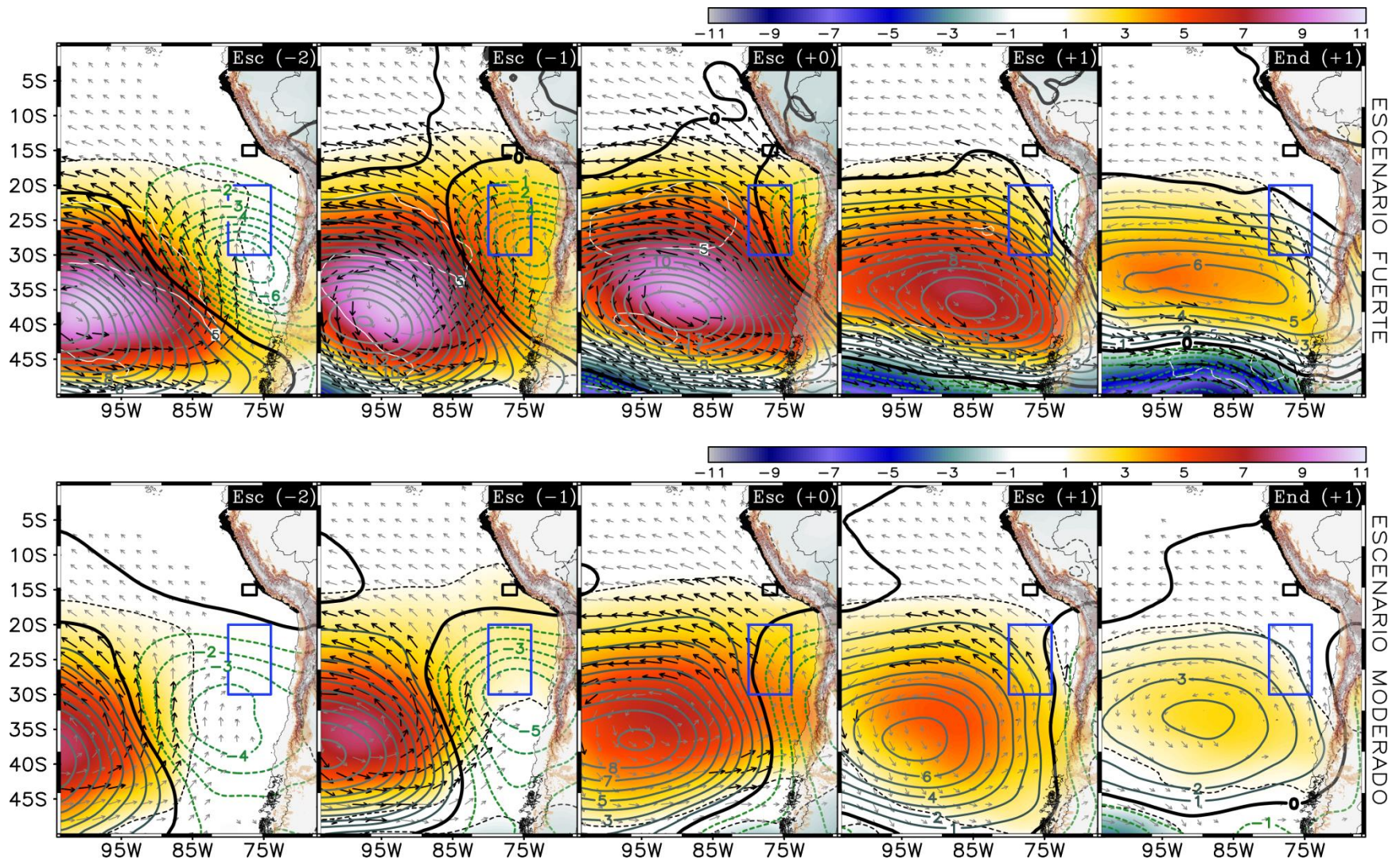


Figura 41: Análisis de compuestos para JJA de los campos de anomalía promedio de la SLP (en colores), velocidad del viento a 10 m (vectores cada 3 puntos de grilla, m.s⁻¹), altura geopotencial en 500 hPa (contornos grises) en las categorías fuerte y moderado. Vectores sobre 3 m.s⁻¹ (negro).

La translocación de la vaguada anómala por la intrusión de la cuña anómala hacia el día central es menos evidente en comparación a JJA, con lo que se puede inferir que la subsidencia de la troposfera media a baja es menor al norte de los 30°S y resultando en la menor intensidad del viento anómalo hacia el flanco nororiental del núcleo del anticiclón migratorio anómala. Subsecuentemente, la proyección sur del patrón de alta migratoria anómala es modificada por un patrón de baja presión anómala entrante, entre 90°W – 95°W/35°S – 40°S, la cual modifica la proyección anómala de la dorsal y alta migratoria. Con ello, la ubicación del núcleo de alta presión anómalo se resalta más hacia el sur (entre 40°S – 45°S) con un eje de cuña más meridional (sentido: N – S). Hacia el final de los escenarios, la dorsal se remonta justo sobre el núcleo de máxima anomalía de presión, la cual presenta ligeramente mayor intensidad respecto de los casos de JJA, con una configuración meridional bifurcada por el patrón de la baja anómala lejana a la costa sur chilena.

Si bien durante el JJA, el viento superficial en el flanco nororiental del patrón de alta migratoria (mar afuera de la costa peruana y centro – norte de Chile) es más intenso que SON, el flujo de viento anómalo en SON frente a la costa norte de Perú suele incrementarse ligeramente ($+1 \text{ m.s}^{-1}$) días antes al evento central, siendo persistente en todos los escenarios asociados al JCBN. Cabe señalar que durante JJA, se presentaron más casos de JCBN con un total de 19 eventos con velocidades del viento superiores a 12 m.s^{-1} , a diferencia de SON con 12 eventos.

Respecto a los casos de JCBN de categoría moderada, los patrones sinópticos de superficie y niveles medios característicos son similares a los casos de JCBN de categoría fuerte, siendo más claros e intensos en los eventos estudiados para JJA; a diferencia de SON. En ambos periodos, las características espaciales del incremento de la SLP anómala, frente a la región centro – norte de Chile y sur de Perú (recuadro azul, Figuras 41 y 42), y el viento anómalo a lo largo del litoral peruano siguen los principios encontrados para los casos de categoría fuerte. No obstante, el patrón sinóptico anómalo de niveles medios asociados a la configuración de una perturbación ciclónica (vaguada) y anticiclónica (cuña) anómalas se hace menos perceptible en SON; a diferencia de JJA.

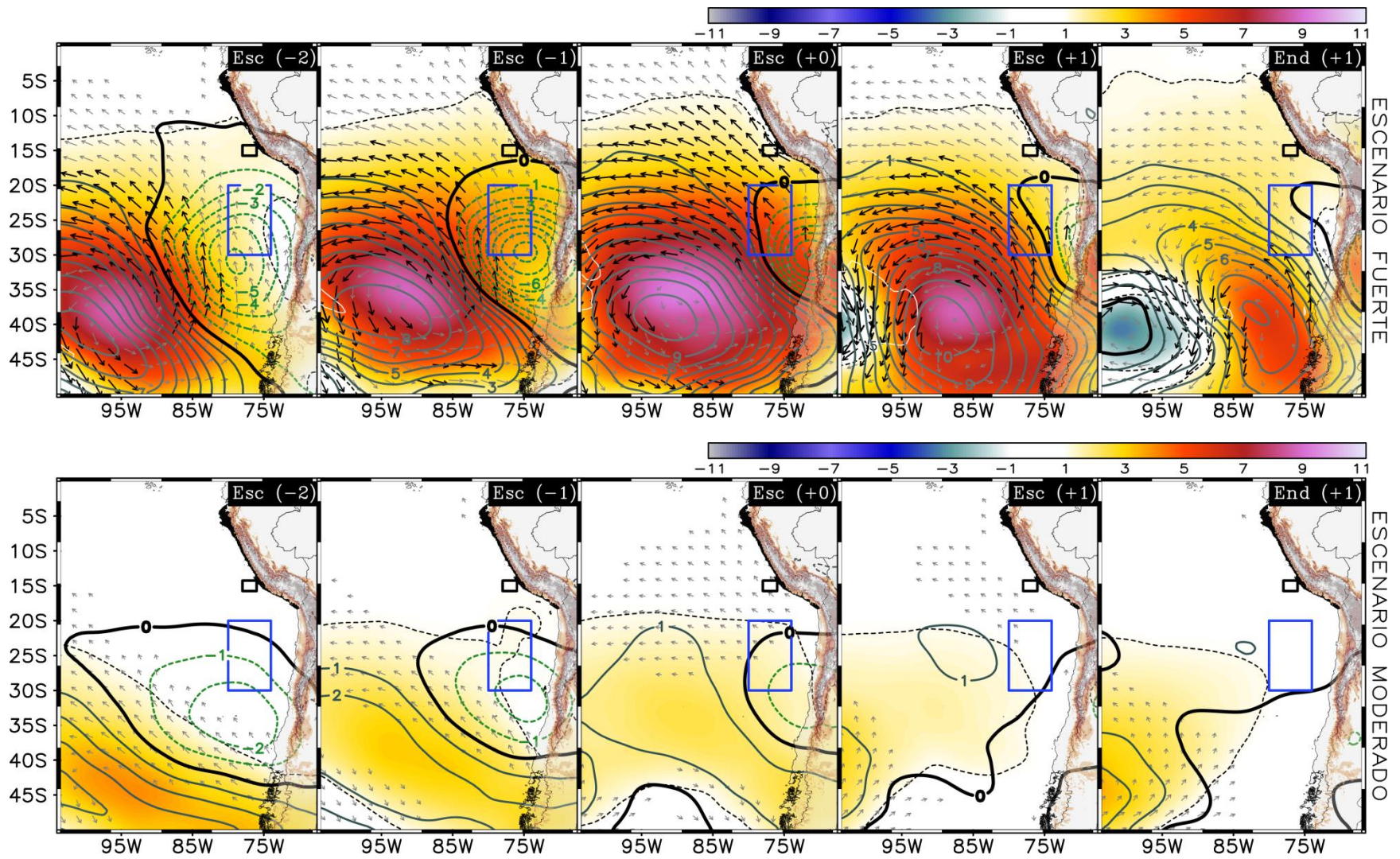


Figura 42: Similar análisis a la Figura 45, pero para SON.

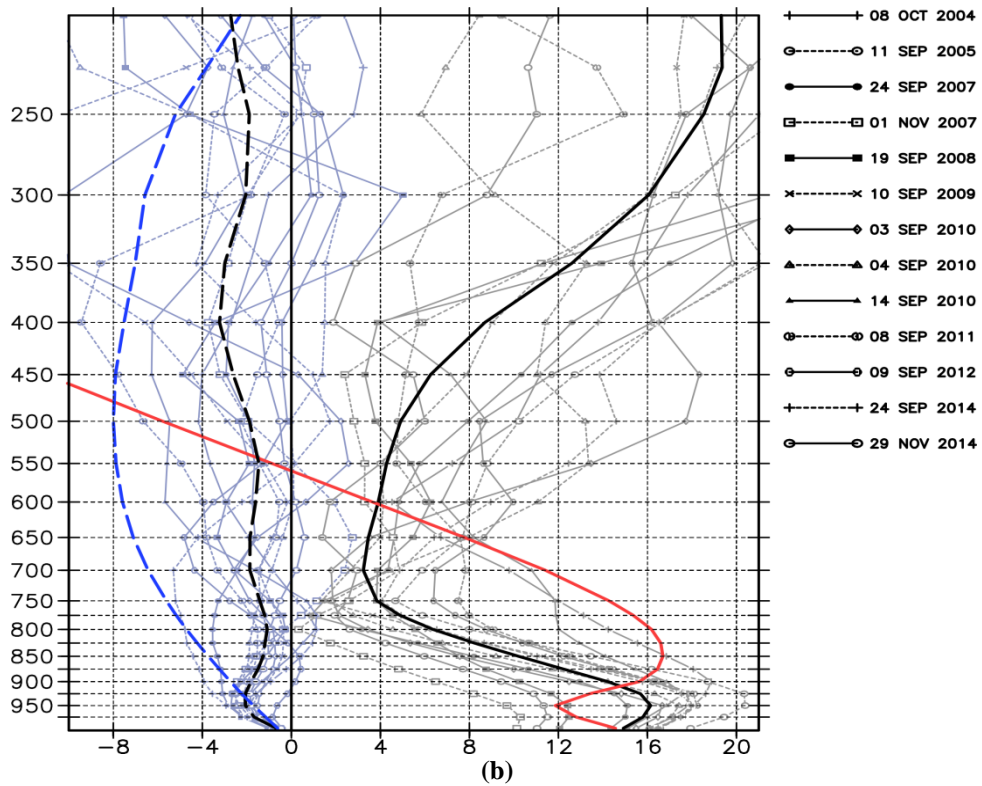
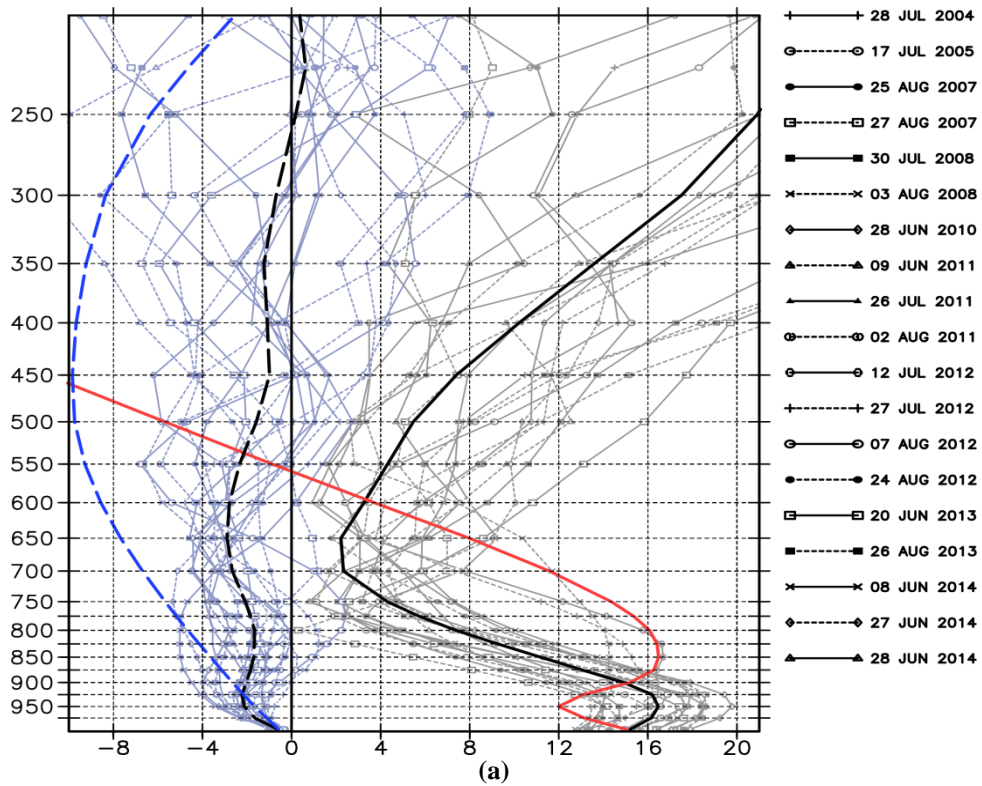


Figura 43: Perfil vertical del JCBN para (a) JJA y (b) SON durante episodios fuertes. Velocidad del viento (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) promedio (línea sólida negra) y por caso (líneas grises), temperatura del aire (en $^{\circ}\text{C}$) promedio (línea roja), y velocidad vertical (en $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$) promedio (línea cortada negra) y por caso (línea azul clara) frente a Pisco (recuadro negro, Fig. 45) y frente a Chile (recuadro azul, Fig. 45).

Luego, de acuerdo a la definición del JCBN detallado en la sección 3.2.2. b4, la Figura 44 muestra la distribución espacial mes a mes de las frecuencias espaciales características del JCBN en la costa peruana y su contraparte chilena durante JJA y SON para el periodo 2004 – 2014. Cabe señalar que los criterios empleados para el cálculo de estas frecuencias espaciales fueron evaluados respecto a un solo paso de tiempo en el reanálisis ERA – Interim, correspondiente a las 00 UTC, dado que, por lo estudiado anteriormente, JCBN está relacionado a la intensificación del viento observado en horas finales de tarde y noche.

De lo anterior, en el Perú, las variaciones diurnas de finales de la tarde y noche durante los meses de JJA son máximas y exceden el 30% de la frecuencia anual del JCBN frente a la costa sur (≈ 30 km fuera de la bahía de Paracas), siendo julio el más intenso ($> 35\%$). El centro de máxima frecuencia se distribuye en un área de mayor (menor) extensión paralela (perpendicular) a la costa, con una longitud de hasta ≈ 424 km (≈ 212 km) variando entre 12°S y 17°S (Figura 44, contornos continuos). El margen oeste de esta región de máxima recurrencia del JCBN disminuye rápidamente debajo del 5% hacia mar afuera (≈ 900 km) y presenta mayor cobertura espacial durante los meses de agosto y setiembre. El hecho que la frecuencia máxima del JCBN disminuya hacia el océano guarda relación con la altura de la inversión, la cual se incrementa hacia el oeste (Neiburger *et al.*, 1961) y lejos de la inversión llana y gruesa en el borde costero, y en efecto la altura del Jet Core muestra un incremento gradual en la dirección oeste – este entre el tope de la CLM (Roger *et al.*, 1998). Además, un máximo de frecuencia débil ($< 20\%$) ocurre en el extremo norte, muy localizada a la zona continental entre 3°S y 7°S , intensificándose entre julio y agosto (20 – 25%). Así también, frente a la costa central (≈ 75 km fuera del litoral) la frecuencia del JCBN se encuentra variante entre 10 a 25%. Por el contrario, hacia el codo peruano – chileno (18°S – 22°S), la recurrencia del JCBN es menor o se encuentra inexistente ($< 2\%$). Asimismo, en Chile, la recurrencia de jets frente a la costa central y norte (30°S – 20°S) es, en general, inferior al 20% y ligeramente mayor entre julio y agosto para el rango del 20 al 25% del año, alrededor de 26°S y 30°S hacia ≈ 150 km fuera del borde continental.

En SON, a diferencia de JJA, la frecuencia del JCBN se reduce en la costa peruana y aumenta significativamente frente a la costa central y sur de Chile. En la costa peruana, esta reducción se da en los meses de octubre y noviembre. Sin embargo, durante el mes de

setiembre, la frecuencia máxima del JCBN se ve en el norte ($> 20\%$) y sur ($> 35\%$) de la costa, siendo el mes de mayor recurrencia de JCBNs. Por otro lado, en Chile, los JCBNs son más frecuentes ($> 25\%$) entre 25°S y 30°S , intensificándose hacia el sur durante los meses de octubre y noviembre, con frecuencias sobre el 35% de la recurrencia anual. El área de extensión de la frecuencia máxima próxima a la costa es más (menos) amplia en la variación latitudinal (longitudinal) de hasta ≈ 1125 km (≈ 375 km).

Sumado a lo anterior, es importante notar que el rol estudiado del AGP meridional influye en la distribución espacial de los picos máximos de las frecuencias asociadas al JCBN durante JJA y SON, intensificándose (debilitándose) la señal de recurrencia mayor al 25% anual en JJA (SON) para Perú (Chile). Por otro lado, climáticamente, del Anexo 6 se puede afirmar que durante un año normal la frecuencia máxima alcanzada del JCBN en el Perú está comprendida entre el 15 y 20% anual; mientras que en su contraparte chilena, el JCBN suele ser más recurrente e intenso todo el año (25 – 30%), e inclusive abarca mayor extensión espacial. Estas diferencias estacionales respecto al área de extensión e intensidad de frecuencia del JCBN entre JJA y SON también se reflejan año a año durante el periodo de análisis (2004 – 2014). Sin embargo, durante la primavera de los años 2005 y 2014, la recurrencia del JCBN en la costa sur y extremo norte del litoral peruano es muy parecida o mayor a la observada en la costa central de Chile. Es así que, tan importante como analizar la estructura, posición y cobertura espacial de los criterios usados para caracterizar y definir al JCBN en la costa peruana, lo son, identificar las condiciones sinópticas y reconocer los mecanismos físicos control de alta atmosférica que modulan la “intensificación” de este JCBN frente al litoral peruano, con el fin explicar estas variaciones estacionales estudiadas previamente.

En el análisis de transectos costeros, a partir del agrupamiento de eventos del JCBN de categoría fuerte, se procedió a evaluar los transectos del viento promedio “significativamente anómalos”, mediante el cálculo de la desviación estándar promedio normalizada (Ec. 32) de las series para los casos encontrados en JJA y SON respecto de su climatología horaria, con el fin de visualizar la amplitud vertical y espacial del Jet Core durante el desarrollo e intensificación del JCBN para puntos de grilla relativos a la costa peruana y central – norte de Chile (Figura 31).

En ese sentido, en JJA, los diagramas de Hovmoeller horarios (Figuras 45) indican la propagación del viento anómalo, vistos en los días centrales de las Figuras 41 y 42, los cuales siguen una proyección significativa desarrollada de norte a sur (línea roja), observándose que el Jet Core anómalo más fuerte se ubica debajo de 875 hPa, en la región frente a Pisco. Este Jet Core se establece durante la tarde del Esc (+0), o día central, y las 00 UTC del escenario Esc (+1), o final de la tarde del Esc (+0). Se puede notar, además, que este incremento máximo significativo se observa en el nivel de 925 hPa, para ≈ 6 horas después de la máxima baroclinicidad costera observada en 950 hPa, lo cual concuerda con los estudios de simulación numérica del JCBN del oeste de California (Burk y Thompson, 1996). La evolución temporal de la máxima inversión costera se definió como el máximo apiñamiento de las anomalías de temperatura potencial. Este patrón de fuerte estabilidad entre la CLM es visto también en Lima e Ilo y en menor intensidad hacia la costa norte. En la costa norte, el flujo de viento persiste en todos los escenarios, con valores más altos días posteriores al evento central. En SON, a diferencia del JJA, en las zonas centro y sur, la máxima baroclinicidad se encuentra en niveles ligeramente superiores (sobre los 925 hPa); y en la costa norte, la CLM está mejor definida que en JJA.

En general, en ambos periodos se puede observar que la intensificación del viento anómalo en la costa central de Chile se encuentra alrededor de los 800 hPa, lo cual nos indica una estructura diferente de la CLM y del JCBN para esta región costera. Asimismo, existe un patrón de anomalías de viento de componente noroeste (sobre 900 hPa) que se configura días previos, Esc (-3), al evento central en Pisco.

Finalmente, la caracterización espacial del JCBN (Figura 46) fue determinada a partir del promedio de los eventos (lado derecho) y el promedio de las anomalías estandarizadas (lado izquierdo) para los mismos casos en la categoría fuerte. En ambos periodos, JJA y SON, se puede ver que valores relativamente bajos del viento estandarizado (≈ 2.5) en el nivel de 975hPa reflejan intensidades significativas del viento promedio mayores a $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en el transcurso hacia el día Esc (+0), de donde se puede ver también que la extensión de las anomalías (> 1 desviación estándar), asociadas al paso del JCBN, abarca gran área fuera de la costa peruana para luego extenderse hacia la costa centro y norte de Chile en el Esc (+1). Así también, es posible notar que durante estos eventos existe una similitud con los

valores del viento entre la componente meridional y la magnitud total. Seguidamente, la proyección norte – sur del paso del JCBN en la costa peruana y chilena es verificada espacialmente en los campos de anomalías estandarizadas, donde la máxima intensificación del viento ocurre en la costa central y sur durante el Esc (+0). Sin embargo, la manifestación del JCBN en la costa norte peruana suele darse un día anterior, Esc (–1), al evento central; esta señal se representa mejor en los casos de SON.

Por otro lado, también se analizó el patrón promedio del campo de SLP, de donde se pudo ver que la intensidad máxima promedio del sistema de alta migratoria predominante es mayor en SON (≈ 1032 hPa) que en JJA (≈ 1030 hPa) hacia el Esc (+0), mostrando anomalías significativas ligeramente mayores en cobertura espacial norte – sur. Estos centros de máximos valores significativos de SLP se relacionan al posicionamiento de la cuña anómala de superficie en la transición del Esc (–1) al Esc (+1), la cual oscila entre el sur de la costa peruana y centro – norte chileno ($20^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}/73^{\circ}\text{W} - 80^{\circ}\text{W}$, recuadro amarillo). Por lo que, la ubicación latitudinal de esta cuña en el paso del JCBN, vista como el máximo de SLP anómala estandarizada, modula los máximos de viento y el gradiente horizontal de presión a lo largo de la costa peruana. Este patrón anómalo de presión también fue observado en el análisis de patrones sinópticos de la sección anterior.

De lo anterior, en JJA, la configuración del centro de alta presión es zonal con una proyección latitudinal cuasi – constante ($\approx 32^{\circ}\text{S}$) migrando hacia el flanco occidental de los Andes entre $30 - 35^{\circ}\text{S}$, viéndose la aproximación de la isóbara de 1016 hPa al norte de 15°S para todos los escenarios. Sumado a ello, el apiñamiento isobárico (segmentos amarillos) presentan una migración norte – sur y es más intenso en el centro y sur de la costa peruana. En SON, en comparación con JJA, la configuración del centro de alta presión es cóncava, cuya proyección latitudinal es hacia $\approx 35^{\circ}\text{S}$, migrando a continente entre $37^{\circ}\text{S} - 42^{\circ}\text{S}$ con valores de SLP al norte de 15°S de hasta 1018 hPa. El gradiente horizontal de SLP se torna menos apiñado que en JJA hacia la costa central y sur.

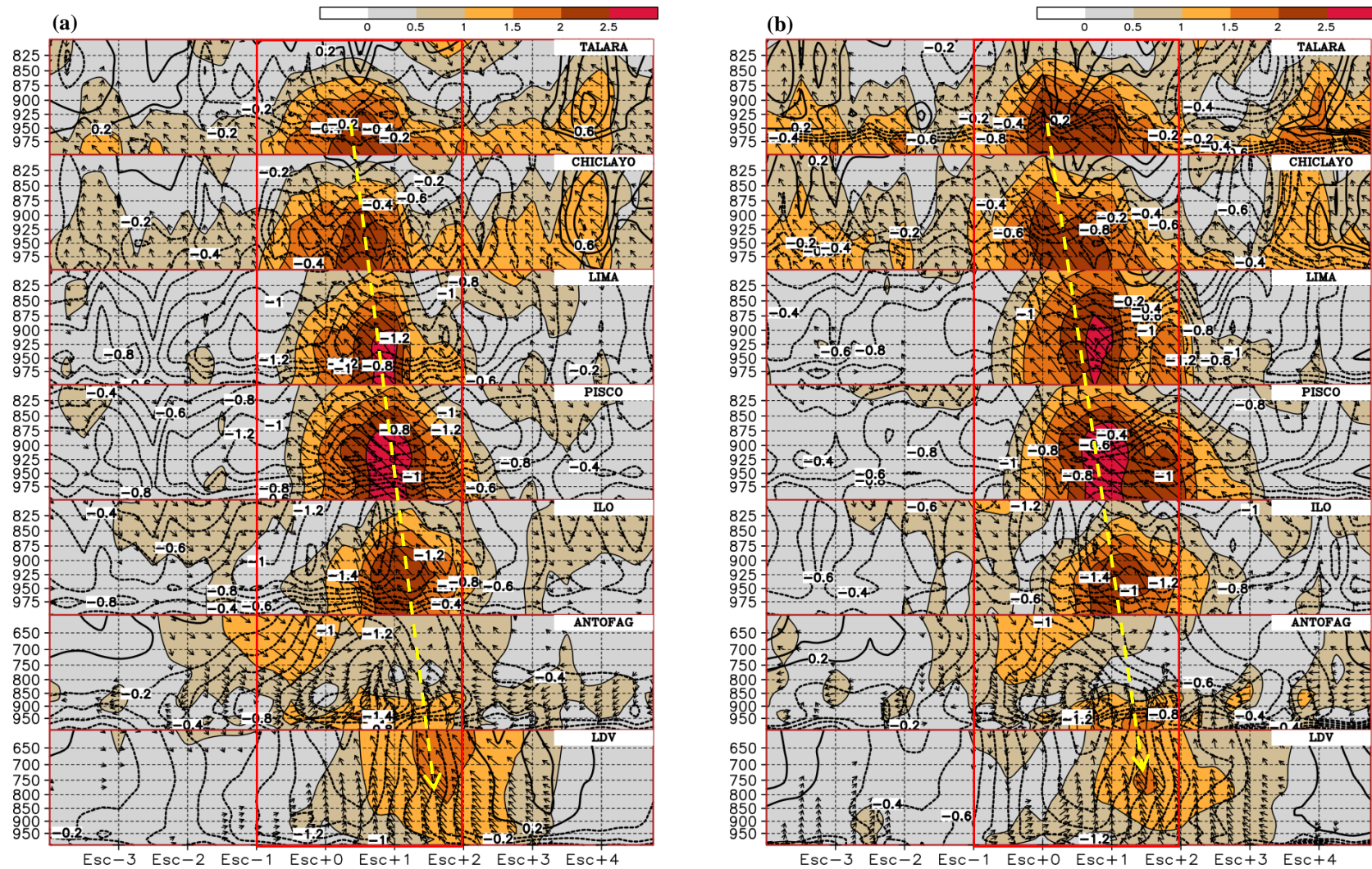


Figura 45: Análisis secuencial de anomalías estandarizadas (unidad adimensional) para la trayectoria vertical del JCBN de intensidad fuerte a lo largo de la costa peruana y chilena basado en escenarios temporales, Esc (± 4) días, durante (a) JJA y (b) SON. Hovmoeller vertical cada 6 horas del viento (colores y vectores, mayores a 0.5) y temperatura potencial (contornos) a partir del reanálisis ERA – Interim en los puntos de grilla cerca de la costa señalados en la Fig. 36 – 37.

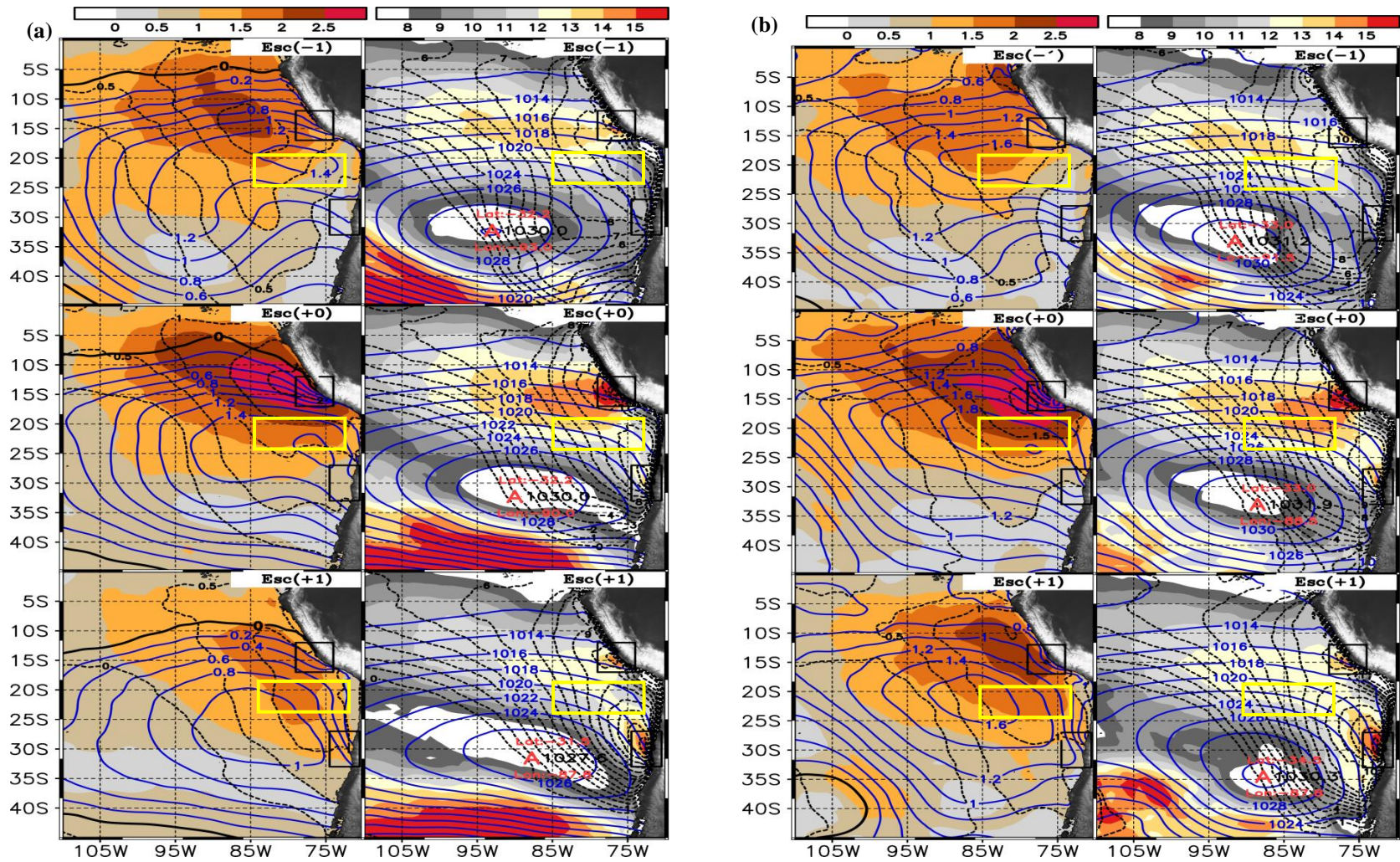


Figura 46: Análisis secuencial de anomalías estandarizadas (columna izquierda) y campos medios (columna derecha) para la trayectoria espacial del JCBN de intensidad fuerte a lo largo de la costa peruana y chilena basado en escenarios temporales, Esc (± 1) días, durante (a) JJA y (b) SON. SLP (contornos azules), magnitud del viento total (colores) y viento meridional (contornos negros entrecortados). Se marca el tipo de sistema de presión, posición e intensidad máxima en el Pacífico sureste. El recuadro amarillo representa la cuña superficial frente al codo peruano – chileno.

4.2. DETERMINACIÓN DE LAS CONDICIONES SINÓPTICAS DURANTE EL DESARROLLO DEL JCBN PARA CASOS DE EVENTOS EXTREMOS DE INVIERNO Y PRIMAVERA.

En adelante se usarán las denominaciones hechas a las fechas escogidas para el análisis sinóptico y dinámico en los casos evaluados en invierno y primavera (Tabla 3). El escenario D (+0) representa el día de mayor incremento del viento frente a Pisco, asociado al paso del JCBN. Se determinaron las condiciones de larga escala sinóptica relacionadas a la onda larga baroclínica que precede días previos y durante el incremento del JCBN en la costa peruana, para los casos de estudio.

4.2.1. Imágenes de satélite.

a) Humedad relativa (invierno).

En la Figura 47 muestra la secuencia temporal del promedio de la humedad relativa, la cual proporciona información estimada del grado de saturación del vapor de agua en niveles medios y altos de la tropósfera. En todos los escenarios se muestran condiciones de intensa sequedad sobre la región del Pacífico suroriental, las cuales evidencian el ingreso frío, visto en tonos de colores grises a naranjados, el cual refiere a un menor espesor troposférico provocado por la mayor densidad troposférica y corresponde al paso del JS subtropical (base: puntos rojos, tope: línea roja entrecortada) representado como el paso de una onda larga definida como una vaguada fría en 250 hPa (V_{x1} , en la imagen). Esta vaguada se encuentra sobre la circulación ciclónica de niveles medios (V_{x2} , en la imagen), cuya configuración e inclinación sugiere ser el reflejo de V_{x1} y de perturbaciones ondulatorias advectivas de latitudes altas (Jet polar de ramal norte y sur) que modulan al JS subtropical. Por otro lado, las regiones entre tonos blancos moteados a azulados representan mayormente el lado difluente de las vaguadas (V_{x1} y V_{x2}) con mayor actividad convectiva; en respuesta a la compensación de la pérdida de espesores en el núcleo del sistema frío en el estado inicial de V_{x2} (Hirschberg *et al*, 1991).

En el día D (-4) (Figura 47a), el JS subtropical (V_{x1}) se encuentra en desfase con la circulación ciclónica ubicada en 35°S/85°W y asociado a una extensión horizontal de un área de escasa concentración de humedad frente a continente mostrando una región de

entrada subsidente hacia la base del mismo. En tanto, la proyección de la circulación de niveles medios se denota con una línea de saturación (colores blancos) a lo largo de la entrada de V_{X_2} en relación al Jet polar de ramal norte; otra línea de saturación se ubica más al sur como reflejo de la entrada del Jet polar de ramal sur. Además, es posible diferenciarla regiones anticiclónicas (cyclónicas) a partir de las zonas secas (convectivas) vistas en las regiones de descenso (ascenso) bien definidas. La región de convectividad se localiza frente a Chile y empieza a mezclarse con la región de intrusión polar. En el avance oeste – este de V_{X_2} se diferencia regiones dinámicamente secas (marcación 1) relacionadas directamente al paso del JS (jet streaks), zonas secas y descensos máximos verticales, lo cual originan regiones de fuerte intrusión estratosférica (marcación 2), caracterizados por ubicarse en áreas de máxima subsidencia donde la ciclogénesis se encuentra en una fase de rápido desarrollo.

En el día D (-3), Figura 47b, la configuración de la base V_{X_1} se torna ligeramente más meridional y se posiciona en fase con la circulación ciclónica en oclusión (V_{X_2}), con una banda baroclínica ubicada en 25°S . Además, la configuración de la región de mayor contenido de humedad a lo largo de V_{X_2} sigue el modelo de Weldom y Homes (1991), donde el gradiente de humedad exagera la oclusión ciclogénica generando flujos húmedos del este como resultado de los ascensos verticales de masas de aire cálidas alimentados corriente arriba de la región delantera de la vaguada. La dorsal posterior a V_{X_2} inicia su avance paulatino hacia la base de V_{X_2} . En tanto, las zonas dinámicamente secas se ubicaron cerca del eje de la vaguada en fase con el eje de V_{X_1} , generando una zona seca de intrusión estratosférica localizada en el eje de V_{X_2} , acentuando los descensos en los jets streaks.

En el día D (-2), Figura 47c, la banda de sequedad asociada a V_{X_1} se reduce debido al posicionamiento de la oclusión de V_{X_2} hacia latitudes subtropicales ($\approx 20^\circ\text{S}$), ganando amplitud latitudinal tras el acercamiento de una banda baroclínica de fuerte contraste de humedad por el lado trasero al vórtice ciclónico, asociada al ingreso de una dorsal al oeste y corriente abajo de V_{X_2} . También podemos observar que las zonas dinámicamente secas se intensifican hacia el eje de V_{X_2} y V_{X_1} , induciendo una zona de fuerte intrusión seca ubicada

en el límite de las regiones de ascensos y descensos (línea blanca), asociada a la deflexión del viento en la región del jet streak.

En el día D (-1), Figura 47d, se observa una reducción significativa de la banda de sequedad a lo largo de V_{x1} y la aproximación del gradiente de humedad (contraste de colores blancos y grises) frente a Chile (85°S), debido a la intensificación y posicionamiento de la dorsal asociada a V_{x1} en el océano, la cual paulatinamente permite la advección de flujos de aire más húmedos y cálidos hacia la base de V_{x1} que envuelven al vórtice ciclónico, debilitándolo. El desplazamiento hacia el este de otra región ciclogénica entre $115^{\circ}\text{W} - 105^{\circ}\text{W}$ contribuye en la continua elongación meridional y posicionamiento de la dorsal, aumentando la amplitud meridional de V_{x2} y el apiñamiento del eje en V_{x1} ($\approx 15^{\circ}\text{S}$). De ello, es claro notar que el flujo meridional de viento corriente abajo de V_{x1} se torna perpendicular a la banda de humedad en la extensión de la dorsal, intensificando el gradiente térmico norte - sur en niveles inferiores de la tropósfera. Asimismo, en la prolongación del eje norte - sur de V_{x2} (base de V_{x1}) se puede identificar una interacción fuerte entre la región dinámicamente seca y la región de máxima intrusión estratosférica, relacionadas al máximo descenso de masas de aire secas en el jet streak.

En el día D, Figura 47e, se observa la extensión progresiva de una banda baroclínica asociada a una nueva perturbación ciclogénica localizada entre $115^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$, la cual modula la transición de la dorsal ubicada en el lado trasero a V_{x2} con un eje paralelo a la costa central y sur de Chile, predominando los descensos. Cabe resaltar que V_{x1} se torna horizontal al eje de V_{x2} , disminuyendo su amplitud latitudinal y manteniendo una zona dinámicamente seca frente a Chile que sigue induciendo una zona de intrusión estratosférica, pero en menor intensidad al escenario anterior.

En el día D (+1), Figura 47f, la intensidad de la banda de humedad ciclogénica se proyecta hacia el sur de la costa de Chile, predominando la dorsal frente a la costa sudamericana. Se puede ver que los ejes de V_{x1} y V_{x2} se posicionan sobre continente ($\approx 25^{\circ}\text{S}$) y la región dinámicamente seca se reduce hacia la costa central de Chile; mientras que, la región de intrusión estratosférica se muestra sobre Argentina.

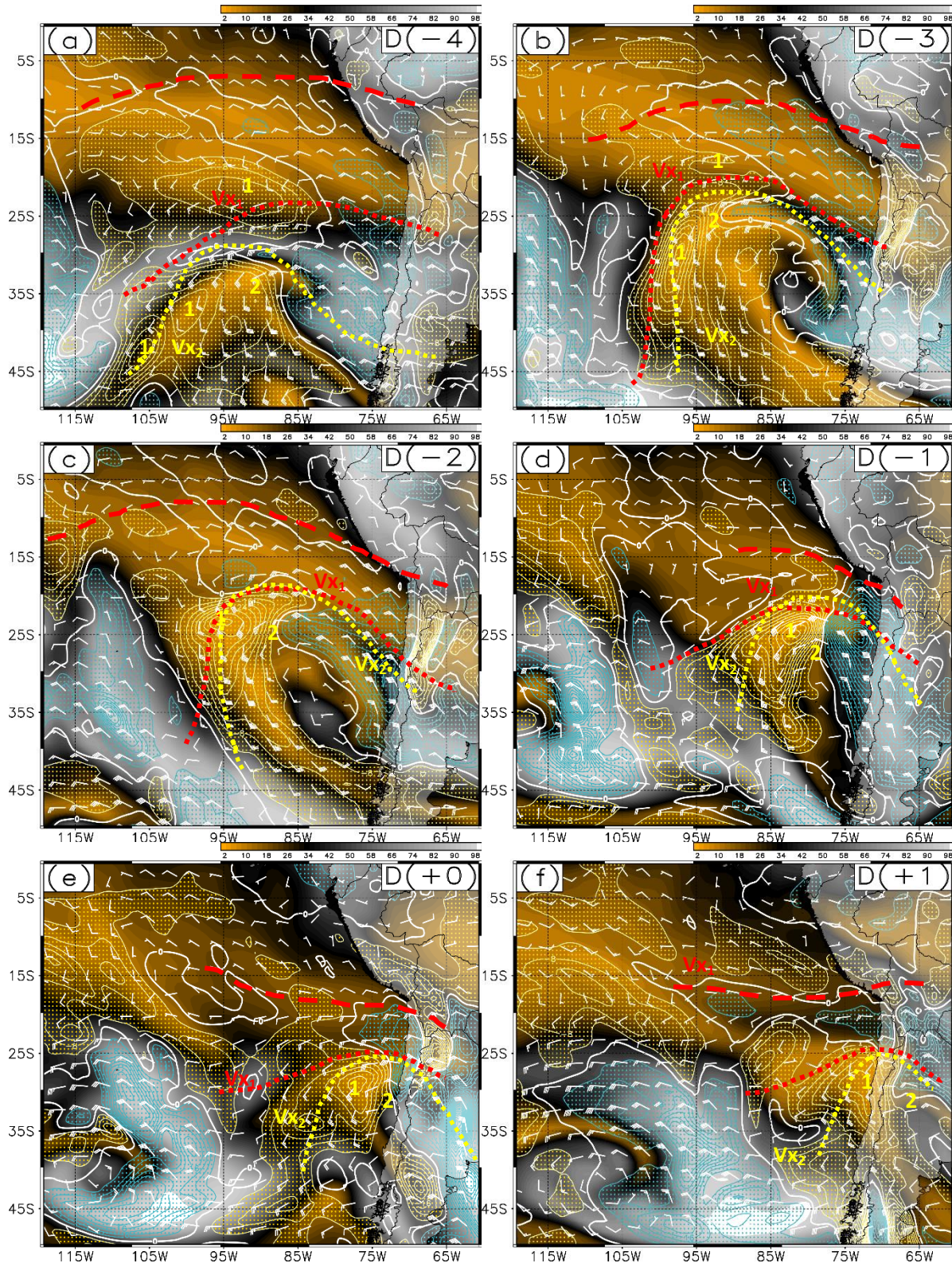


Figura 47: Humedad relativa promedio entre 600 – 200 hPa (en %, colores), omega entre 400 – 300 hPa (en mm s^{-1}) y barbas de viento en 500 hPa para los escenarios D – 3, D – 2, D – 1, D y D+1 (a, b, c, d, e, f) durante el evento de invierno. Contornos amarillos (azulados) indican descensos (ascensos) $>$ a $4\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$.

b) Imagen infrarroja (invierno).

En la secuencia de imágenes infrarrojas se puede identificar una región de fuerte actividad ciclogénica ($25^{\circ}\text{S} - 45^{\circ}\text{S}$) constituida de sistemas ciclónicos frente a la costa de Chile y otra región anticiclogénica representada por la configuración meridional del APSE que se convierte en anticiclón migratorio (AM, de aquí en adelante) hacia el día central, el cual incursiona hacia la cordillera de los Andes en su trayectoria oeste – este sobre el Pacífico sureste. Ambas configuraciones de superficie guardan una estrecha relación con la dinámica del JS de tropósfera alta.

En el escenario D (-4), se observa un sistema de alta presión muy intenso caracterizado por una región de nubosidad estratiforme (coloración en grises) detrás del frente frío correspondiente a fuerte estabilidad y presencia de surgencia advectivas de masas de aire polar, las cuales van alimentando paulatinamente al sistema ciclónico extratropical, cuya banda de nubosidad convectiva (coloración azulada y verde) constituye un estado intermedio de "coma abierta a oclusión" donde predomina la inestabilidad térmica y advección de masas de aire cálidas. Se muestra un patrón subsidente (divergente) fuerte a lo largo de los jets streaks sobre los centros máximos (mínimos) de alta (baja) presión en el APSE (ciclón extratropical) en el lado pre – dorsal (pre – vaguada) de la vaguada de altura inclinada en $35^{\circ}\text{S}/88^{\circ}\text{W}$. Además, se puede ver que el apiñamiento isobárico máximo se encuentra debajo del eje de vaguada, donde la baroclinicidad exacerbada es reflejo de un contraste térmico fuerte de superficie. Por otro lado, es posible ver el acercamiento del JS subtropical al norte de la región confluyente en el eje de la vaguada entrante, cuyo jet streak se localiza mar afuera de la costa sur de Perú y norte de Chile.

En el escenario D (-3), la vaguada de altura logra intensificarse con un eje de máxima amplitud meridional al norte de $31^{\circ}\text{S}/88^{\circ}\text{W}$. En el lado convergente (divergente) de la vaguada, el núcleo del APSE (ciclón extratropical) se encuentra ligeramente al este de la región de máxima intensidad en los jets streaks (velocidades superiores a $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) de la pre – dorsal (pre – vaguada) reforzando la anticiclogénesis (ciclogénesis), visto como un patrón de nubosidad estratiforme (cumulonimbus en estado de oclusión) en colores grises (colores azulados moteados). Subsecuentemente, la elongación del eje de dorsal promueve el ingreso paulatino de aire cálido desde el oeste (banda de nubosidad baroclínica) e interactúa

con el gradiente baroclínico más denso debajo del eje de la vaguada. Además, se observa que el frente frío inmerso en la onda frontal alcanza latitudes bajas ($\approx 15^{\circ}\text{S}$), replegando las nubes estratos de celulares cerrados desde la costa central de Perú hacia la costa norte de Chile y la nubosidad convectiva frente a la costa central y sur de Chile, debilitándose la componente meridional del sur a lo largo de la costa oeste de Sudamérica.

En el escenario D (-2), la transición meridional del eje de la dorsal en dirección sureste facilita la segregación de la oclusión ciclónica formada en niveles medios, viéndose al eje de la vaguada en altura situada ligeramente más al norte en $26^{\circ}\text{S}/88^{\circ}\text{W}$. De la misma manera, la proyección latitudinal N/S del APSE se pronuncia más; a diferencia de la baja anómala, que se posiciona más al sur en asociación a la fase de disipación de la oclusión ciclónica, marcando el inicio de la frontólisis; por lo que, se puede observar regiones disgregadas con nubes de gran desarrollo vertical hacia la región central de Chile. El gradiente de presión horizontal entre la APSE y el ciclón empieza a reducirse, debido a la incursión de la dorsal en dirección NO/SE denotada por una banda de nubosidad cirrostratos adyacente al eje de dorsal en altura; con lo que, el ingreso de masas de aire más cálidas hacia la base del eje de la vaguada debilita la advección fría de niveles bajos de la atmósfera directamente asociada al eje de vaguada, provocando la disminución de la intensidad del sistema ciclónico.

En el escenario D (-1), la transición de la dorsal de altura hacia continente se ve denotado por la banda baroclínica (patrón de nube coma) al oeste y una banda extensa de nubes cirrus hacia el sur en relación a la trayectoria este del JS polar de ramal sur. Esta expansión de la dorsal en dirección sureste apiña el eje de la vaguada en altura, la cual se torna meridional con inclinación N/S y situada en $28^{\circ}\text{S}/78^{\circ}\text{W}$, acentuando la advección fría en la proyección SO/NE de la cuña en superficie asociada al eje del AM en fase de estrangulación frente a la costa peruana y resaltando un patrón nubes calle al norte de la región de escasa nubosidad en dirección NO. Por otro lado, el frente frío se ve reducido a una franja de nubes convectivas frente a la costa central y norte de Chile.

En el escenario D, es notorio ver la formación de una baja costera frente a Chile a medida que el AM se aproxima en dirección sureste. Este patrón baja presión de núcleo cálido está denotado por una región oscura correspondiente al calentamiento adiabático de niveles

medios y bajos producto de la subsidencia exacerbada en el lado pre – dorsal asociada al eje de vaguada paralela a la franja costera de Chile. La estrangulación meridional del AM respecto de la baja costera permite intensificar el gradiente horizontal isobárico hacia la costa central y sur de Perú, lo cual incrementa la velocidad del viento meridional aunada al JCBN y repliega progresivamente las masas frías entrantes a lo largo del litoral, denotadas como capas de nubes estratos fuera del terreno costero. Adicionalmente, se observa un patrón de nubes calle frente al norte de Chile, señal de la predominancia del flujo de viento de componente sureste asociado a la transición del AM hacia el flanco occidental de los Andes y la consecuente advección de masas de aire frías. Cabe mencionar que el estrangulamiento de la dorsal en altura está influenciado por el avance paulatino de otro ciclón extratropical en fase de oclusión madura.

En el escenario D (+1), el AM finalmente alcanza territorio sudamericano al sur de Chile, situado justo debajo al eje de dorsal en altura denotada por nubosidad cumuliforme en el lado difluente de su base, viéndose una banda baroclínica asociada a la transición del ciclón en su estado final hacia latitudes más altas. Asimismo, el aumento de nubosidad estratiforme frente a la zona del codo chileno – peruano se debe a la advección de masas de aire frío al norte de la región de alta estabilidad atmosférica predominantes a lo largo de la costa central de Chile, donde se revierte el flujo de viento de componente norte a sur. Así también, la persistencia del AM en la costa sur chilena mantiene el gradiente bórico hacia el ecuador, debido a la configuración meridional de las isóbaras; por lo que, el viento meridional asociado al JCBN sobre la región sur de la costa peruana sigue disipando la nubosidad estratiforme fuera de la península de Paracas.

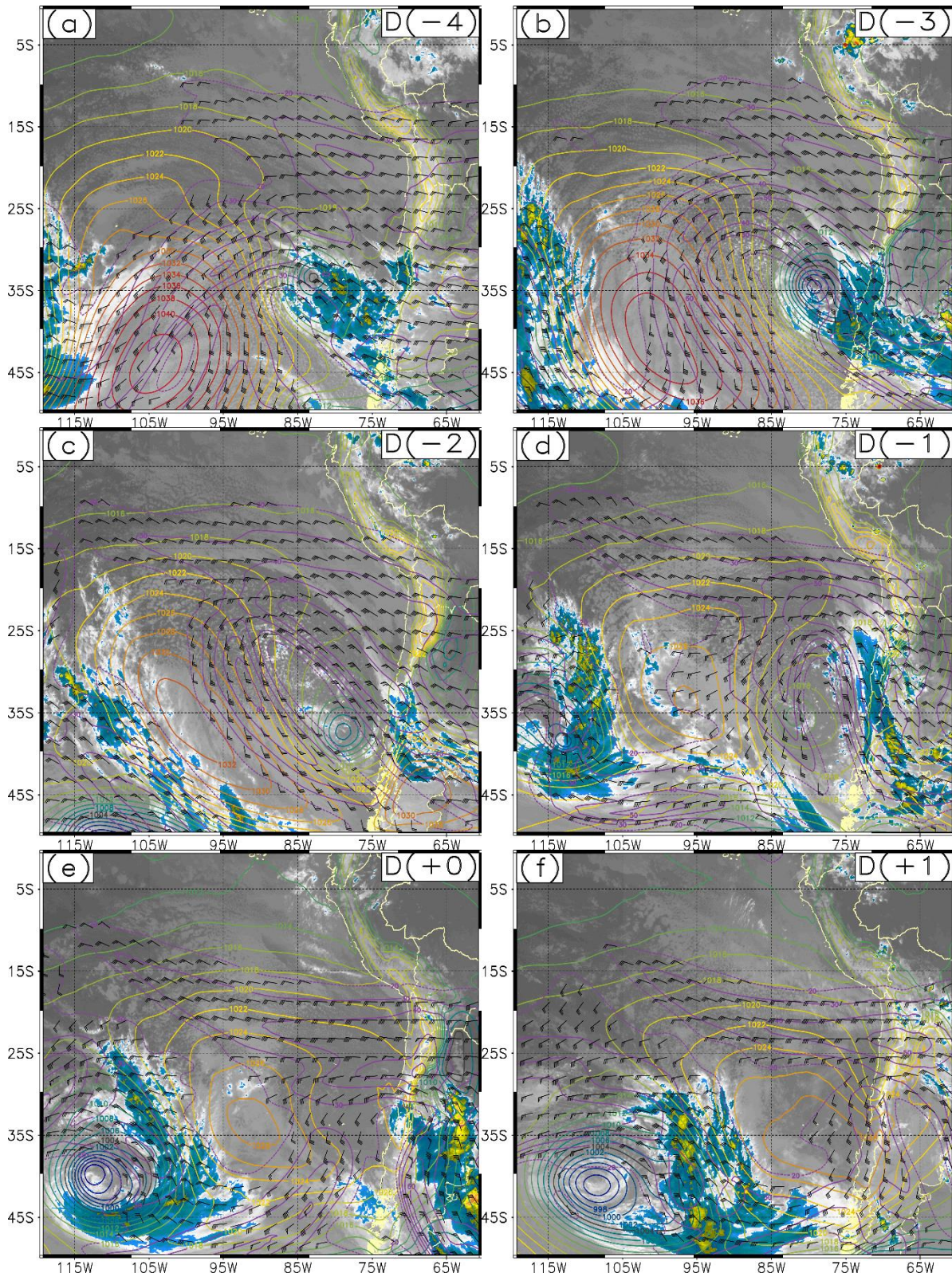


Figura 48: Imagen de satélite Canal IV (Imagen infrarroja) GOES – 08 para los escenarios D – 4, D – 3, D – 2, D – 1, D y D+1 (a, b, c, d, e, f) durante el evento de invierno. SLP en hPa (contornos) y Jet Streaks (en barbas) en el nivel de 300 hPa, a partir de velocidades mayores a $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

c) **Humedad relativa (primavera).**

Para el caso de primavera, la secuencia temporal durante los escenarios estudiados muestra el mismo grado de sequedad de niveles altos de la tropósfera que su contraparte durante invierno. Nuevamente, estas masas de aire seco son advectadas de oeste a este hacia el lado occidental de Sudamérica, debido al paso de una onda baroclínica inmersa en el JS subtropical (V_{X1}). A su vez, la dinámica de las regiones de máxima sequedad en el JS subtropical estuvieron relacionadas a la intrusión de masas de aire polares de los JS polares (de ramal norte y sur) y a la extensión zonal predominante de una dorsal al oeste del vórtice ciclónico generado en niveles medios (V_{X2}), la cual persistió en la base del JS subtropical con un eje inclinado hacia la costa oeste de Sudamérica. Por otro lado, la prolongación zonal de la dorsal sobre la vaguada de niveles medios se relacionó al ingreso de una fuerte banda baroclínica de fuerte gradiente de humedad, denotado a partir del empuje de masas frías de altas latitudes hacia la base de la dorsal justo antes y después al evento central, alcanzándose mayor extensión sur por parte de la base del JS subtropical e ingreso de la banda máxima de sequedad sobre el norte de Chile, marcando el final del evento y dominancia completa de la dorsal sobre la región del océano frente a la costa oeste de Sudamérica.

En el día D (-4), Figura 49a, se observa una franja extensa de fuerte sequedad a lo largo del tope del JS subtropical (V_{X1}) y alcanza la región sur de Perú. La V_{X2} se encuentra en fase con el eje de V_{X1} y se observa una línea de humedad a lo largo de la región delantera de V_{X1} (base del JS subtropical) en asociación con el jet streak de altura. Asimismo, en esta etapa se puede visualizar una significativa región de descensos asociada a la región dinámicamente seca (marcación 1) y una zona de intrusión estratosférica (marcación 2) en el límite de la región de ascensos ubicada en el eje de V_{X1} (línea blanca). A su vez, el contraste de humedad hacia el eje de V_{X1} representa el fuerte ingreso de masas de aire polar denotadas por las zonas de fuerte sequedad en el lado de pre – dorsal. Además, esta región más densa empieza a mezclarse con las masas de aire más húmedas e inestables de la zona delantera al eje de V_{X1} .

En el día D (-3), Figura 49b, se puede observar el avance lento de V_{X_2} hacia el este en coordinación con la base de V_{X_1} ; mientras que, una porción de aire dinámicamente seco se posiciona sobre la base de V_{X_1} y eje de V_{X_2} , la cual empieza la fase de oclusión mostrando un giro ciclónico asociado a fuertes descensos y mezcla de concentraciones de humedad hacia su núcleo. Esta translocación del aire más seco hacia V_{X_2} se ve interrumpido por el ligero avance de una banda de fuerte humedad hacia la base de V_{X_2} , asociada a la entrada de una dorsal. A su vez, se produce una dos zonas de intrusión estratosférica en relación a la oclusión y al ingreso de masas de aire más secos. Además es posible ver aun la línea de nubosidad hacia la región delantera de V_{X_2} (base de V_{X_1}) la cual representa al jet streak de altura.

En el día D (-2), Figura 49c, se observa una configuración de cuña – vaguada, de donde se puede apreciar el ingreso progresivo de una banda baroclínica hacia la base de V_{X_1} , la cual está denotada con concentraciones de humedad altas. Esta translocación del gradiente de humedad hacia el sureste reduce las regiones de máxima sequedad; sin embargo, permite el transporte de la zona dinámicamente seca hacia el jet de V_{X_1} y V_{X_2} ; y con ello, se amplifica meridionalmente la zona de intrusión estratosférica (línea blanca). Cabe señalar, que V_{X_2} se encuentra en fase con V_{X_1} con sus ejes inclinados en dirección NO/SE, manteniendo la oclusión hacia la base de V_{X_1} denotado como mezcla de aire húmedo (tonalidades grises) y seco (tonalidades oscuras).

En el día D (-1), Figura 49d, se aprecia un gradiente zonal fuerte entre la banda de humedad baroclínica y una intrusión polar hacia el eje de la dorsal desde los 30°S hacia latitudes más altas. Este posicionamiento de la circulación anticiclónica sobre el lado pre – dorsal de V_{X_2} mantiene inclinado el eje de V_{X_2} (base de V_{X_1}) y aproxima la zona dinámicamente seca hacia la región de fuerte intrusión estratosférica, ambos ubicados en la proximidad de 25°S/80°W. Seguidamente, podemos ver que la zona de intrusión estratosférica (línea blanca) está asociada a la deflexión del viento en el eje de V_{X_2} y V_{X_1} , los cuales presentan una extensión inclinada en dirección NO/SE. Por otro lado, la oclusión se ve obstruida por el ingreso de esta banda baroclínica asociada a un fuerte flujo zonal en la base de V_{X_2} , modificando su estructura. Cabe señalar que la región de mal tiempo se encuentra sobre la región central y sur de Chile y Argentina, con ascensos predominantes.

En el día D, Figura 49e, se observa la predominancia de la circulación anticiclónica de niveles medios sobre el Pacífico sureste y el gradiente baroclínico de humedad alcanza el sur de Chile. Ello, conduce a la prolongación de V_{X_2} y apiñamiento de V_{X_1} sobre el terreno costero del centro y sur de Chile. En este proceso, se puede observar también que la banda de sequedad asociada a V_{X_1} se extiende paralela al norte de la banda baroclínica y se prolonga hacia las zonas dinámicamente secas y de intrusión estratosférica en el eje de V_{X_1} en $28^{\circ}\text{S}/74^{\circ}\text{W}$. Es importante notar que el efecto cortante del flujo zonal hacia la base de V_{X_2} induce una nueva oclusión en la base de V_{X_1} , cuyo efecto mantiene la intrusión estratosférica sobre la costa central de Chile dando lugar a la intensificación meridional de la subsidencia por compresión adiabática en el lado pre – dorsal del eje de V_{X_2} , e intensificando al JCBN en la región costera central y sur del Perú. En tanto, la región de mal tiempo, asociado al lado divergente de V_{X_2} permanece en la región central de Chile y Argentina.

En el día D (+1), Figura 49f, permanecen las condiciones de sequedad frente al litoral peruano, con proyección hacia el codo chileno. Esto debido a que predomina la circulación anticiclónica sobre el Pacífico sureste y la prolongación en dirección este del límite superior de V_{X_1} . Además, es posible ver que V_{X_2} se encuentra sobre continente (base de V_{X_1}), persistiendo el giro anticiclónico a lo largo de la costa central y norte de Chile. No obstante, a lo largo de la banda de gradiente de humedad se puede observar circulaciones ciclónicas polares asociadas a un tren de ciclones hacia la región sur de Chile, que viajan embebidos en el jet polar de ramal sur que limita con la base de V_{X_1} .

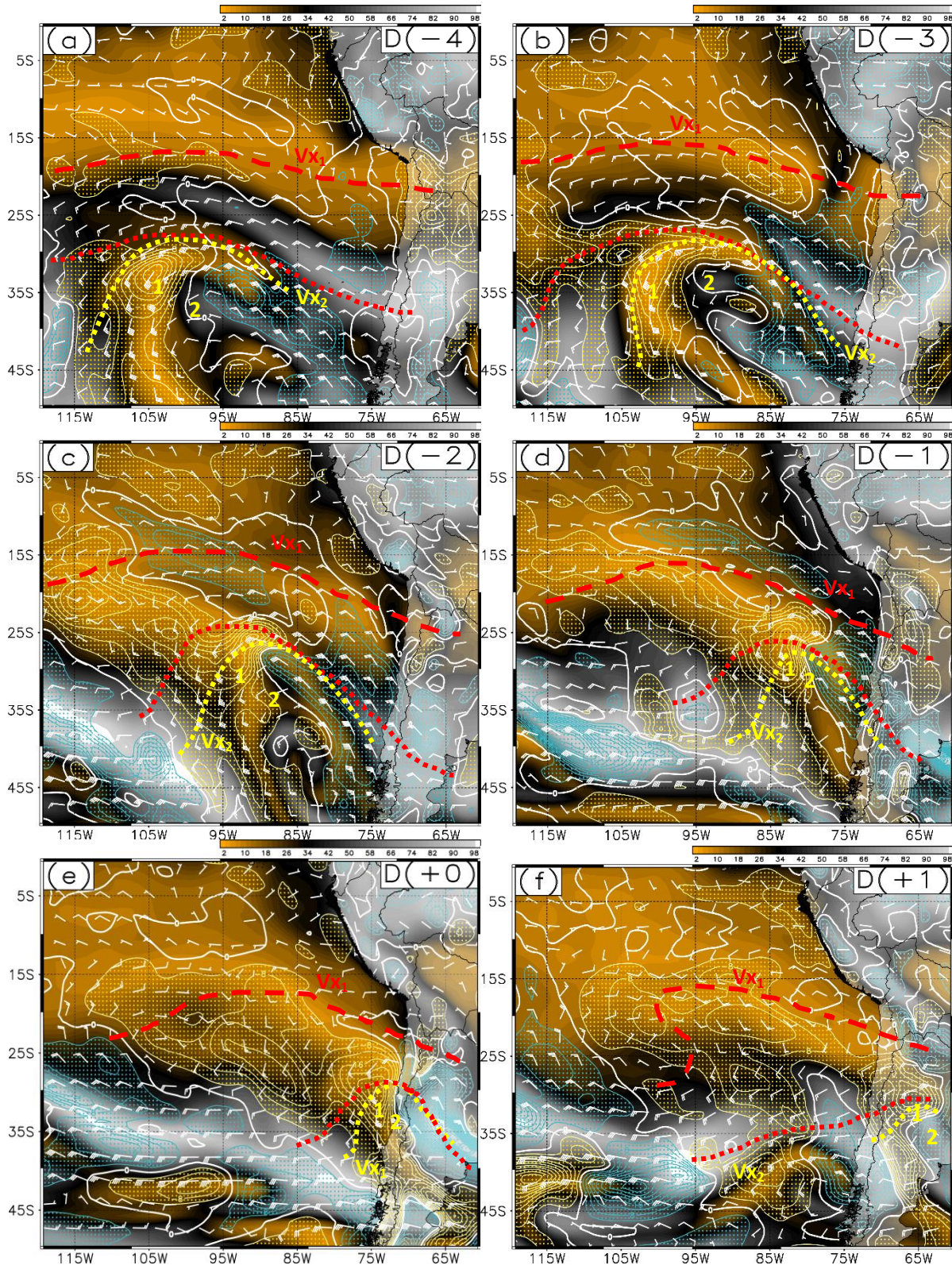


Figura 49: Análisis similar a la Figura 51, pero para el evento de primavera.

d) Imagen infrarroja (primavera).

El escenario D (-4), frente a la costa de Perú y Chile predomina un patrón denso de nubosidad estratiforme. Asimismo, frente a la región central y sur de Chile se puede apreciar una banda convectiva asociada a un estado de pre – oclusión en la vaguada de altura denotada por un patrón nuboso en forma de "coma abierta en oclusión", el cual se encuentra sobre una región de jet streak corriente arriba de la región divergente del eje de vaguada inclinada en dirección NO/SE. Asimismo, este patrón de nubosidad está constituido por dos dipolos ciclónicos extratropicales ubicados en $25^{\circ}\text{S}/90^{\circ}\text{W}$ y $36^{\circ}\text{S}/90^{\circ}\text{W}$ justo debajo del jet streak. Sumado a ello, es notorio ver que hacia el lado oeste (zona pre – dorsal) del eje de vaguada el gradiente bórico se muestra intenso hacia el centro del APSE al noroeste del jet streak de altura, el cual se caracteriza por una capa de nubosidad media cumuliforme. Este gradiente con fuerte advección de masas de aire polar mantiene al frente frío en la región de pre – vaguada asociada a los dipolos ciclónicos.

En el escenario D (-3), es apreciable aun la continuidad de nubes estratiformes frente a la costa oeste de Sudamérica. Seguidamente, se puede notar que el eje de la vaguada mantiene su proyección inclinada NO/SE hacia el NE, debido al acercamiento del APSE de configuración meridional sobre la región pre – dorsal de la vaguada, influenciado por el ingreso de una banda convectiva de fuerte gradiente bórico hacia latitudes medias $40^{\circ}\text{S}/115^{\circ}\text{W}$. Por otro lado, la aproximación de la dorsal hacia la base de la vaguada en altura mantiene el gradiente bórico entre $105^{\circ}\text{W} - 95^{\circ}\text{W}$ y la advección de masas de aire polar, denotado como un patrón de calle de nubes a lo largo del frente frío asociado al ciclón extratropical. Cabe señalar que ya no es posible ver la configuración de un dipolo de bajas presiones; dado que, la cortante de viento en el eje de vaguada no permite su desarrollo y solo incrementa el desarrollo del ubicado más al sur hacia el lado divergente de la perturbación baroclínica, con una configuración de "coma ocluida". Por otro lado, la dorsal ubicada sobre Chile y Argentina, está caracterizada por una composición de nubes cirrostratos a lo largo de su eje.

En el escenario D (-2), la capa de nubes estratiformes frente a la costa mantiene su posición. El acercamiento de la vaguada sigue una dirección NE y se observa la migración

y disgregación paulatina de la nubosidad convectiva asociada al ciclón hacia el sur de la costa chilena, con la prolongación del frente frío frente a la costa de Chile que interactúa con el giro anticiclónico en superficie a lo largo de la región divergente en la vaguada. Por otro lado, hacia el lado pre – dorsal de la vaguada manifiesta un gradiente bórico débil, respecto del APSE, el cual reduce su amplitud meridional a causa de la incursión de una banda nubosa baroclínica en dirección SE hacia el eje de la dorsal en altura. Esto permite que el APSE inicie su elongación zonal hacia la zona costera. Dado que la zona de mal tiempo se encuentra en la región centro y sur de Chile, la cadena de cirrostratos en la dorsal delantera a la vaguada de niveles altos se desplaza sobre continente.

En el escenario D (-1), la densa capa de nubes estratiformes empieza a dispersarse mar afuera, a medida que el AM empieza su recorrido zonal hacia la costa oeste sudamericana. En su trayectoria, el AM se encuentra asociado al lado subsidente (pre – dorsal) del eje de vaguada ubicado en 30°S/80°W, y al lado convergente del jet streak embebido en el jet polar de ramal sur denotado con una banda de nubosidad convectiva (colores azulada y verde) a lo largo del lado trasero de la dorsal, al sur del núcleo del AM. Por otro lado, en la región delantera de la vaguada frente a Chile (pre – vaguada) todavía se puede observar el rastro del frente frío debajo del jet streak ubicado en la zona divergente, si llegar a una oclusión en superficie. Por otro lado, el desplazamiento del AM hacia el este aumenta el gradiente bórico hacia la costa peruana y se puede ver el incremento de la subsidencia hacia el lado NE del flujo anticiclónico representado con regiones de coloración negra al norte de la máxima deflexión del viento de componente SO/SE a lo largo del eje de vaguada, y con ello, el aumento del gradiente horizontal de presión hacia la costa.

En el escenario D, se muestra un dominio completo del AM en la costa oeste de Sudamérica y permite una mayor dispersión de nubosidad estratiforme, debido al incremento del gradiente horizontal de presión a lo largo de la costa central y sur del Perú; así como, en la costa central y norte de Chile, a excepción del codo chileno, donde el efecto parece ser mínimo. El eje de la vaguada de muestra paralela a la costa central de Chile dominando el lado pre – dorsal subsidente y contrae la capa media y baja para aumentar la velocidad en niveles bajos. Por otro lado, el carácter zonal e intenso del AM se debe, en parte, a la extensión de la banda baroclínica de dirección SE, hacia la región sur de Chile.

Esta banda de inestabilidad convectiva (colores azulados y verdes) está asociada al ingreso de perturbación ciclónicas polares, en el lado divergente del jet streak polar, incrementan el gradiente de presión meridional e inducen la intensificación zonal del AM. Esta intensificación se encuentra relacionada con la elongación de nubes estratos en las regiones de fuerte subsidencia.

En el escenario D (+1), no se observa una translocación completa del AM hacia la costa suroeste del continente, disminuyendo paulatinamente su interacción con la costa de Perú e incrementando la recuperación de la capa estratiforme hacia la costa. Este efecto se debe a la oclusión de sistemas de baja presión denotados con patrones de nubes "coma abierta" que dispersan la banda de nubosidad baroclínica interfiriendo con el avance O – E del AM y modificando su configuración asociada al flujo zonal del Jet polar de altura. Subsecuentemente, se puede observar el avance del AM hacia el sur entre las perturbaciones baroclínicas de latitudes medias.

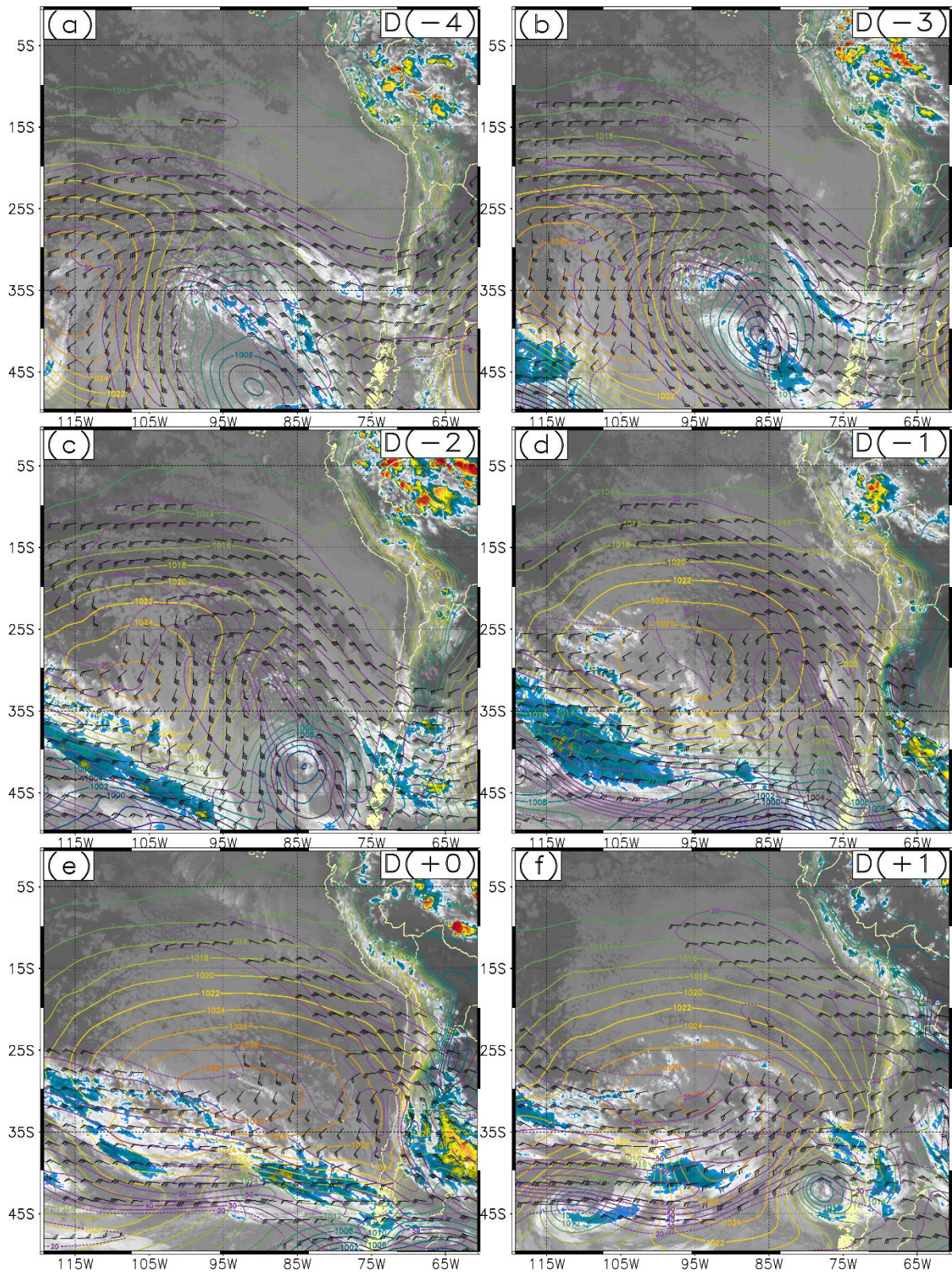


Figura 50: Análisis similar a la Figura 52, pero para el evento de primavera.

4.2.2. Análisis de nivel de superficie.

En el escenario D (-4), Figuras 51 – 52a, se observa una máxima intensificación del gradiente baroclínico observado como el apiñamiento de espesores de capa baja (500 – 1000 hPa) y de las iso – superficies de temperatura potencial en niveles bajos (850 hPa) mostrando un gradiente térmico fuerte y necesario para la intensificación de la perturbación baroclínica en desarrollo con desplazamiento lento del sistema cuña – vaguada al sureste del Pacífico, denotada con un patrón de altas (bajas) presiones al oeste (este) del eje de máximo gradiente térmico. La elongación del eje de la vaguada fría intensifica el flujo meridional (sentido: S – N) corriente abajo de la circulación anticiclónica de núcleo frío, lo cual conlleva al ingreso de masas polares frías y la caída fuerte del geopotencial, en acuerdo con la ecuación hipsométrica (Ec 6a – 6b). En esta etapa, el gradiente bórico es mayor en el caso de invierno (30°S/90°W) que su contraparte en primavera (30°S/100°W). Asimismo, el núcleo del AM en invierno se muestra más intenso a primavera, pero similares en su configuración meridional. Este incremento de la presión sobre la región delantera a la dorsal, es conducido por la fuerte advección fría de aire a lo largo de la región de máximo apiñamiento térmico de niveles bajos.

En los escenarios D (-3) y D (-2), Figuras 51 – 52b y c, se aprecia la amplificación meridional de la capa cálida de espesores en dirección NO – SE hacia la base del eje de máximo gradiente térmico, ocurriendo una segregación de masas de aire frío asociada a la estructura vertical de la COL en niveles medios y ubicadas detrás del frente frío (25°S/85°W) configurado por una circulación ciclónica, la cual se van debilitando; en tanto, el AM empieza a posicionarse detrás del eje de vaguada, al mismo tiempo que masas de aire más cálidas convergen hacia los frentes cálidos y regiones de máximo gradiente isobárico. A medida que la elongación del eje de vaguada se proyecta en dirección NO, la intensidad de la advección de aire frío se va limitando hacia el eje de máximo gradiente térmico, predominando la anticiclogénesis significativa al oeste de la caída de espesores; con lo que, se modifica el patrón meridional del AM. Cabe mencionar que el incremento de la SLP y configuración espacial del AM están mayormente explicados, a partir de las variaciones en la advección de vorticidad anticiclónica (se detalla más adelante) por el viento térmico paralelo a los espesores de capa media y baja. La máxima ciclogénesis

disminuye y se proyecta al frente del centro y sur de Chile, observándose el aumento de la SLP hacia el litoral de Perú; en invierno la extensión latitudinal de la isóbara de 1016 hPa es más representativa. Seguidamente, el evento de invierno muestra un rompimiento de una onda anticiclónica hacia el sur de la vaguada en profundización cortando la intensidad de ciclogénesis al sureste de la oclusión para niveles medios. No obstante, en primavera, una intrusión polar bloquea el avance NO a SE del AM, permitiendo el avance zonal del eje de máximo gradiente de espesores. En conjunto, para ambos casos se observa una disminución paulatina en la intensidad del núcleo de presión del AM y del gradiente de espesores, debido al debilitamiento del gradiente térmico meridional debajo del eje de vaguada.

En el escenario D (-1), Figuras 51 – 52d, aproximadamente 24 horas previas a la intensificación del JCBN a lo largo de la costa peruana, la configuración del AM se ve interrumpida por el desplazamiento (sentido: O – E) de un sistema baroclínico al oeste (sur) del eje de dorsal cálida, lo cual conduce a una rápida inclinación meridional (sentido: S – N) del campo de viento de niveles bajos y al debilitamiento el gradiente térmico sobre el núcleo del AM, predominando el carácter meridional (zonal) del sistema sobre océano con una aproximación máxima perpendicular (inclinada) del eje de máximo apiñamiento térmico hacia la costa norte del litoral en $\approx 20^{\circ}\text{S}$ ($\approx 25^{\circ}\text{S}$). Se observa una tendencia general anticiclónica debajo de la circulación cerrada fría frente a la costa central y norte de Chile; para el evento de invierno (primavera). En ambos eventos, la intensificación del JCBN (Jet Core en 975 hPa) alcanza la región norte de la costa peruana, debido a la proyección N/S del gradiente de geopotencial; con ello, la aproximación de una cuña superficial (ver la isóbara de 1020 hPa) incrementa el giro anticiclónico de superficie hacia la costa norte, aumentando también la fuerza de gradiente de presión en esa dirección (Ec. 15, Figura 7) y el efecto de ageostrófica del flujo meridional del viento (Ec. 16); se resalta más en el evento de invierno. Cabe mencionar que en el evento de primavera, el núcleo del AM se encuentra más extendido en sentido zonal al norte de 30°S ; mientras que, en invierno, la elongación perpendicular del campo de presiones mantiene el núcleo del AM al sur de 30°S ; en ambos con la misma intensidad de hasta 1026 hPa.

En el escenario D (Figura 51 y 52, e), la intensificación del JCBN a lo largo de la costa de Perú se manifiesta en la costa central y sur, principalmente. El eje del gradiente máximo de

espesores se muestra paralelo a la costa central de Chile. En el caso de invierno (primavera), el AM mantiene (aumenta) su intensidad en su núcleo con un valor de hasta 1030 hPa (1032 hPa) y una configuración meridional (zonal) en proyección este hacia la ladera occidental de los Andes ($\approx 35^{\circ}\text{S}$). Si bien, corriente arriba del apiñamiento negativo de espesores se nota una tendencia superficial anticiclónica, para ambos eventos, el aumento de la SLP frente a la costa norte de Chile (ver isóbara de 1020 hPa) conduce al aumento del gradiente isobárico hacia la costa y canalización del viento frente a la costa central y sur de Perú, debido al desajuste geostrofico y al aumento de la ageostrofia producto de la barrera topográfica costera. La trayectoria del JCBN es acompañada por una fuerte advección de aire frío producto de la subsidencia exacerbada, hacia la región de máximo giro anticiclónico, y tras la caída drástica del geopotencial al norte del eje de vaguada limitante con la costa central chilena (se detalla más adelante). Asimismo, en la región $85 - 95^{\circ}\text{W}/25 - 35^{\circ}\text{S}$ predomina un domo de aire cálido, correspondiente a la elongación zonal de la dorsal sobre el océano. En el evento de primavera, la banda baroclínica ($\approx 40^{\circ}\text{S}$) bloquea la trayectoria del AM hacia cordillera, manteniendo un estado de equilibrio termal.

En el escenario D (+1), Figura 51 – 52f, 24 horas después del paso del JCBN de categoría fuerte, aun se puede observar la persistencia del flujo de viento sostenido a lo largo de la costa sur del Perú y central – norte de Chile, debido a la transición lenta del AM hacia el sur del continente, dejando el intercambio baroclínico de masas frías y cálidas al sur de Chile. En el evento de invierno, el AM logra posicionarse sobre continente, debido a la predominancia de la dorsal sobre el centro de máxima de presión (1030 hPa) ubicado en $35^{\circ}\text{S}/75^{\circ}\text{W}$; mientras que en primavera, predomina un anticiclón zonal en $30^{\circ}\text{S}/95^{\circ}\text{W}$ asociado a un domo cálido sobre este sistema, el cual mantiene el flujo de viento sostenido de dirección SE sobre los 20°S .

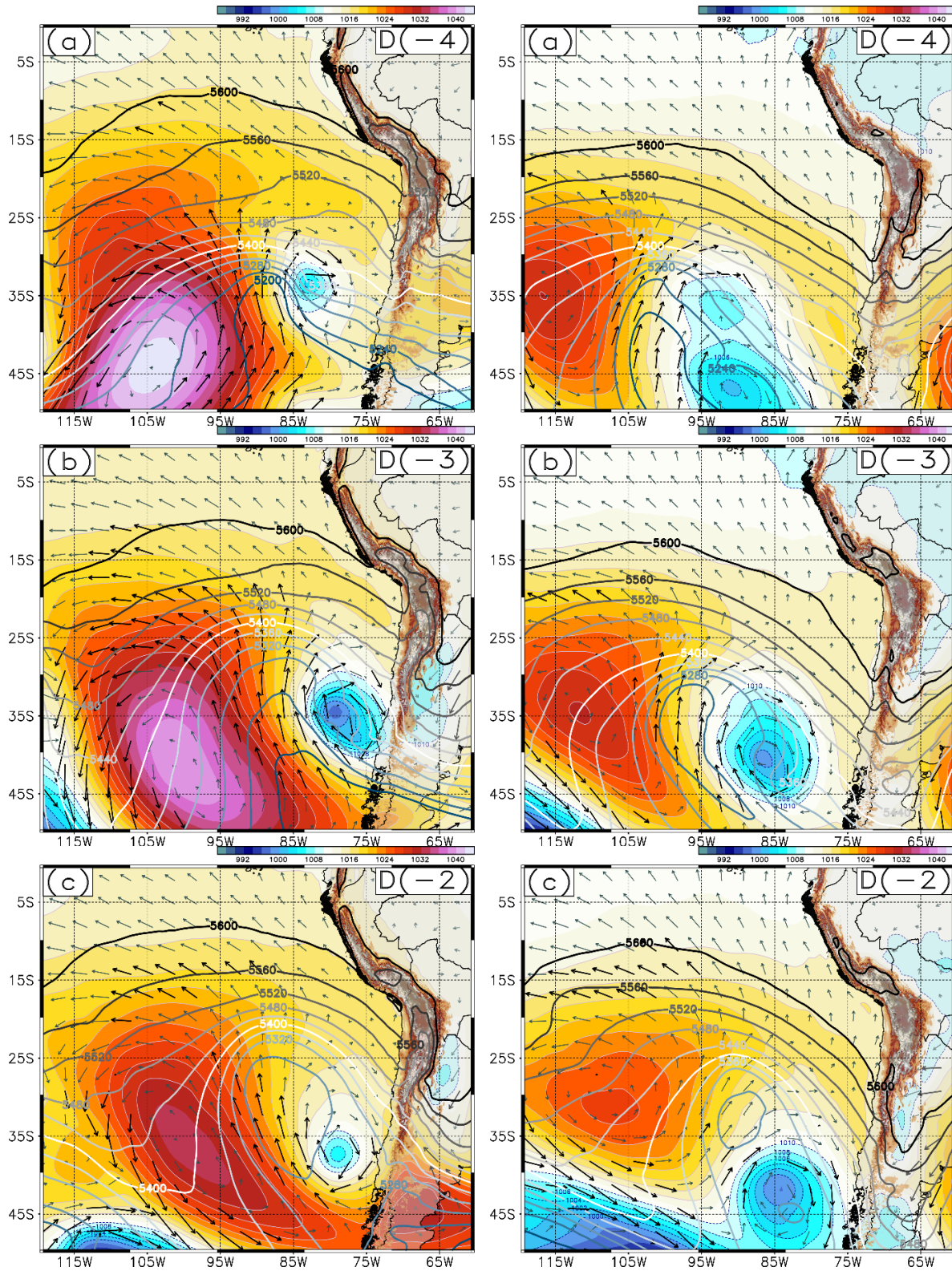


Figura 51: Análisis de superficie. SLP (colores) cada 2 hPa, espesores entre los niveles 500 – 1000 hPa (contornos) cada 40 mgp, y viento total en 975 hPa (vectores) cada 4 puntos de grilla. Vectores en negro indican velocidades superiores a $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).

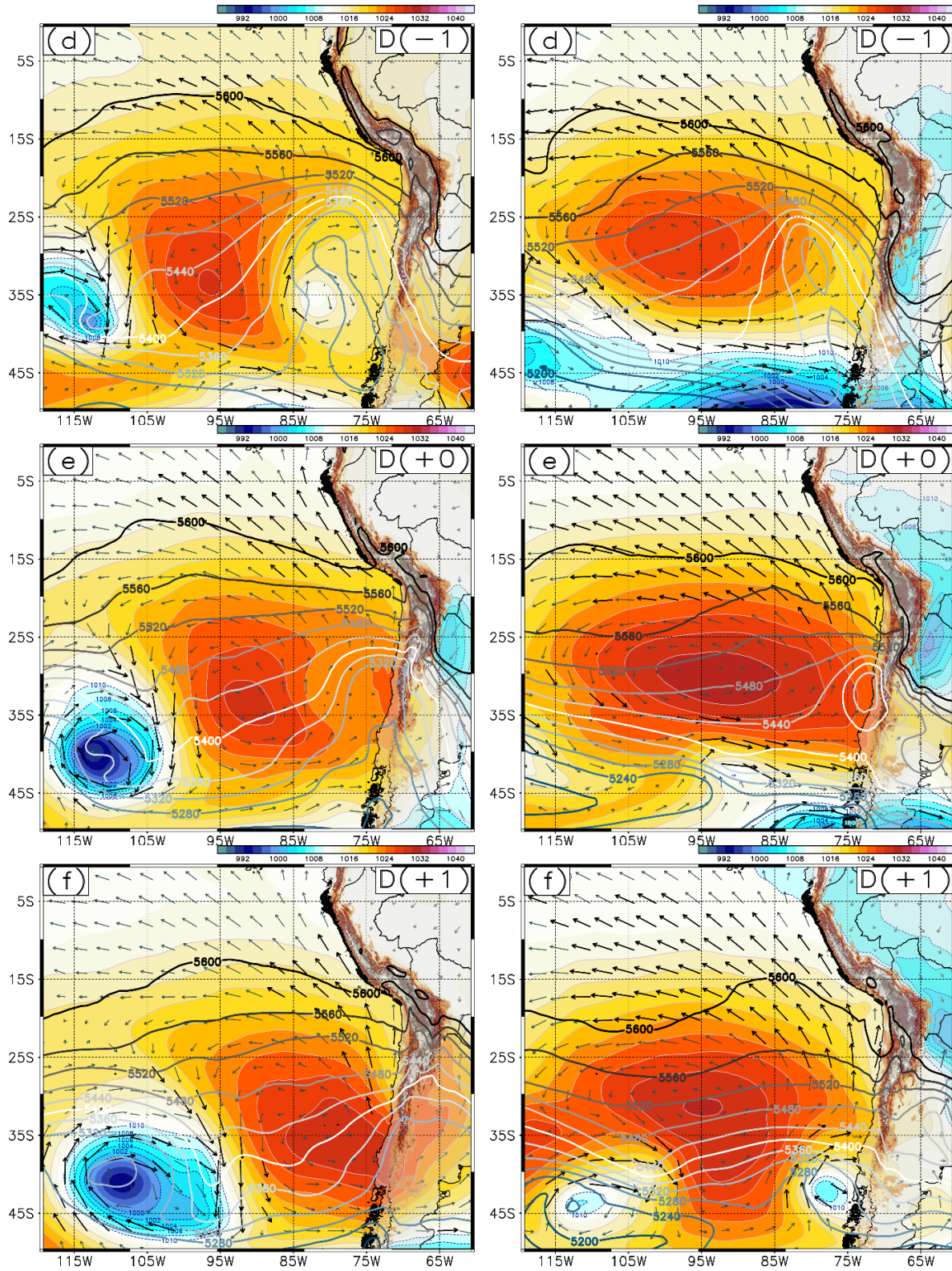


Figura 51: Continuación.

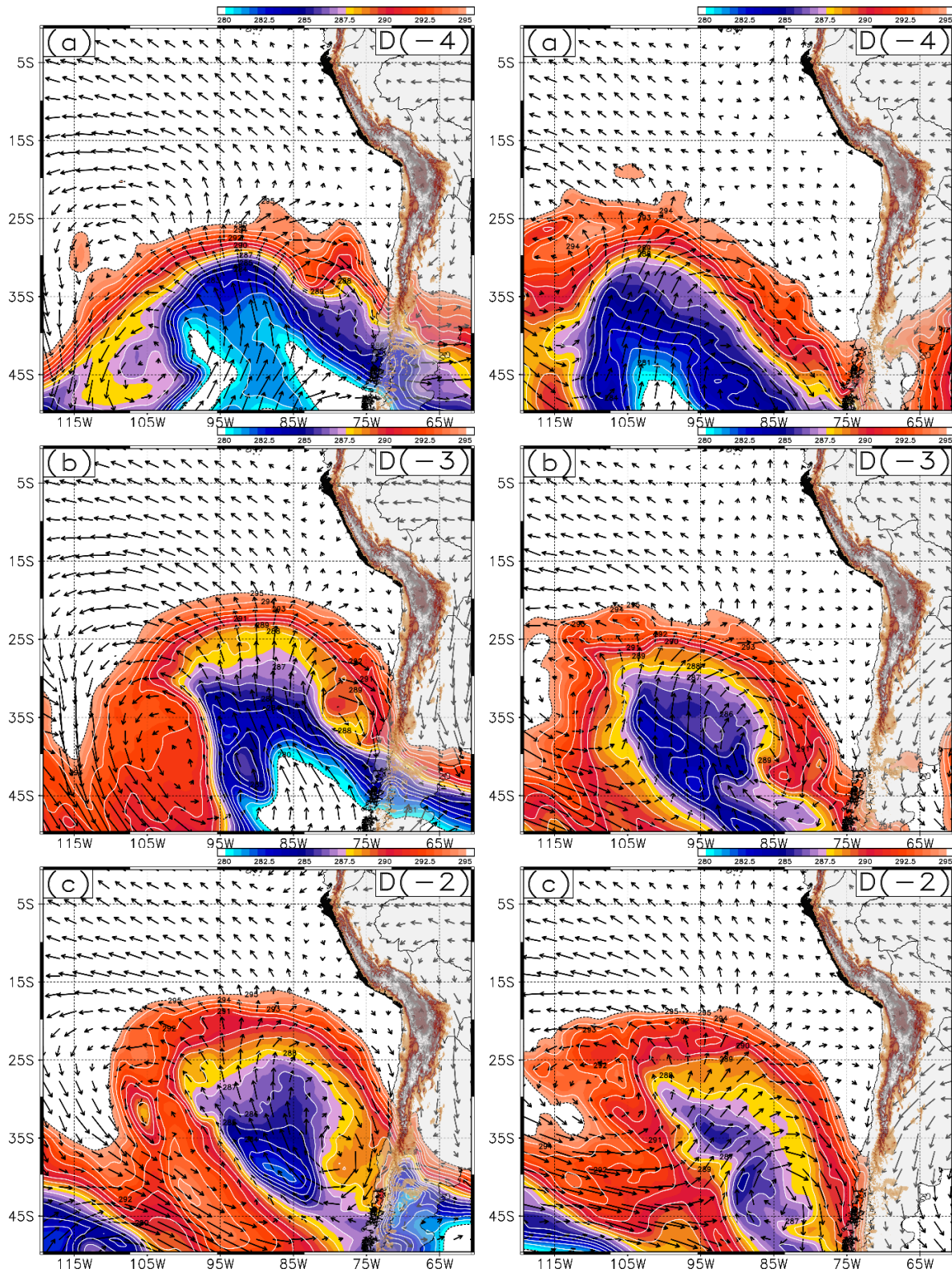


Figura 52: Evolución temporal de la temperatura potencial (K) y el viento total en 850 hPa (vectores) cada 3 puntos de grilla mayores a $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).

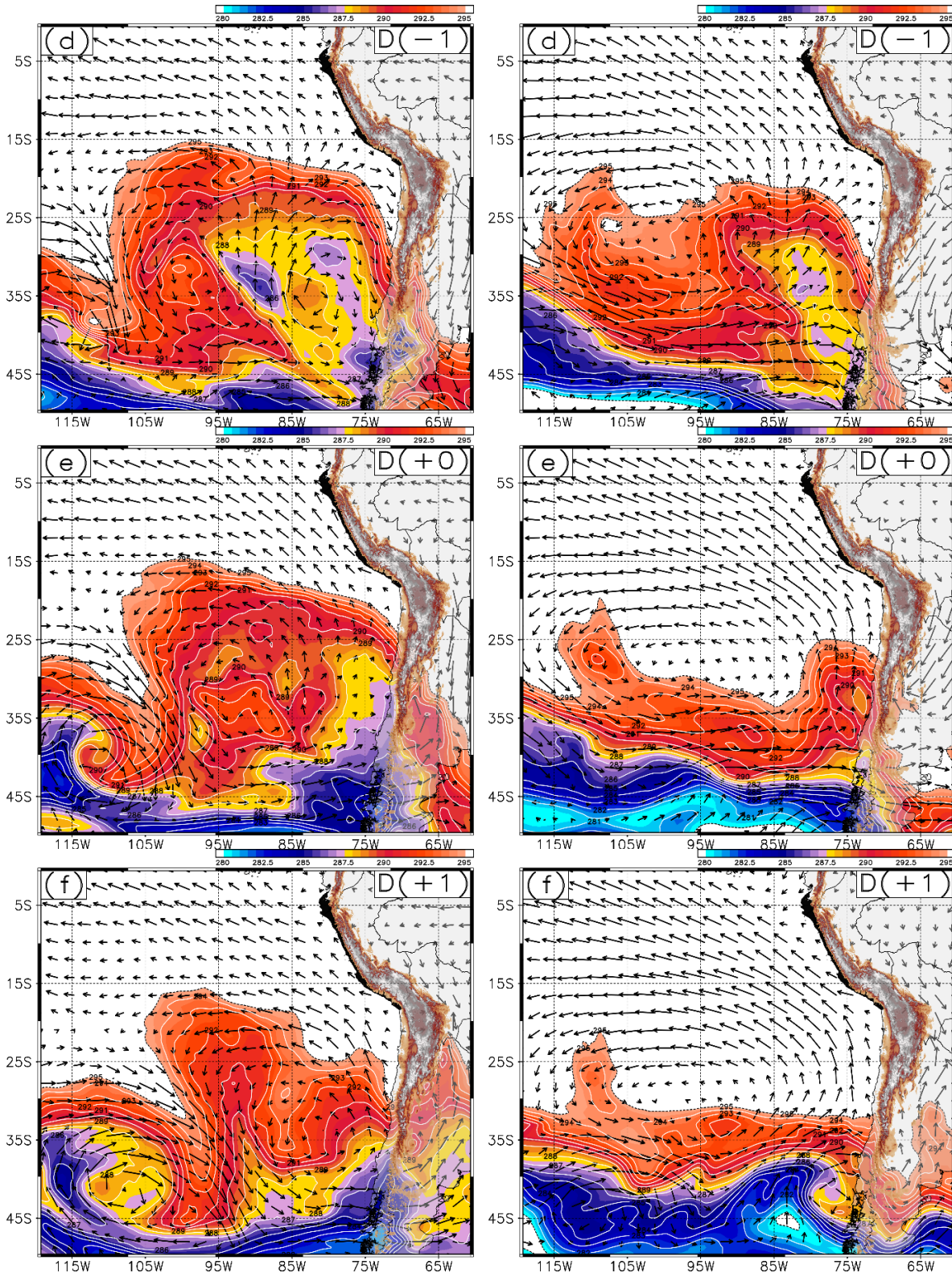


Figura 52: Continuación.

4.2.3. Análisis en niveles medios de la tropósfera.

Para el evento de invierno, en el día D (-4), Figura 53a, se presentó el sistema de cuña – vaguada con ejes entre los 32°S/112°W a 50°S/105°W y 30°S/95°W a 50°S/75°W respectivamente (Figura 53a, Panel izquierdo); el eje asimétrico de la vaguada se observa inclinado frente a Chile. Esta asimetría se manifiesta por un flujo de viento intenso (componente: SO – NE) en la elongación ciclónica corriente arriba al eje de vaguada (pre – dorsal) y por una amplia difluencia corriente abajo al eje de vaguada (pre – vaguada). El máximo valor de vorticidad relativa (VR, $1UVR = -10^{-5} \cdot s^{-1}$) se extiende a lo largo del eje de vaguada con proyección hacia el patrón de cuña en el jet streak, incrementando el gradiente baroclínico inicial. Además, sobre el eje de vaguada se sitúa una vaguada de onda corta asociada a la ubicación del JS subtropical (Figura 54a, Panel izquierdo) que luego se unirá al flujo de onda larga incrementando su curvatura.

El desplazamiento de la vaguada hacia el este se mantiene asimétrico, mientras se va reduciendo zonalmente y contrayendo meridionalmente (ver isohipsas), acentuándose valores de VR hacia el lado de pre – vaguada, a medida que aumenta la cortante anticiclónica (Figura 53b, Panel izquierdo) en el flujo corriente arriba al eje de la cuña. Cabe señalar que el sentido de avance de la vaguada mantiene una característica retrógrada (movimiento aparente hacia el oeste), debido al ligero aumento de VR al este de su eje y el efecto cortante de la cuña, que permiten su paulatina estrangulación. En las figuras 53c y d (Panel izquierdo) se puede observar la estrangulación de la vaguada por la superposición del eje de la cuña hacia el centro de la COL con valores relativamente altos de VR. Seguidamente, la elongación meridional de la vaguada se acentúa hacia el escenario D (-1), observándose una profundización y cizalladura horizontal significativa en su eje (valores mayores a -20UVR) tornándose perpendicular a la costa sur del Perú. Al mismo tiempo, se observa que la perturbación fría de onda corta (reflejo del JS Subtropical de altura) logra su inmersión en la onda larga. Lo descrito, sumado a la advección horizontal de VR anticiclónica por parte de la cuña permiten la inclinación del eje de vaguada hacia 20°S/78W y 35°S/78°W, maximizando la caída del geopotencial 24 horas previas al evento central (escenario D). Finalmente, en los escenarios D y D (+1) (Figuras e y f, Panel izquierdo), es notorio ver el ingreso paulatino de una nueva onda baroclínica y el

predominio de la cuña en el Pacífico sureste, principalmente en el escenario D (+1). En el día central se observa al eje de la vaguada superpuesto a la cordillera de los Andes, el cual alcanza a proyectarse paralelo a la costa oeste de Sudamérica denotado por el lado pre – dorsal de vaguada.

Por otro lado, el caso de primavera mantiene un desarrollo muy similar al de invierno, observándose un estado de onda larga baroclínica potente en fase de oclusión con un eje de inclinación inicial en $30^{\circ}\text{S}/105^{\circ}\text{W}$ a $46^{\circ}\text{S}/90^{\circ}\text{W}$ (Figura 53a, Panel derecho) durante el día D (-4). La inclinación del eje en dirección NNO/SSE se mantiene durante todo el evento (Figuras 53 b, c, d y e, Panel derecho), a diferencia del caso de invierno. Hacia el escenario D (-2) y D (-1), se observa una máxima contracción horizontal de la vaguada por parte del patrón de cuña entrante, presentando valores altos de VR anticiclónica, la cual promueve el rápido avance de esta configuración anticiclónica corriente abajo al eje inclinado de la vaguada, en tanto se acentúa la VR ciclónica hacia su base. Esto último, se debe a la maximización de la curvatura ciclónica en toda la prolongación del eje ubicado frente a Chile. En particular, para el día D (-1), la profundización de la vaguada observada como el máximo apiñamiento del geopotencial en $\approx 25^{\circ}\text{S}$ no proyecta una tendencia negativa de presión sobre la superficie oceánica; situación parecida al caso de invierno (Figura 51d).

Para el día central (D), domina una circulación anticiclónica cerrada en niveles medios sobre un sistema intenso de alta presión superficial en el Pacífico sureste y desplaza a la vaguada inicial hacia la ladera occidental de los Andes. En este proceso, se resalta también la intrusión de ondas cortas ciclónicas proyectadas hacia la base de la cuña e inmersas en el flujo zonal entre $35^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$, que sirven de cortante dinámica para la segregación de la circulación ciclónica frente a la región central de Chile. Cabe mencionar que esta configuración de baja segregada presente en el evento central se ve mayormente en los casos de primavera como reflejo de la intrusión estratosférica de niveles más altos (se muestra más adelante). Finalmente, se puede ver que la circulación anticiclónica domina sobre los 35°S , manteniendo la intensidad fuerte del sistema de alta presión en superficie bloqueado por el flanco occidental de los Andes; característica sinóptica que intensifica el flujo de viento sinóptico en superficie y el gradiente de presión zonal en mayor grado al caso de estudio visto en invierno frente a la región de estudio.

De lo descrito previamente, la secuencia de las figuras de niveles medios (Figura 53) para ambas estaciones se diferencian en la inclinación y grado de profundización latitudinal (elongación meridional) del desarrollo de la vaguada en su trayectoria SO/NE hacia los Andes y su asociación con la amplificación de un patrón de cuña que actúa sobre el eje de la vaguada aumentando el desplazamiento de la vaguada y, subsecuentemente, la intensificación del gradiente de geopotencial hacia latitudes más bajas.

Se observan líneas inclinadas continuas (discontinuas) que representan el desplazamiento y desviación del eje de vaguada (cuña) en su proyección sobre el continente sudamericano. La trayectoria del patrón atmosférico cuña – vaguada de niveles medios se caracterizó por el desplazamiento lento de la vaguada inmersa en una onda baroclínica de longitud amplia inicial sustentada por la ecuación de vorticidad total, $E_c 25$, predominando la vorticidad planetaria y por tal motivo su aparente movimiento hacia el oeste. Esta onda fría al segregarse acumuló VR ciclónica a lo largo de su eje, dado el aumento de la cizalladura ciclónica del viento al SE de su base (Figuras 8 y 9) y en respuesta a la contracción horizontal del patrón de vaguada conducida por el avance de la onda de rompimiento anticiclónico corriente abajo al eje de la vaguada. Este aumento de la VR ciclónica en la estructura vertical de la base de la vaguada para los días $D (-1)$ y D acentuó la disminución de la capa de espesores de niveles medios y bajos (Figura 51d y e) causado por el lento hundimiento de la tropopausa dinámica y el máximo desplazamiento meridional de la corriente en chorro de latitudes medias; ambos, precursores a la intensificación del JCBN (se detallan más adelante). Asimismo, delante del eje pronunciado de la vaguada se puede observar la influencia compensatoria de un flujo de corriente anticiclónica con valores de VR oscilando entre 4 UVR, que sirve de bloqueo en el paso de la vaguada hacia continente en los escenarios D y $D (+1)$.

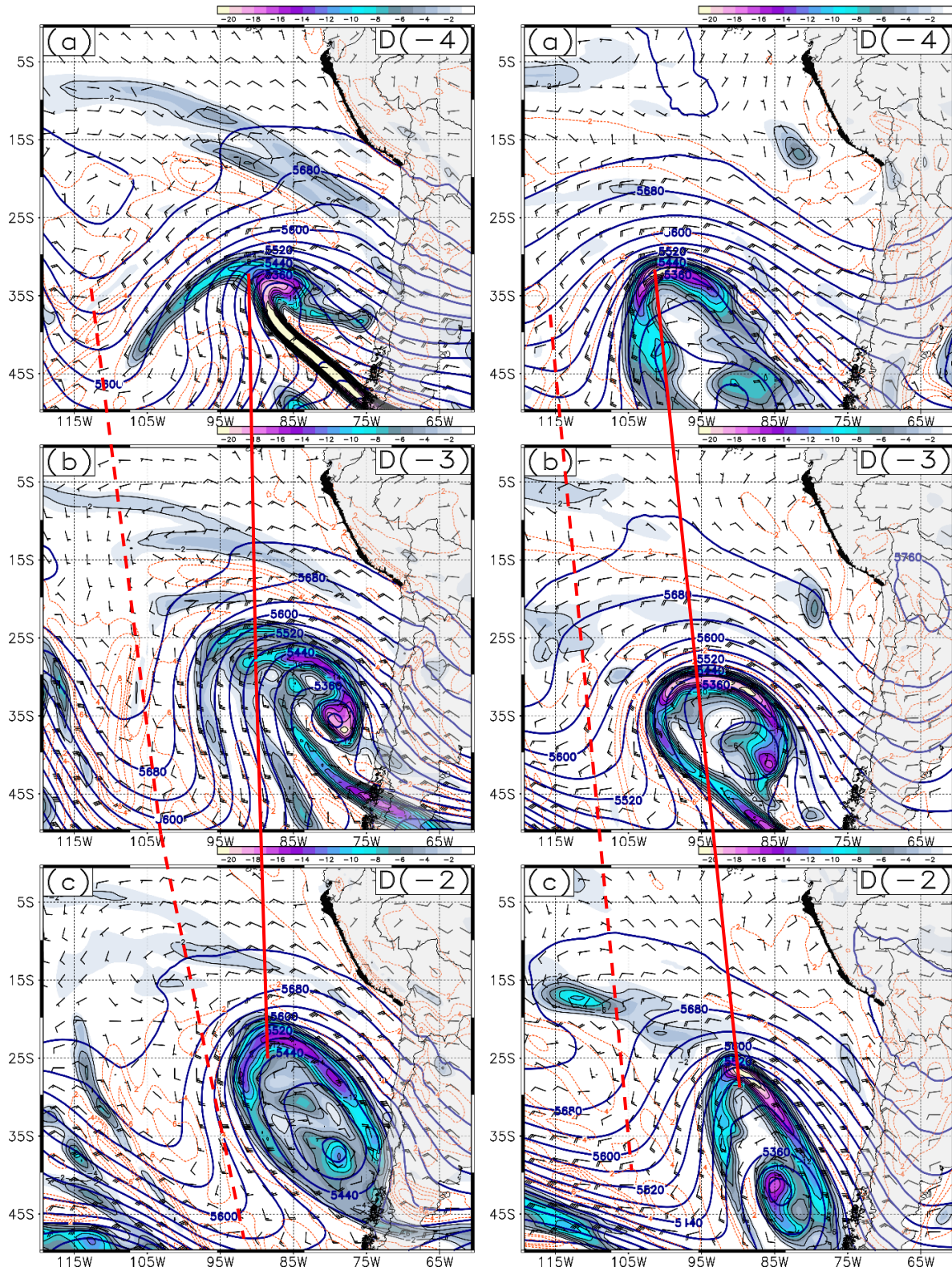


Figura 53: Análisis de la vorticidad relativa ciclónica (colores, cada $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y anticiclónica (contornos rojos, cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). El geopotencial (contornos negros, cada 40 mgp, y barbillas de viento (color negro, cada 4 puntos de grilla) en 500 hPa. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).

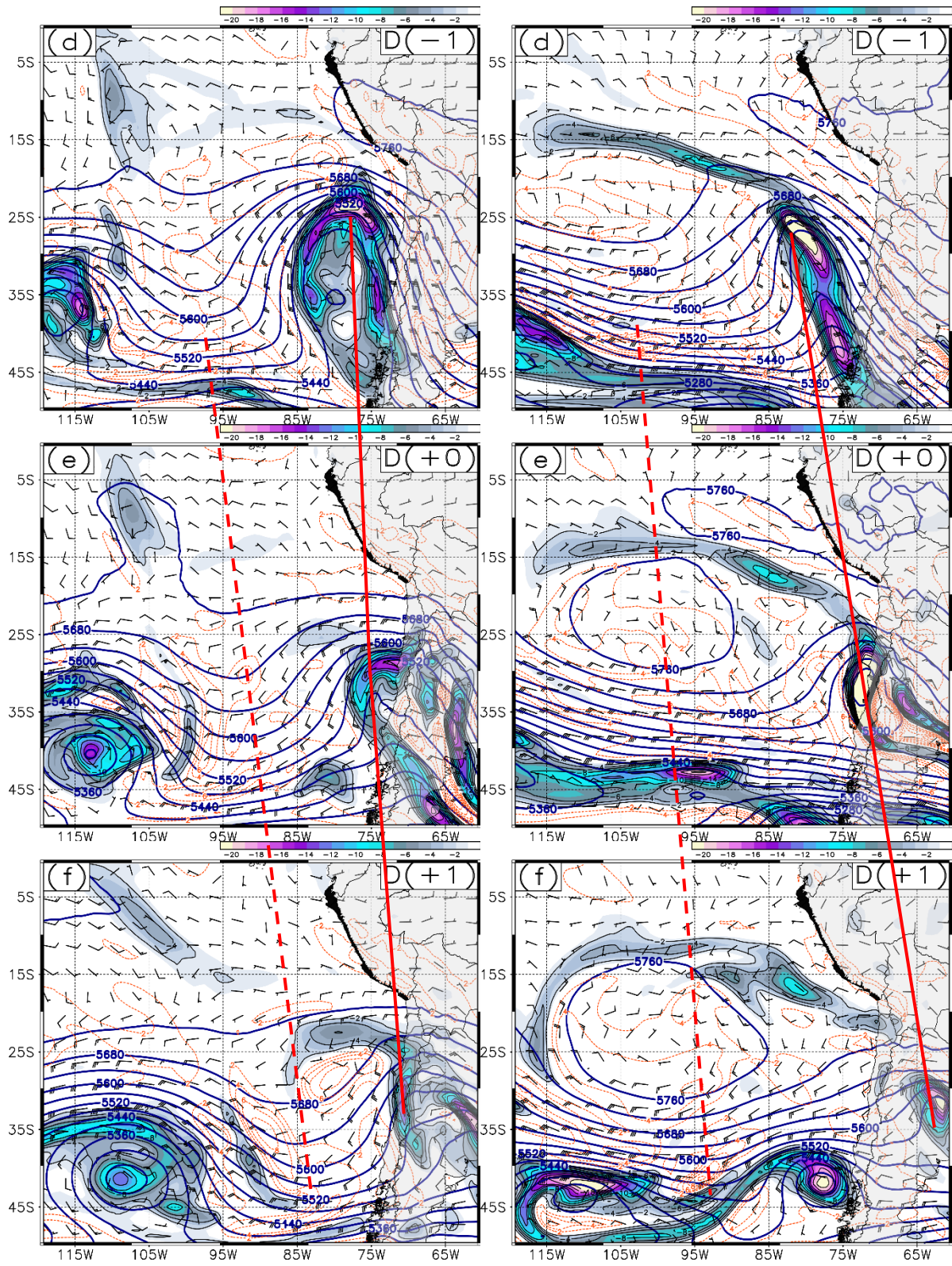


Figura 53: Continuación.

4.2.4. Análisis en niveles altos de la tropósfera.

De la misma manera que en niveles medios, durante el evento de JCBN de invierno y primavera, la circulación de alta tropósfera mostró similares patrones atmosféricos característicos de un sistema de cuña – vaguada. Los días previos a evento central D, se presentó un vaguada sobre el Pacífico suroriental con eje entre los 95°W – 85°W delante de una cuña, con eje entre los 115°W y asociado a la intensificación meridional del JS.

En ambos periodos, para los días D (-4), Figura 54a, y D (-3), Figura 54b, la cuña se amplifica induciendo la profundización de la vaguada y formación de una COL en 85°W con un eje inclinado en dirección NO/SE; siendo la más pronunciada y próxima a la costa oeste de Sudamérica durante la estación de invierno por estar apoyado por un JS Subtropical más meridional. En ambos eventos es característico visualizar la elongación meridional de los JS polares de ramal norte y sur inmersos en la circulación ciclónica, los cuales fueron los agentes principales para la canalización de aire frío y mantener la vaguada fría; por ello, el sistema de alta presión se torna frío, provocando un intensa advección fría en el lado frontal y la intensificación paulatina del JS Subtropical, especialmente en invierno.

Para el escenario D (-2), Figura 54c, la proyección del eje de la cuña en dirección SE se acentúa sobre el eje de vaguada, principalmente en invierno. Hasta esta etapa, se puede observar un movimiento aparentemente lento y retrógrado del eje de vaguada (hacia el oeste, 80°W – 85°W) en dirección NO, producto de la intensificación de la vorticidad absoluta en el centro de la vaguada para latitudes más altas, con una extensión meridional del JS Subtropical que logra alcanzar los 15°S en ambos casos. De lo anterior, la advección de vorticidad anticiclónica relacionada a la cuña de niveles medios y altos apoya a la anticiclogénesis de niveles bajos y el desplazamiento de la vaguada hacia el norte; mientras que flujos de viento corriente abajo al eje de la vaguada facilitan la ciclogénesis que antecede a la mayoría de eventos de JCBN en la costa peruana, modulando la intensificación y desplazamiento del sistema de baja presión hacia el sur de Chile (Figura 51a, b, c, d y e), a medida que la vaguada se va aproximando a la ladera occidental de los Andes. Sumado a ello, la disminución de la velocidad hacia el eje de vaguada se asocia a

valores altos de vorticidad potencial en su base (Figura 55c) y un jet streak muy intenso hacia la región delantera de la vaguada (pre – vaguada) y en menor intensidad en el lado trasero a su eje (pre – dorsal). En primavera, a diferencia de invierno, la intensidad del jet streak es más fuerte debido a la influencia mayor de los JS polares hacia la base del eje de vaguada; por lo que, la circulación ciclónica presenta una proyección más al sur entre 45°S/85°W.

En el escenario D (-1), Figura 54d, el eje de vaguada muestra su máxima profundización meridional hacia la costa de Perú. En tal sentido, para el caso de invierno la vaguada se torna perpendicular hacia la costa sur del Perú entre 15°S/78°W y 35°S/78°W con un jet streak intenso en su base, debido a la aun presente intrusión del Jet Polar de ramal norte y sur, los cuales intensificaron al JS Subtropical en 20°S y 78°W. Esta configuración conlleva a un fuerte hundimiento de la tropopausa dinámica concentrando altos valores de vorticidad potencial a lo largo de la cortante ciclónica del jet streak (Figura 55d), lo cual conduce a la caída de espesores de niveles medios y propicia el mayor ingreso de masas de aire frío hacia el centro y sur de la costa peruana; mientras que delante del eje de vaguada predominan movimientos ageostróficos ascendentes correspondientes al lado divergente del jet streak. Por otro lado, en primavera, la vaguada mantuvo su eje de inclinación entre 15°S/100°W y 32°S/80°W bajo influencia del Jet Polar de ramal norte y el JS Subtropical con una zona de jet streak intenso hacia la región difluente de la vaguada, lo cual incentiva la aceleración de la vaguada hacia la cordillera acentuando la contracción del eje de vaguada y promoviendo la intrusión máxima estratosférica a lo largo de su eje paralelo a la costa peruana denotada por la división de velocidades en la vaguada. En esta etapa, se resalta la importancia del ingreso paulatino del eje de cuña corriente abajo al eje de la vaguada que le permite un mayor desplazamiento hacia el este y frente a la región central y norte de Chile.

En el escenario D (Figura 54e), el sistema de cuña – vaguada de altura mantiene su proyección este con su eje ubicado sobre Chile. En particular, en invierno, la intensidad de los jets streaks en la vaguada disminuyen hacia el sur (< 35°S) y se aleja la correspondencia del jet streak en el JS Subtropical sobre el eje de vaguada ubicada en 25°S/70°W y 35°S/75°W; mientras que en primavera, la intensificación del JS polar de ramal norte y sur

desde el lado anterior al eje de cuña entre 35°S – 45°S segregan a la vaguada corriente abajo de su eje sobre los Andes y se configura una circulación ciclónica en la costa central de Chile, con lo que se intensifica el hundimiento de la tropopausa dinámica (Figura 55e) presentando valores altos de vorticidad potencial a lo largo de su eje inclinado entre 20°S/90°W y 35°S/74°W; directamente sobre la región convergente asociado al jet streak de la región delantera a la vaguada en mención. En esta etapa predomina el lado subsidente de la vaguada con advección fría horizontal en niveles medios y bajos a lo largo de la costa centro y sur del Perú y norte de Chile. Cabe mencionar que en la intrusión estratosférica por la elongación meridional del eje de vaguada al parecer suele persistir intenso durante el evento central, para el caso de primavera.

En el escenario D (+1), Figura 54f, la vaguada cruza la cordillera predominando la cuña sobre el Pacífico sureste; así como, fuerte subsidencia sobre la región central y sur de Chile, donde el JCBN se acentúa. En el caso analizado de invierno (primavera), la cuña se expande con proyección meridional (zonal) predominante intensificando el sistema de presión en superficie permitiéndole movilidad (estacionariedad) en su proyección hacia la ladera occidental de los Andes (Figura 51e y f).

En la Figura 55 se muestra la altura geopotencial y la vorticidad potencial (VP, de aquí en adelante) en el nivel de 300 hPa. En ella se representa la secuencia comparativa de la intrusión estratosférica para ambos eventos de invierno y primavera, a partir del cálculo de la VP de Ertel (coordenadas isobáricas, Ec. 30), es decir, mayor estratificación asociada a la alta estabilidad estática de la tropósfera alta. Debemos recordar que en la tropopausa dinámica (TD, sección 2.3.1) el gradiente de VP es intenso, debido a los valores altos de estabilidad estática en la estratósfera baja.

En particular, previo a la intensificación del JCBN en la costa peruana se encontró una relación directa con las variaciones espaciales de la TD en la profundización del sistema de cuña – vaguada frente a la costa oeste de Sudamérica. Esta disminución de la TD estuvo acompañada de altos valores de vorticidad potencial que definen la TD (sección 2.1.2 c), los cuales se extienden bien hacia la tropósfera media.

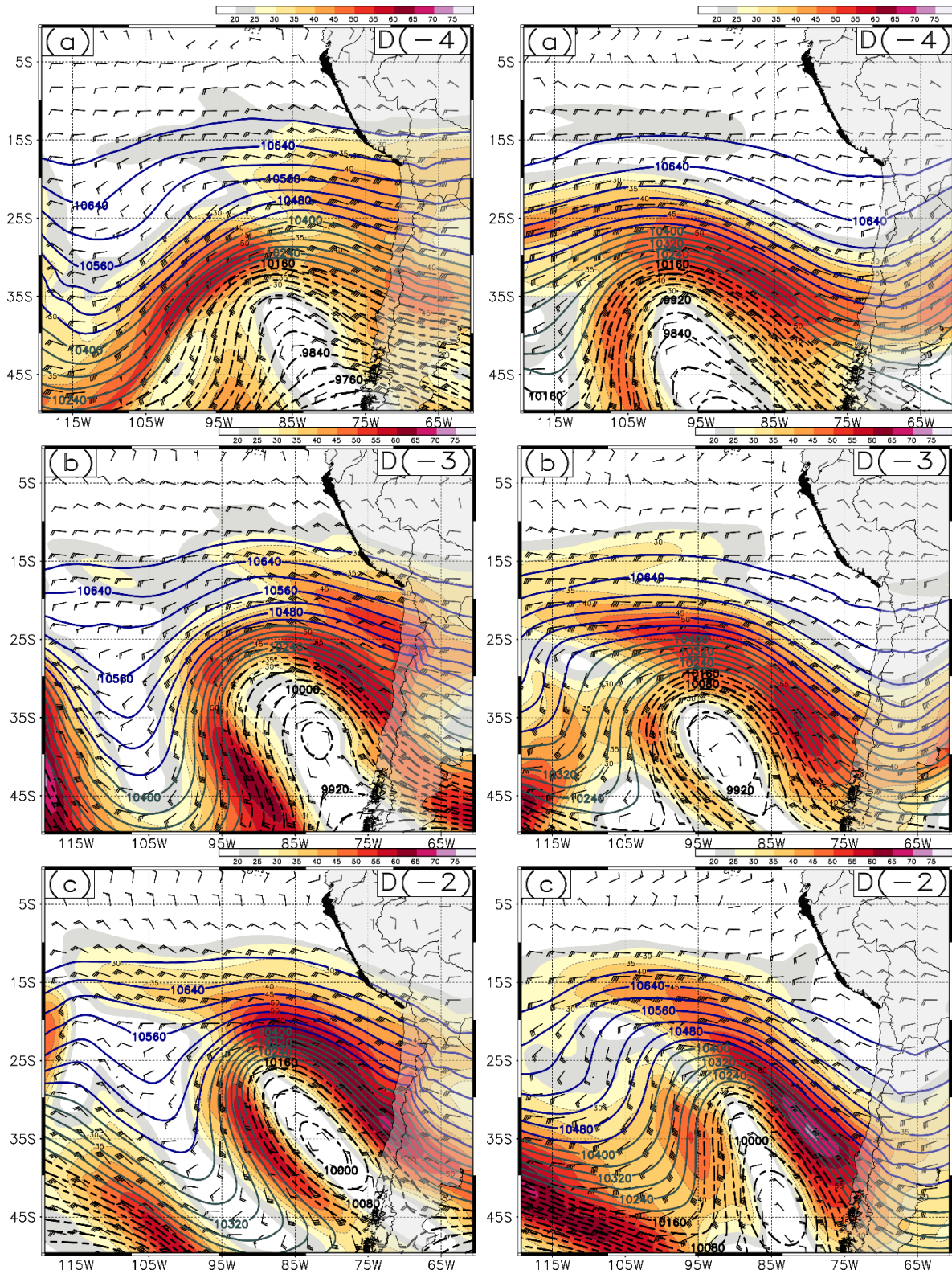


Figura 54: Representación del Jet Subtropical (contornos azules), Jet Polar Norte (contornos verdes) y el Jet Polar Sur (contornos negros entrecortados) en el nivel de 250 hPa, a partir del viento (colores) superiores 20 $m \cdot s^{-1}$. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).

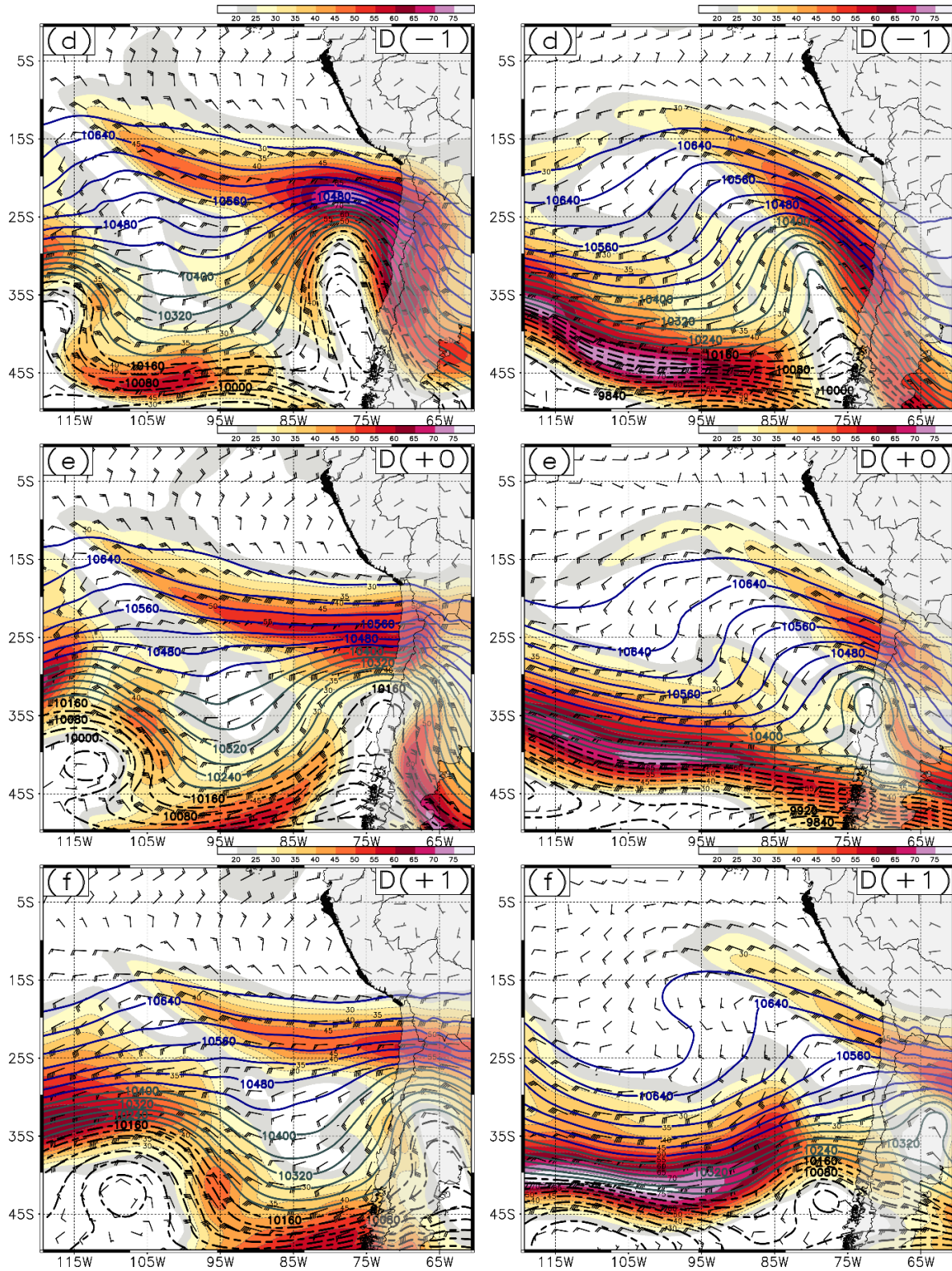


Figura 54: Continuación.

En los casos seleccionados, la configuración de una COL presente en el desarrollo de la onda baroclínica condujo a la máxima profundización de la TD hacia latitudes subtropicales; por lo que, la maximización de la VP en la prolongación del eje de la vaguada determinó la caída de la TD como el principal “gatillador sinóptico”, seguido de la amplificación de la cuña en el Pacífico sureste y el subsecuente incremento del gradiente meridional de geopotencial desde niveles medios hacia niveles bajos de la tropósfera, en la dinámica del JCBN (se desarrolla en la siguiente sección).

Para el escenario D (-4), Figura 55a, en el sistema de cuña – vaguada frente a Chile se observa un gradiente pronunciado de la VP (unidad de VP: $1\text{UVP} = -10^{-6} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}$) corriente abajo y a lo largo del eje de la vaguada, característico del desarrollo de la perturbación baroclínica, en asociación a la profundización del JS advectivo (Figura 53) relacionado al hundimiento lento de la TD por la canalización de masas de aire frío desde niveles altos a niveles medios. En esta etapa, para el caso de invierno, en particular, se puede apreciar también el influjo de vorticidad potencial de alta tropósfera sobre el eje de la cuña, lo cual acentúa la amplificación de la cuña y la anticiclogénesis en niveles medios y bajos acentuando al AM.

En el escenario D (-3) y D (-2), Figura 54b y c, tras la oclusión de la vaguada por la amplificación meridional del eje de cuña, la VP aumenta hacia la base y región difluente de la vaguada en el día D (-3), debido al aumento de la vorticidad ciclónica absoluta en su eje. Subsecuente, la paulatina amplificación de la cuña incrementa la cortante ciclónica en la base de la vaguada; por consiguiente, se observa la translocación de los máximos valores de VP ($< -8 \text{ UVP}$) hacia el eje de la vaguada fría en el día D (-2). Este incremento de VP conlleva a que la columna de aire disminuya su espesor conservando su VP y aumente la vorticidad absoluta. En tanto, el rol de la amplificación de la cuña, como uno de los precursores de la caída del geopotencial y la contracción horizontal de la vaguada logra irrumpir sobre el ciclo de vida de la COL. En particular, durante el caso de invierno, la onda cortante anticiclónica corriente arriba al eje de la vaguada permite la segregación total de la COL aumentando la VP hacia el norte del centro ciclónico; mientras que en primavera el aumento de la VP se da a lo largo del eje inclinado de la vaguada.

En el escenario D (-1), Figura 55d, la caída de la TD se maximiza en el caso de invierno, en comparación al caso de primavera, mostrando un gradiente meridional fuerte de VP asociado a la intensificación de un jet streak de onda corta embebido en el JS subtropical justo hacia la base de la vaguada que influencia en su profundización latitudinal (Figura 54 c y d). Esta intensificación del jet streak define al segundo precursor en la caída del geopotencial y de la TD. La configuración del jet streak en la caída de la TD para el caso de invierno se asemeja al evento de COL estudiado por Bosart *et al.* (1992). En tanto, para el evento de primavera, altos valores de VP se concentran a lo largo del eje inclinado de vaguada contraída horizontalmente; siendo su intensidad compensada por altos valores de VR (Figura 53d y e). En ambos casos, el primer precursor de la caída de TD y geopotencial en la máxima elongación latitudinal del eje de vaguada responde a la amplificación máxima de la cuña en la trayectoria de la onda baroclínica, entre 15°S – 45°S, hacia los Andes. Cabe mencionar que los gradientes horizontales y verticales de VP pueden intensificar marcadamente el flujo de viento en niveles altos, y regularmente reflejar descensos fuertes de alta tropósfera entre la región confluyente del jet streak (Keyser *et al.* 1985), tal como sucede en el caso de invierno.

Finalmente, en los escenarios D y D (+1) (Figura 55e y f), el gradiente horizontal de VP se mantiene intenso para el evento de primavera, típico en la mayoría de los casos de JCBN fuertes encontrados en esta estación, con una configuración inclinada del eje de vaguada en sentido NW/SE (se detalla en la siguiente sección). Seguidamente, la inclinación del eje de vaguada sobre la ladera occidental de la cordillera favorece que valores de VP permanezcan altos con una oclusión del geopotencial que favorece la penetración de la TD justo antes de cruzar los Andes. No obstante, en invierno, la intensidad de intrusión de la TD disminuye sobre los Andes, debido a la disminución del ratio de vorticidad absoluta. En el día D+1, la influencia de la TD en la subsidencia corriente arriba al eje de vaguada disminuye (aumenta) rápidamente hacia el litoral central y sur del Perú (central y sur de Chile) y se establece mejor el patrón de cuña frente a Chile.

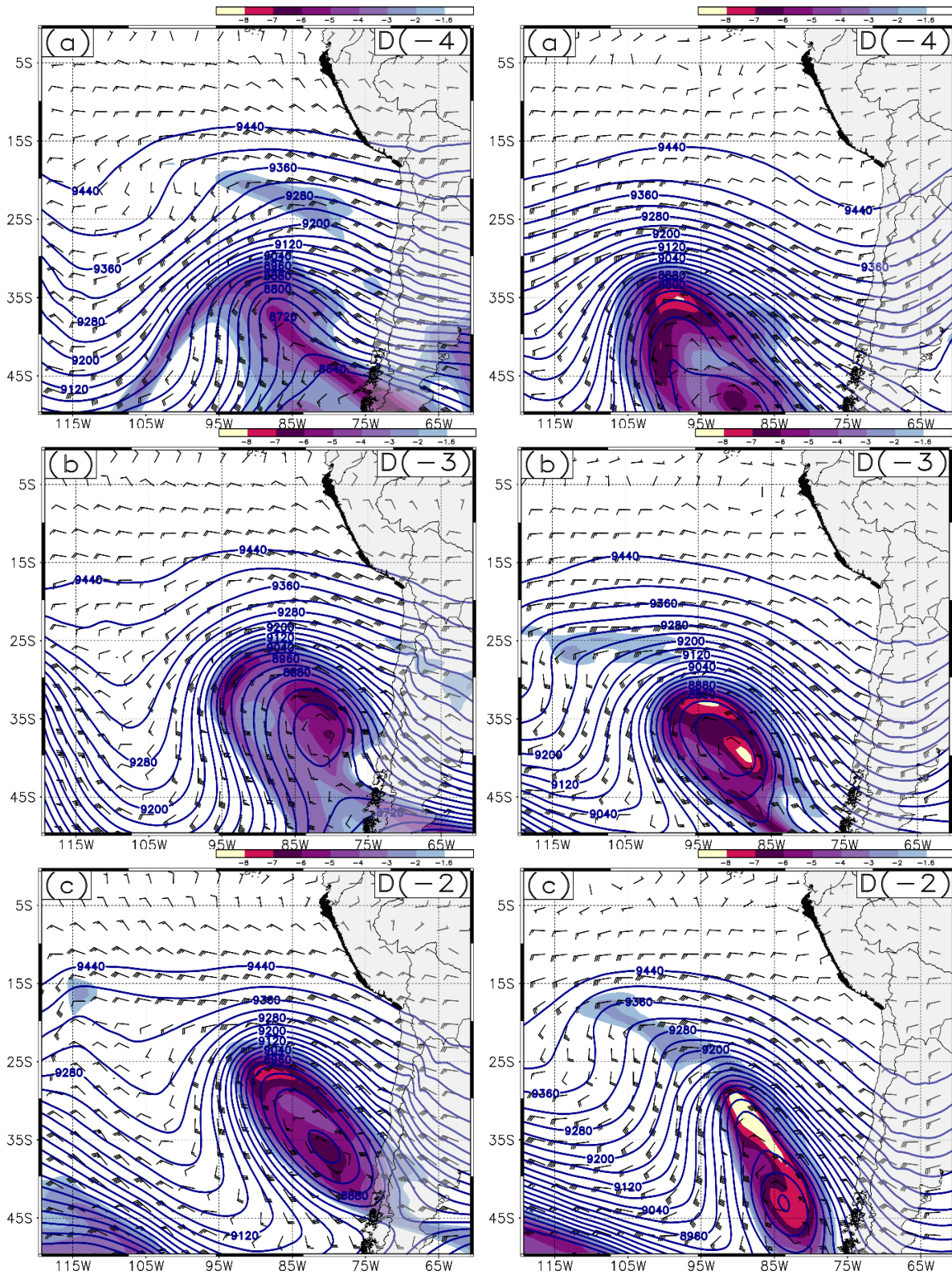


Figura 55: Análisis de la VP (colores, en $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) de Ertel en coordenadas isobáricas, viento total y altura geopotencial en el nivel de 300 hPa. Comparación por escenario para ambos casos para invierno (primavera) en el panel izquierdo (derecho).

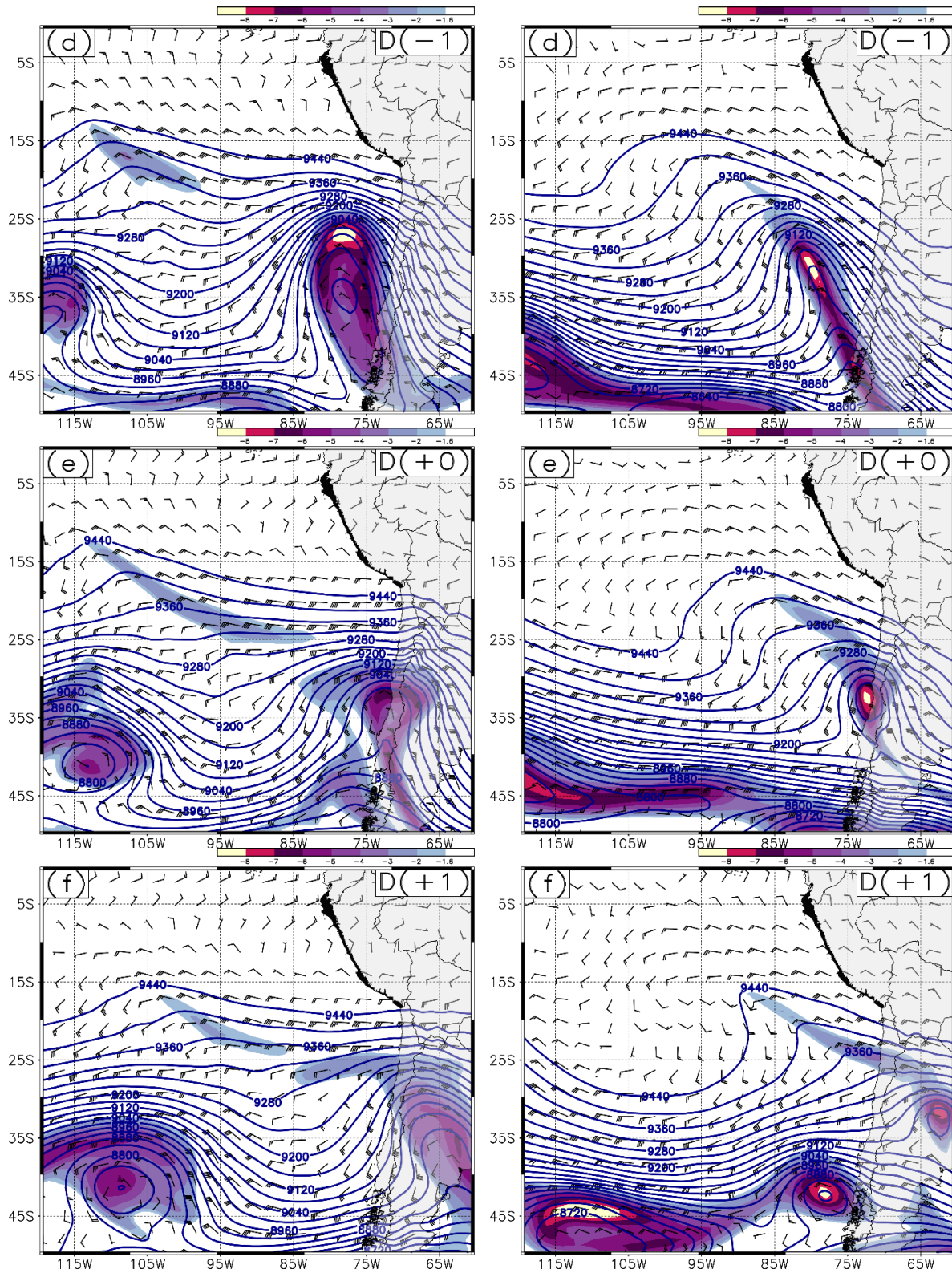


Figura 55: Continuación.

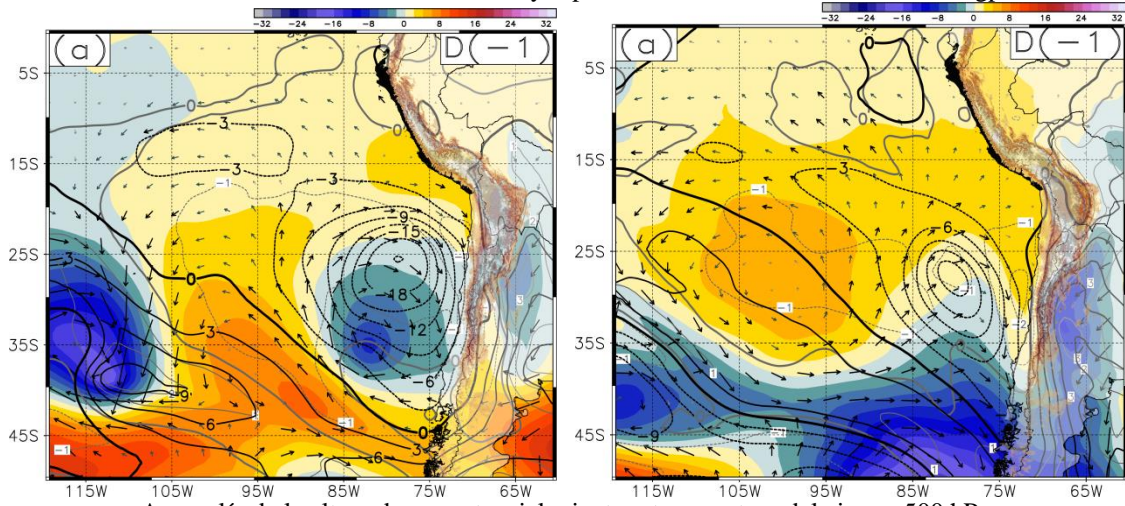
4.2.5. Campos de anomalías.

En la Figura 56 se presentan los mapas de anomalías de la SLP, espesores de 500/1000 hPa y espesores 850/1000 hPa, velocidad del viento en 975 hPa (Figura 56a), altura geopotencial, temperatura del aire y viento en 500 hPa (Figura 56b); y vorticidad potencial de Ertel, temperatura del aire y viento en 300 hPa (Figura 56c), para ambos casos de estudio de invierno y primavera en los escenarios D(-1) y D.

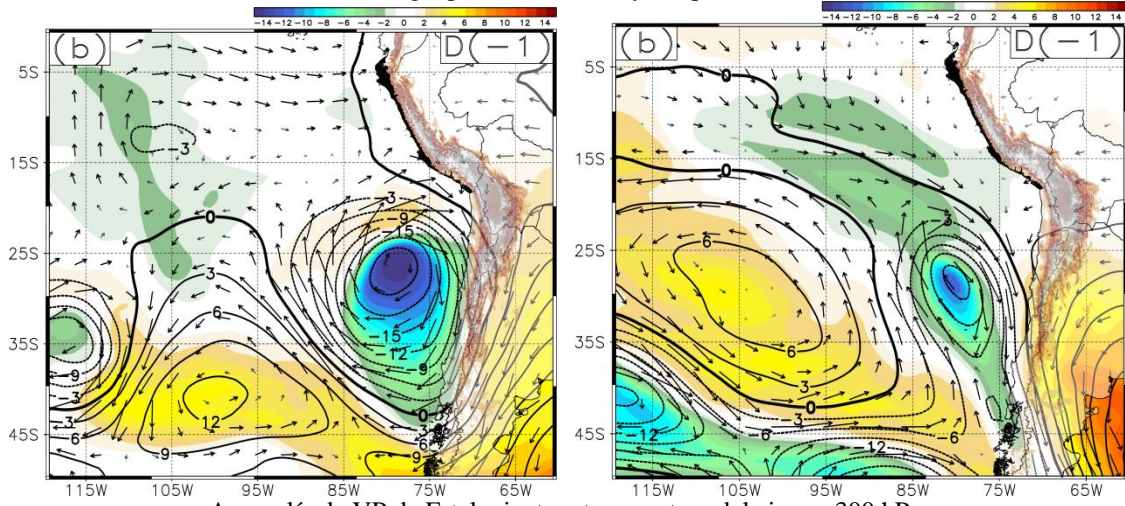
En el escenario D (-1), se observa el posicionamiento de una baja presión anómala frente a la región central de Chile (Figura 56a) con una tendencia negativa de la capa fría de espesores de superficie (850/1000 hPa) hacia el núcleo del sistema de alta presión anómala y la costa norte de Chile, definiendo un AM de núcleo frío con +8 hPa (+4 hPa) sobre su normal en invierno (primavera). Asimismo, frente a la costa central y sur, anomalías de presión entre +2 y +4 hPa se evidencian al sur de la costa de Perú, debido a la prolongación de una cuña asociada al AM (Figura 51d). En específico, durante el caso de invierno, a diferencia de primavera, el AM irrumpe hacia el sur de los Andes y se configura meridionalmente bordeando una baja anómala segregada frente a Chile; mientras que en el caso de primavera, el AM mantiene una configuración zonal bloqueada por una banda baroclínica intrusiva asociada al JS polar de ramal norte (Figura 54e).

De manera comparativa, en invierno (primavera), la máxima profundización latitudinal de la vaguada frente a la costa norte de Chile se refleja en la caída de la capa de espesores de niveles medios a superficie (500/1000 hPa), la cual induce un potencial anómalo de enfriamiento de la estructura vertical media en la máxima elongación del eje de la vaguada y hacia el centro de la circulación ciclónica anómala (Figura 60b), con caídas anómalas de geopotencial de hasta -21 mgp (-15 mgp) y temperaturas anómalas de hasta -14°C (-11°C) debajo de su normal. La elongación meridional y translocación horizontal de esta circulación ciclónica anómala asociada a la inclinación del eje de vaguada de niveles medios y altos de la tropósfera se explica por la amplificación de la cuña, la cual prevalece con anomalías de geopotencial de hasta +12 mgp (+6 mgp) y temperaturas cálidas sobre su normal que generan expansión vertical del geopotencial de la capa media de la tropósfera.

Anomalia de SLP, viento en 975 hPa y espesores entre 1000/500 – 1000/850 mgp.



Anomalia de la altura de geopotencial, viento y temperatura del aire en 500 hPa.



Anomalia de VP de Ertel, viento y temperatura del aire en 300 hPa.

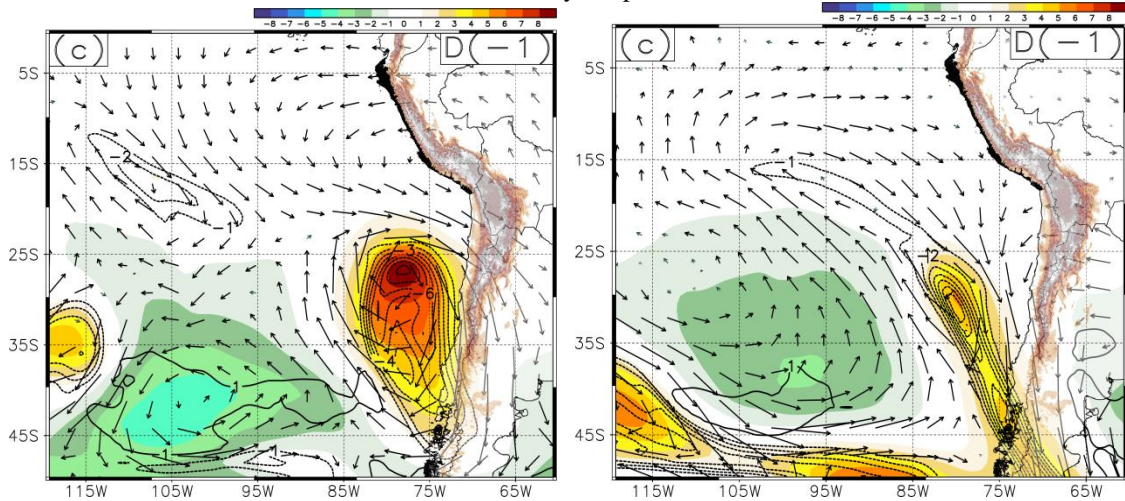
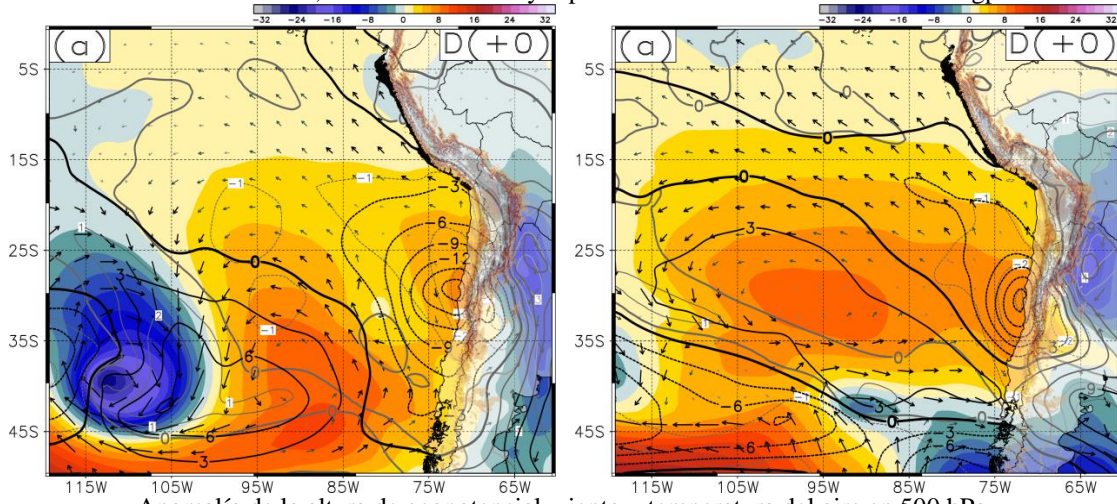


Figura 56: Campos de anomalías en el escenario D (-1) para los casos de invierno (izquierda) y primavera (derecha). A), SLP (colores, ± 2 hPa), viento (vectores negros, $> 5 \text{ ms}^{-1}$) y espesores (líneas negras/grises, $\pm 3 - 1$ mgp). B), geopotencial (líneas, ± 3 mgp) y temperatura (colores, ± 1 °C). C) VP (líneas, ± 1 UVP), viento (vectores negros, $> 5 \text{ ms}^{-1}$) y temperatura (colores, ± 1 °C).

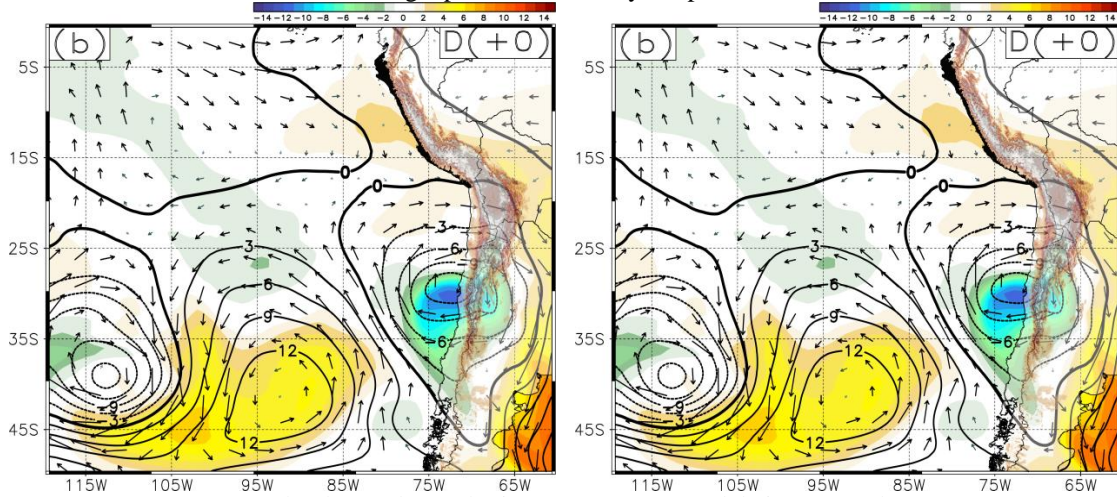
La intensificación de la caída de la altura del geopotencial se explica con el aumento aislado de la vorticidad potencial y temperatura anómala por encima del nivel de intrusión de la TD (Figura 56c) y sobre la circulación fría de niveles medios. En adición al análisis de niveles altos (sección 4.2.3), en invierno, a diferencia de primavera, la insolación de la VP anómala (-9 UVP) está condicionada por un factor de escala sinóptica menor sostenido por la intrusión de una onda corta (jet streak) embebido en el JS subtropical que incursiona sobre el eje de la vaguada (Figura 54d); mientras que en primavera, la intrusión anómala de la TD (-7 UVP) se asocia a una mayor contracción horizontal del eje inclinado de la vaguada y al aumento de la vorticidad absoluta, que condiciona la persistencia fuerte de la VP anómala hasta el día D.

En el escenario D, se intensifica el viento costero en el Perú con anomalías mayores a +5 m.s-1, las cuales evidencian la presencia del JCBN. El flujo de viento anómalo frente al litoral es más sostenido espacialmente en el evento de primavera que en el de invierno, debido a la configuración espacial del AM, el cual es modificado por la intrusión horizontal de sistemas de baja presión anómala sobre el océano Pacífico suroriental y responde al patrón sinóptico de cuña – vaguada estudiado. Este AM anómalo modula el gradiente meridional N/S de presión anómalo hacia la costa centro y sur; a través de su proyección hacia la cordillera de costa de la región central y norte de Chile, en donde se concentran anomalías altas de presión de hasta +6 hPa (Figura 56a) y predomina una capa media y baja anómalamente fría producto de la presencia de la vaguada fría troposférica, con un eje casi paralelo a la costa chilena (Figuras 53 y 54e), que mantiene la advección fría hacia superficie (15°S – 35°S), a consecuencia de la subsidencia exacerbada presente en la estructura vertical media a lo largo del límite entre la circulación anómala ciclónica (fría) y anticiclónica (cálida) de niveles medios (Figura 56b). Esta última se relaciona al ingreso anómalo de la cuña en altura justo arriba al núcleo anómalo de la AM y suele ser más intensa en invierno que en primavera; sin embargo, la elongación horizontal de la cuña anómala es mayor en primavera. La Figura 56c muestra la persistente inducción de la VP anómala en niveles de alta troposfera hacia los Andes, la cual sigue modulando la caída del geopotencial y el enfriamiento troposférico de niveles medios. Esta intrusión anómala de la D es más intensa en el evento de primavera con -7UVP, a diferencia de invierno con -5 UVP; no obstante se mantiene una insolación cálida en el nivel analizado de 300 hPa.

Anomalía de SLP, viento en 975 hPa y espesores entre 1000/500 – 1000/850 mgp.



Anomalía de la altura de geopotencial, viento y temperatura del aire en 500 hPa.



Anomalía de VP de Ertel, viento y temperatura del aire en 300 hPa.

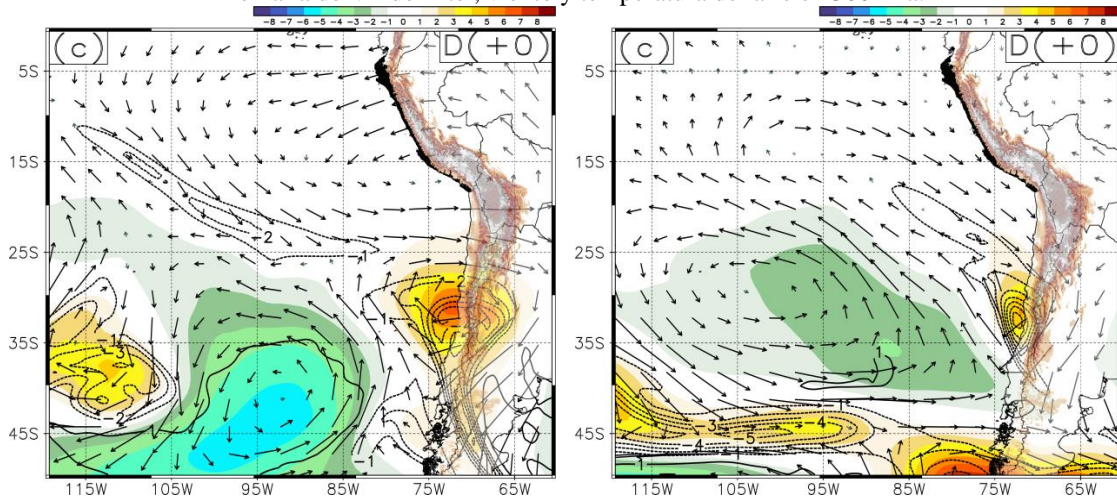


Figura 57: Campo de anomalías similar a la Figura 56 en el escenario D(+0) para los casos de invierno (izquierda) y primavera (derecha).

4.3. DETERMINACIÓN DE MECANISMOS FÍSICOS ASOCIADOS AL JCBN PARA CASOS DE EVENTOS EXTREMOS DE INVIERNO Y PRIMAVERA.

4.3.1. Forzantes sinópticas.

a) Rol de la tropopausa dinámica (TD).

Entre los mecanismos físicos más relevantes para la intensificación del JCBN en la tropósfera desde una perspectiva sinóptica durante el invierno austral de Sudamérica se encuentra la intrusión de la TD. Por lo que, para abordar las características y relaciones físicas encontradas entre ambos se hace uso de la teoría isentrópica, principalmente.

De la sección anterior, el aumento paulatino del gradiente horizontal de la VP (Figura 55d), entre el eje de vaguada y la cuña, mantiene el desplazamiento de la onda baroclínica hacia continente. Este comportamiento responde a la elongación meridional máxima de los JS advectivos de altura (Figura 58, contornos azulados – Panel izquierdo) hacia latitudes tropicales para el día D (-1). En los casos específicos (Anexo 8), desde el día D (-3) la proyección de los jets streaks (Figura 54d) hacia el eje de vaguada promueve la advección vertical de la VP, a través de la tropósfera media y baja, conducido por la intrusión estratosférica de la TD (Figura 58, colores – Panel izquierdo). Esta intrusión es el principal gatillador sinóptico asociado con la intensificación del JCBN en el litoral centro y sur del Perú, con una anterioridad aproximada de 24 horas (Figura 58, colores – Panel derecho). El hundimiento máximo de la TD puede alcanzar hasta aproximadamente 800 hPa (Tabla 17 y 18), correspondiente a un nivel isobárico crítico observado en eventos de JCBN de intensidad fuerte, y se localiza en la anomalía negativa más intensa de la VP (Figuras 55d y 56c). El valor mínimo que define a la TD (-1.6 UVP) en ambos casos de estudio difiere respecto de su alcance latitudinal en la prolongación vertical de la estabilidad estática máxima estratosférica hacia la tropósfera baja; en el caso de invierno (primavera) se sitúa entre 26°S – 20°S (30°S – 24°S). Esta ubicación latitudinal del máximo apilamiento isentrópico sobre 300 K guarda una estrecha relación con la difluencia máxima latitudinal del JCBN en la costa peruana; por lo que, en el caso de invierno (primavera) las velocidades del viento mayores a $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figura 58, contornos negros – Panel derecho) se ubican ligeramente más al norte (al sur) de los 5°S.

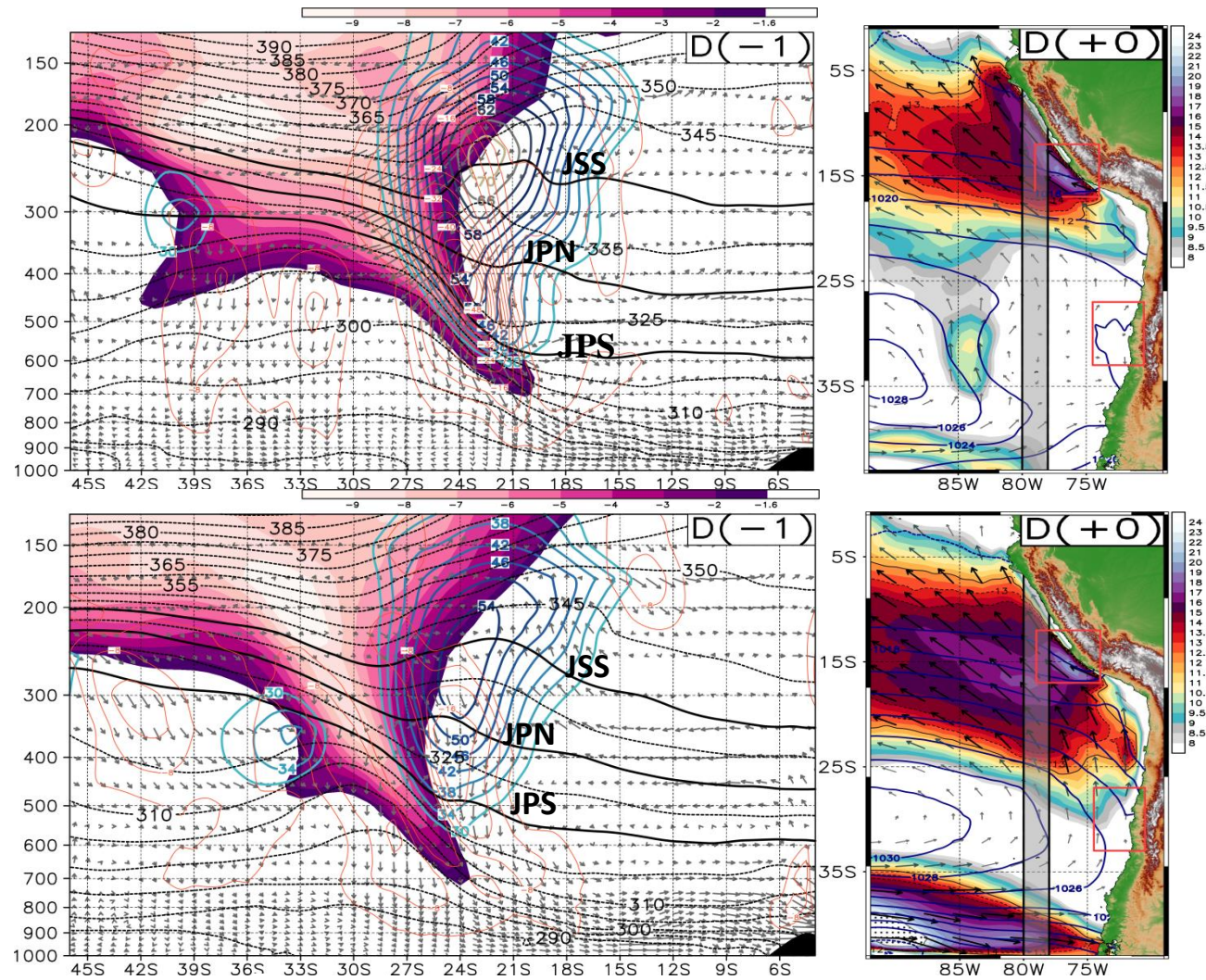


Figura 58: Pulsos de TD, horas previas (≈ 24 has.) del evento central D (+0) para el caso de invierno (arriba) y primavera (abajo). Panel izquierdo, sección longitudinal promedio (entre $80^{\circ}\text{W} - 78^{\circ}\text{W}$) de la intrusión de TD ($VP < -1.6\text{UVP}$), temperatura potencial (contornos, cada 5 K), viento ageostrófico (vectores) y la posición del JST (340K), JPN (330K) y JPS (320K). Panel derecho, mapa espacial de la velocidad (vectores negros, $\text{WR} > 12\text{ms}^{-1}$) del viento (WR) entre 1000 – 950 hPa, SLP (contornos, cada 2 hPa) y se representa la sección longitudinal utilizada (área sombreada). En ambos se resalta el relieve topográfico.

La sección longitudinal también refleja una componente subsidente fuerte en la región convergente de los jets advectivos desde niveles medios a altos (Figura 58, contornos naranja – Panel izquierdo). La subsidencia exacerbada resultante es respuesta de la circulación ageostrófica directa (Figura 58, vectores – Panel izquierdo) que caracteriza el rol del JS en la compresión adiabática de masas de aire hacia niveles bajos de la tropósfera y se refleja en superficie como la componente horizontal ageostrófica fuerte del viento total ($20^{\circ}\text{S} - 6^{\circ}\text{S}$). Además, al norte del domo frío, situado entre 40°S y 25°S , la tendencia espacial de la SLP es positiva hacia la costa de Perú. Por el contrario, frente al centro – sur de Chile, este domo frío, constituido por el estiramiento de las iséntropas entre 290 – 300K, muestra una tendencia espacial negativa de la SLP, reflejo del incremento de la vorticidad relativa en la estructura vertical fría de la vaguada hasta niveles medios (Figura 53d).

Desde otro enfoque visual, durante el escenario D (-1), las secciones latitudinales aplicadas a los casos analizados y a lo largo de la costa oeste de Sudamérica (Figuras 59 y 60) muestran la distribución vertical y latitudinal observada de la TD, así como, la distribución del eje de vaguada en la estructura vertical de la atmósfera (líneas punteadas negras). En ambos eventos, la máxima intrusión de la TD hacia niveles bajos de la tropósfera ($\approx 700\text{hPa}$) se acentúa hacia la latitud de 25°S . Asimismo, se aprecia el cambio de vorticidad asociada a los núcleos de los jets streaks; este comportamiento se refleja en tropósfera alta con una mayor estratificación atmosférica (alto gradiente de temperatura potencial) hacia la latitud de 30°S para los niveles comprendidos entre 400 – 100 hPa. Esta situación cálida es propia de la intrusión de masas de aire estratosférico e induce una anomalía fría en niveles medios (Figura 56b) representada como el domo frío (iséntropas dilatadas con la altura), observado entre 84°W y 72°W , el cual va reduciéndose hacia latitudes subtropicales y debilitándose debajo del nivel de 700 hPa entre las latitudes de 20°S y 15°S ; mientras que, en la proyección sur del eje de vaguada para latitudes debajo de 30°S , los máximos de cizalladura ciclónica y VP quedan sesgados en tropósfera alta ($< 300\text{ hPa}$). Y, se identifica un aumento progresivo de la cizalladura anticiclónica hacia 90°W , al este suroeste del eje de la vaguada y frente a la región centro – norte de Chile (Figura 51d). Esto último marca la etapa final del ciclo de vida de la COL observada en niveles medios y altos respecto a los días anteriores (ver secuencia grafica de la Figura 53 y 54).

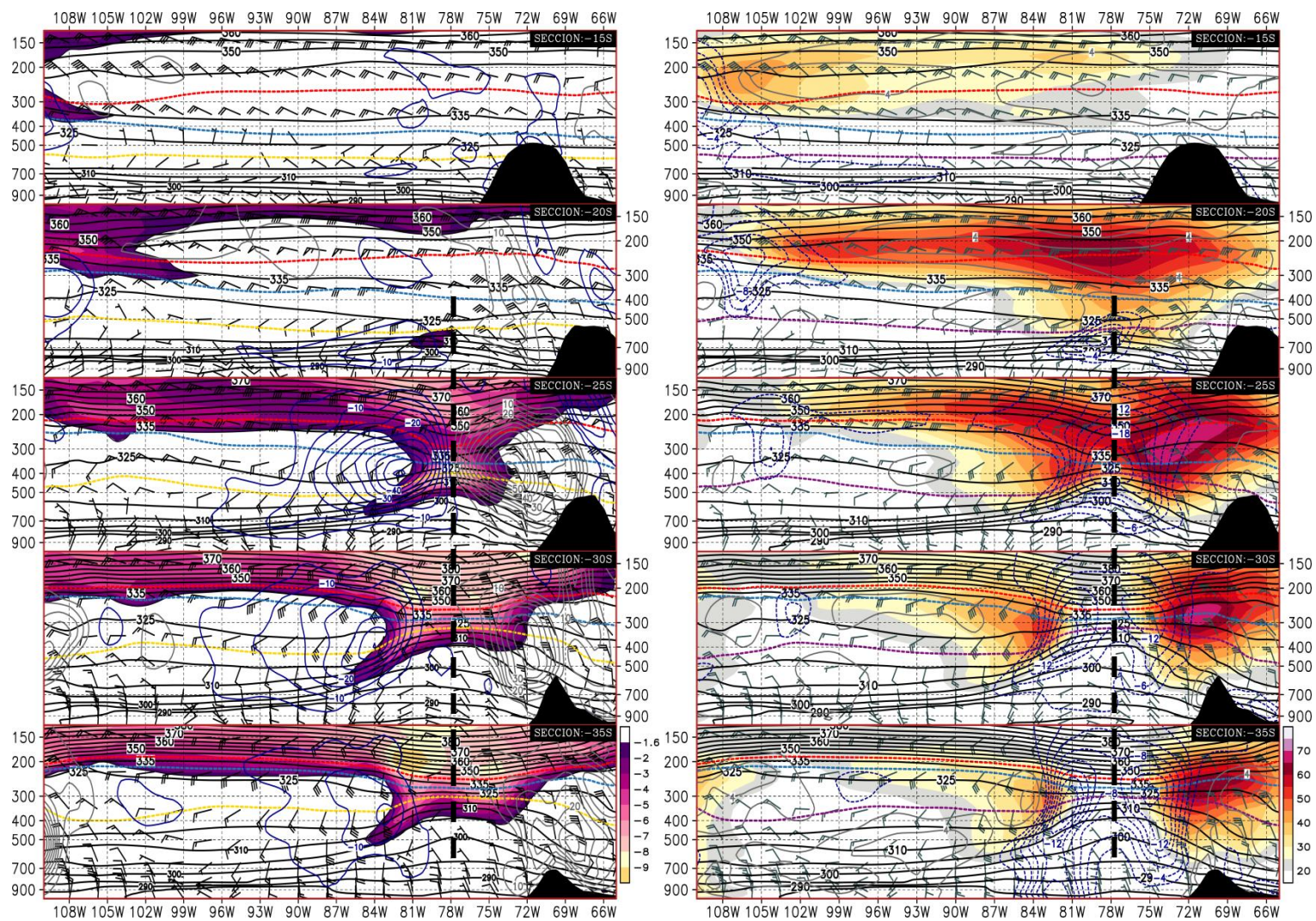


Figura 59: Análisis isentrópico I. Secciones latitudinales (cada 5°S) en la declinación del eje de la vaguada (línea roja entrecortada) inmersa en la onda baroclínica, para el caso de invierno durante el escenario D (-1). Panel izquierdo, VP de Ertel (Panel izquierdo, colores en UVP), descensos (ascensos) en contornos azulados (grises). Panel derecho, jets streaks (colores y barbas de viento en $m.s^{-1}$), vorticidad relativa ciclónica (anticlónica) en contornos azulados (grises) entrecortados (solidos). En ambos, las iséntropas de 340, 330 y 320 – K justifican la presencia del JST, JPN, y JPS, respectivamente.

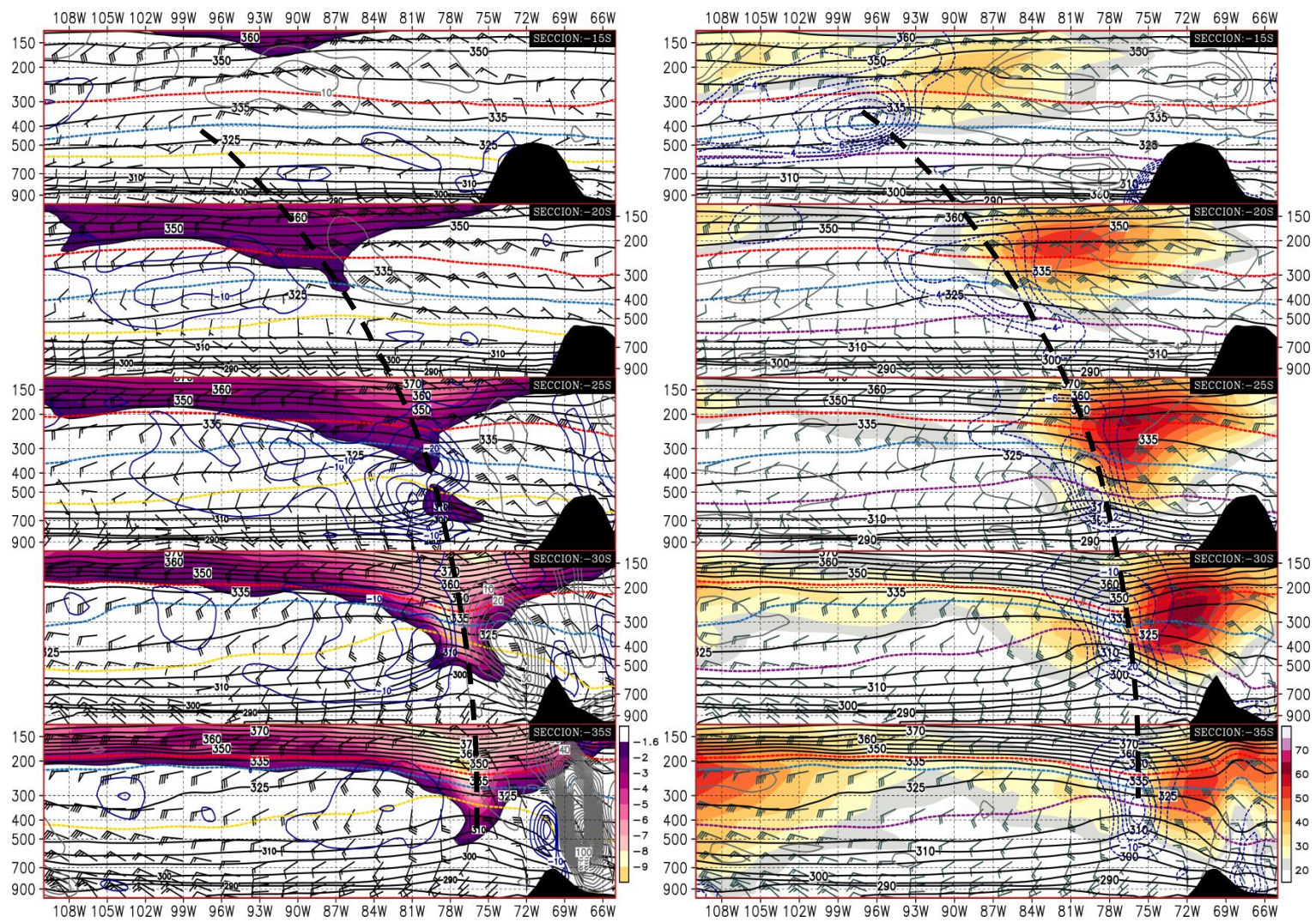


Figura 60: Similar a la Fig. 59, pero para el caso de primavera en el escenario D (-1).

La intrusión latitudinal de la TD y el incremento del gradiente vertical de la VP hacia niveles medios de la tropósfera modulan la elongación meridional e intensidad de los JS advectivos polares hacia latitudes subtropicales, lo cual responde a la frontogénesis de niveles altos y el ciclo de vida de sistemas frontales en superficie; como los señalan Shapiro (1981), Uccellini *et al.* (1985) y Whitaker *et al.* (1988) al estudiar la dinámica las zonas frontales asociadas a la corriente en chorro. Situación sinóptica que intensifica al JS en los jets streaks correspondientes a la vaguada fría con sentido oeste – este, especialmente en la región divergente del jet, forzando a la onda baroclínica hacia los Andes, debido al aumento paulatino de la cortante ciclónica en esta región; característica más evidente en el caso de primavera.

En tanto, el grado de intensidad de la intrusión estratosférica (Ec. 30) está determinado por la estabilidad estática fuerte (Figura 59 y 60, Panel izquierdo) y vorticidad máxima del flujo base en la estructura vertical del eje de la vaguada (Figura 59 y 60, Panel derecho). El primer parámetro se identifica por el incremento del gradiente vertical de VP ubicado en la región de la TD donde la inclinación de las iséntropas se acentúan hacia la anomalía negativa exacerbada de VP, entre la tropósfera media y la estratósfera baja (niveles: 200 – 400 hPa). Seguidamente, el segundo parámetro es visto como el aumento de la cortante máxima del flujo de viento zonal con la altura en 25°S y el ratio de incremento de la vorticidad relativa a lo largo del eje de vaguada, principalmente en la latitud de 30°S.

Como se señaló anteriormente, los casos analizados en las Figuras 59 y 60 resaltan patrones sinópticos diferenciados entre invierno y primavera, tal como se detalla en el Anexo 9. En especial, la configuración del eje de la vaguada contraída horizontalmente en tropósfera alta y ubicada frente a la costa oeste de Sudamérica para el día D (-1). En donde, la simetría de su eje se denota por los valores máximos de vorticidad relativa alcanzados en la estructura vertical de la atmósfera; siendo más paralelo o asimétrico (perpendicular o simétrico) con el litoral del Perú en el evento de primavera (invierno). Es importante rescatar que estas configuraciones identificadas no se asocian directamente con la intensidad observada del JCBN frente a la región sur del Perú. No obstante, el alcance meridional del JCBN a lo largo de la costa se relaciona mejor con la intrusión isobárica más pronunciada de la TD y el alcance latitudinal más bajo de la estabilidad estática máxima en tropósfera baja.

Por tanto, entre las características más comunes del total de eventos seleccionados (Tablas 16 y 17) para la categoría de JCBN fuerte, se mencionan las más resaltantes, como sigue:

- ❖ En general, la cantidad de casos de JCBN de fuerte intensidad es mayor en invierno (19) que en primavera (11). Entre ambas estaciones, predomina una mayor (menor) frecuencia de casos con el eje de vaguada asimétrico (simétrico) al litoral del Perú.
- ❖ Para ambos periodos de estudio, las configuraciones del eje de vaguada profunda pueden inducir una máxima intrusión estratosférica por la TD, la cual suele presentarse delante del domo frío y por debajo de la tropósfera media, para la mayoría de los casos.
- ❖ En invierno, a diferencia de primavera, los casos con mayor simetría muestran una mayor cantidad de configuraciones de COL, las cuales tienden a debilitarse hacia las latitudes subtropicales (ej. 25°S) durante el escenario D (-1). Si bien, este patrón de vaguada simétrica, en la mayoría de los casos, se asocia a descensos bruscos de la TD por debajo de 700 hPa, se ha podido observar también casos aislados en primavera. Además, se puede presentar un patrón de jet streak u onda corta aunado al eje simétrico de la vaguada, tal como se desarrolla en el caso de invierno.
- ❖ En invierno, más que en primavera, el mayor alcance latitudinal del JCBN (isotaca de 12 m.s⁻¹) a lo largo de la costa peruana (región norte, latitudes menores a 5°S) se asocia a la combinación de tres factores principalmente, como son: 1) la máxima intrusión de la TD por debajo del nivel de 500 hPa, 2) el máximo gradiente vertical de VP variante entre 30°S – 20°S, y 3) el incremento del gradiente horizontal de SLP (se detalla más adelante) entre 25°S – 15°S (ej. SLP >=1016 hPa frente a Pisco). Estos factores pueden identificarse con ambos patrones de vaguada señalados. Todos, en conjunto, aseguran la intensificación del JCBN entre los 18°S y 10°S, correspondientes a la costa central – sur del Perú, para la mayoría de los eventos de JCBN identificados de fuerte intensidad.

Otro aspecto importante relacionado al empuje de la TD hacia latitudes subtropicales y su respuesta en la génesis del JCBN en el Perú, es la dinámica que exhibe el movimiento vertical asociado al máximo gradiente vertical de VP hacia la tropósfera baja (Figura 59 –

60, Panel izquierdo, contornos azules y grises) observado particularmente en la latitud de 25°S.

Como se discutió previamente, la superposición del flujo base de oestes en altura sobre la base de la vaguada (domo frío) inducida por la anomalía de VP, profundiza su eje hacia el norte de los 30°S. Esta corriente de viento del oeste permite el empuje de la TD hacia la latitud de 25°S, mediante el incremento de la cortante vertical del viento, retroalimentado por los descensos (ascensos) abruptos al oeste (este) del eje de la vaguada. Por tanto, el movimiento vertical es únicamente importante en la medida que permite girar la TD fuera de la horizontal, permitiendo el pliegue de la misma en la vertical y manteniendo el balance dinámico con respecto a la evolución de la distribución de la VP.

En efecto, esta característica del movimiento vertical, en acuerdo con el modelo isentrópico de Bluestein (1993), mantiene una estrecha relación con el domo frío observado entre los niveles de 500 y 900 hPa, donde, debido a la cortante vertical, existe una corriente de flujo con sentido este – oeste aparente y uniforme, a partir de niveles medios a bajos, en el cual se logra identificar al centro ocluido de la vaguada (COL) con tendencia ciclónica. Esto último se resalta entre las latitudes de 30°S y 25°S para el caso de invierno y es menos perceptible en el de primavera; no obstante, el reflejo del domo frío en superficie, respecto de la actividad ciclónica, se encuentra reducida o es nula para el día D (-1), para ambos casos analizados. Seguidamente, el flujo adiabático entra a la región de máxima VP desde el lado este y sale por el lado oeste (ver sección 2.1.2, Figura 18); por lo que, el flujo sigue las iséntropas, excluyendo cualquier efecto diabático, y se ve forzado a expandirse (comprimirse) adiabáticamente al oeste (este) del eje de vaguada.

El interés de esta sección, finalmente, se concentra en el enfoque isentrópico para explicar la asociación de los pulsos de subsidencia exacerbados con la dinámica evidente de la TD en el paso de onda baroclínica hacia Sudamérica. Intercambio necesario para intensificar tanto el gradiente meridional (N – S) del geopotencial en el eje de la vaguada profundizada entre niveles medios y bajos troposféricos, como, el de la SLP en la proyección de una cuña en superficie entre las latitudes de 25°S y 15°S (se detalla más adelante). Ambos procesos conducen a la aceleración del JCBN en el litoral del Perú, modificado por la topografía costera.

El intercambio espacial isentrópico entre alta y baja tropósfera, se resume en las Figuras 61 y 62; a través de la propagación de la TD tres días antes al evento central, D (+0). En el panel izquierdo, para ambos casos, el cálculo de la VP en coordenadas isentrópicas (Ec. 27) aplicado a la iso – superficie de 324 – K muestra las características de la TD, como el flujo de masas de aire conservadas adiabáticamente desde niveles altos a niveles medios de la tropósfera (ver sección longitudinal, Figura 58); por lo que, la evolución del campo de la VP conlleva a la profundización de la vaguada en 500 hPa (domo frío, Figuras 59 – 61). Además, se observa una paulatina contracción horizontal de la circulación ciclónica isentrópica de sentido retrógrado (contrario al flujo de viento base oeste – este), y el aumento de los valores mínimos de la VP desde el centro dicha circulación hacia la región de máximo gradiente horizontal de la VP, para los días previos al día D (–1); a su vez, se aprecia la rápida amplificación de la cuña corriente abajo al eje ciclónico. Luego, la intensificación del gradiente horizontal de VP (contornos celestes) para el día D (–1) se hace más evidente, a medida que valores más altos de la VP estratosférica se confinan hacia la base de la vaguada, aumentando la cizalladura ciclónica del flujo de viento base de oeste; este comportamiento es más evidente en el caso de invierno, debido al cambio rápido del sentido del eje de vaguada por acción de una onda corta (jet streak).

En adición a lo anterior, para el día D (–1), un patrón de movimiento vertical (contornos verdes, columna izquierda) acompaña la evolución de la VP. En los casos de estudio, los descensos son maximizados en el sector NO al campo horizontal de la TD. Este patrón de movimiento descendente da a lugar a un suministro continuo de la VP estratosférica hacia el eje de la vaguada en tropósfera alta durante el desarrollo del evento. En efecto, este sector corresponde a la zona convergente de la entrada del Jet Subtropical (Figura 54d); mientras que, el máximo gradiente horizontal de la VP se ubica en la región confluyente del flujo isentrópico, ubicado en la base o eje de la onda larga. En esta región se observa la máxima caída de la TD, de hasta ≈ 700 hPa (colores, columna central), marcando una relación con el máximo gradiente vertical del geopotencial, denotado como el apiñamiento del geopotencial analizado en la iséntropa de 300 – K (contornos celestes, columna derecha), correspondiente a la capa isobárica entre 600 a 900 hPa, la cual responde a la intrusión de la TD desde niveles altos a medios de la tropósfera y al avance de la vaguada profunda en niveles medios (COL).

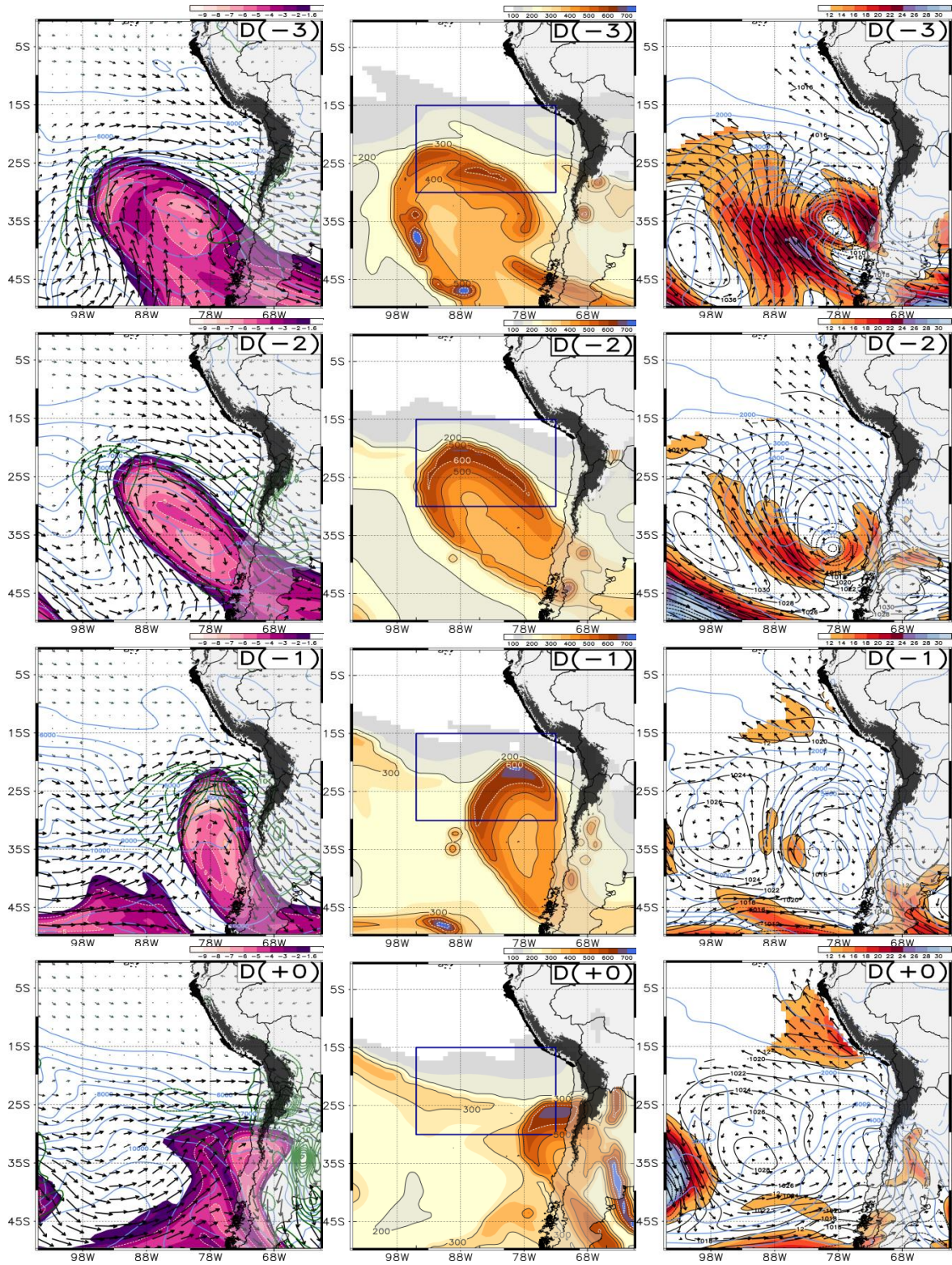


Figura 61: Análisis isentrópico I. Izquierda, VP (colores), viento total (vectores negros), omega (contornos verdes, cada $5 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$) y la altura geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) en la iséntropa de 324 – K, los descensos (ascensos) se denotan con líneas verdes entrecortadas (sólidas). Centro. Máxima intrusión vertical de la TD en niveles de presión isobárica. Derecha. Altura de geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) en la iséntropa de 300 – K, SLP (contornos, cada 2 hPa) y viento total en la iséntropa de 291 – K.

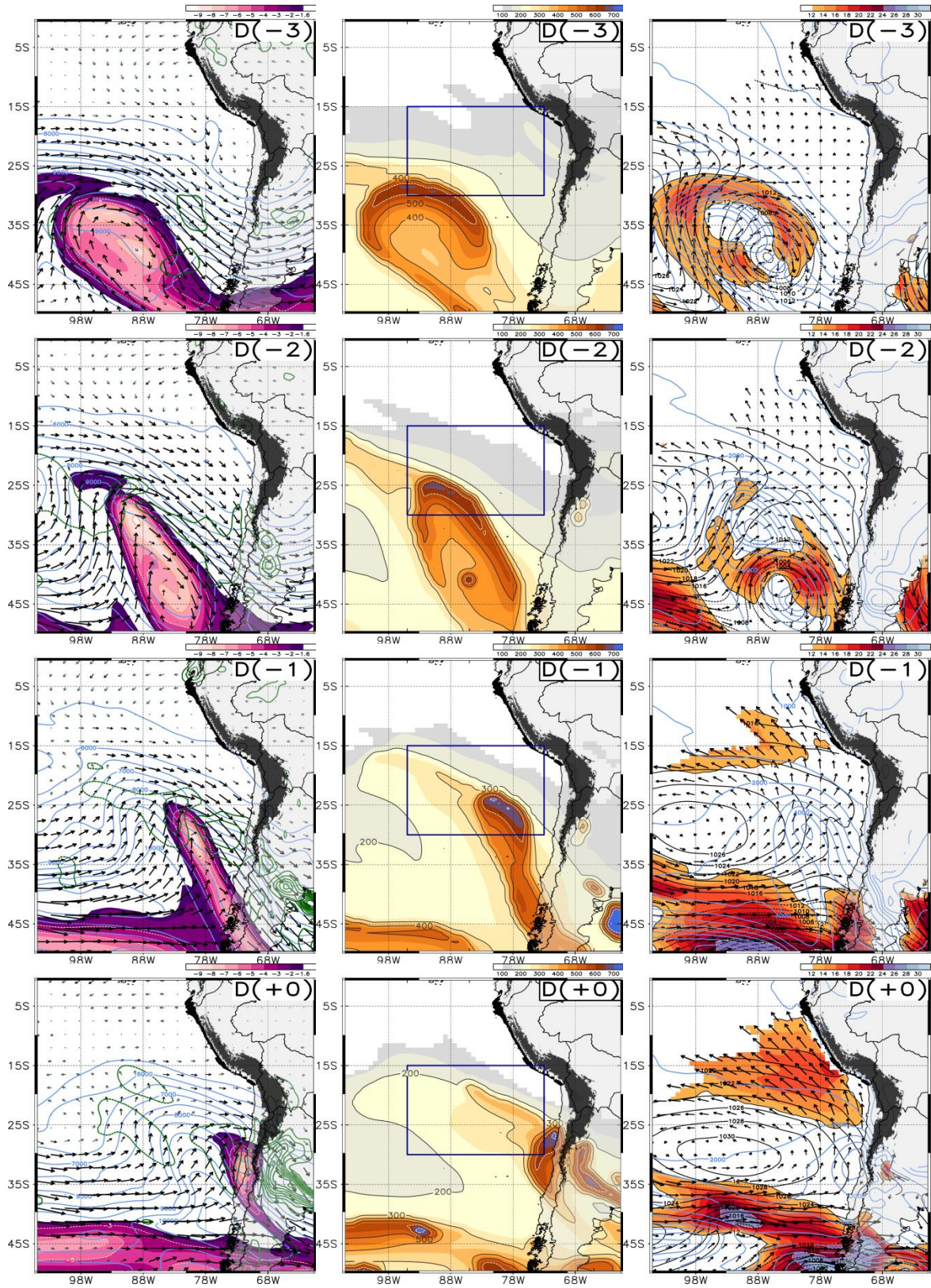


Figura 62: Similar a la Fig. 61, pero para el caso de primavera.

El vínculo entre el gradiente horizontal isentrópico de la TD hacia la tropósfera y la maximización del flujo viento total isentrópico ($>12 \text{ m.s}^{-1}$) se representa en las Figuras 63 y 64. En ellas, se denota la evolución latitudinal – temporal de la TD evaluada en las iséntropas de 320 – K (Figura 63) y 305 – K (Figura 64); así como, la intensificación del JCBN en la iséntropa de 291 – K (región azulada); ambos procesos isentrópicos analizados en la sección longitudinal promedio entre 80°W y 78°W para los casos de estudio.

En la Figura 63, la VP isentrópica es calculada en la iséntropa de 320 – K y describe la evolución de la TD en la capa atmosférica comprendida entre la tropósfera alta y media, bajo la proyección meridional del Jet Subtropical. En ambos casos, la inclinación del máximo gradiente de VP asociado a la TD tiende hacia latitudes más bajas para el escenario D (-1), incrementándose la cizalladura del viento en la región de máximo gradiente del geopotencial, comprendido entre 7000 y 6000 mgp, debido a la profundización paulatina de la vaguada en altura. Este incremento del gradiente de la VP es evidente al norte de los 25°S (20°S) para el caso de invierno (primavera). Así también, la Figura 64, muestra la respuesta de la intrusión de la TD hacia niveles medios y bajos de la tropósfera con el patrón de apiñamiento del geopotencial entre 5000 y 4000 mgp, descrito por la iséntropa de 305 – K, pero con intensidad menor respecto del gradiente de VP y el grado de cizalladura ciclónica hacia el día D (-1) comparados con el nivel de 320 – K. No obstante, se distingue mejor la maximización del gradiente de VP horas después de la oclusión de niveles medios hacia latitudes subtropicales (30°S – 20°S). Ello, en última instancia, se asocia fuertemente con el incremento de la magnitud del viento entre 20°S y 10°S para el día D (+0). Este incremento meridional del flujo de viento total se maximiza en la iséntropa de 291 – K; denotado por velocidades mayores a 12 m.s^{-1} , marcando la característica del JCBN frente de la línea costera del Perú.

Hasta el momento se ha hecho mención de la intrusión estratosférica hacia la tropósfera protagonizada por la TD, vista en un nivel isentrópico; sin embargo, para entender la dinámica real de la TD en la evolución de la onda baroclínica que se antepone a la mayoría de los eventos extremos de JCBN en la costa peruana, es necesario estudiar la estructura tridimensional de la estructura de la TD.

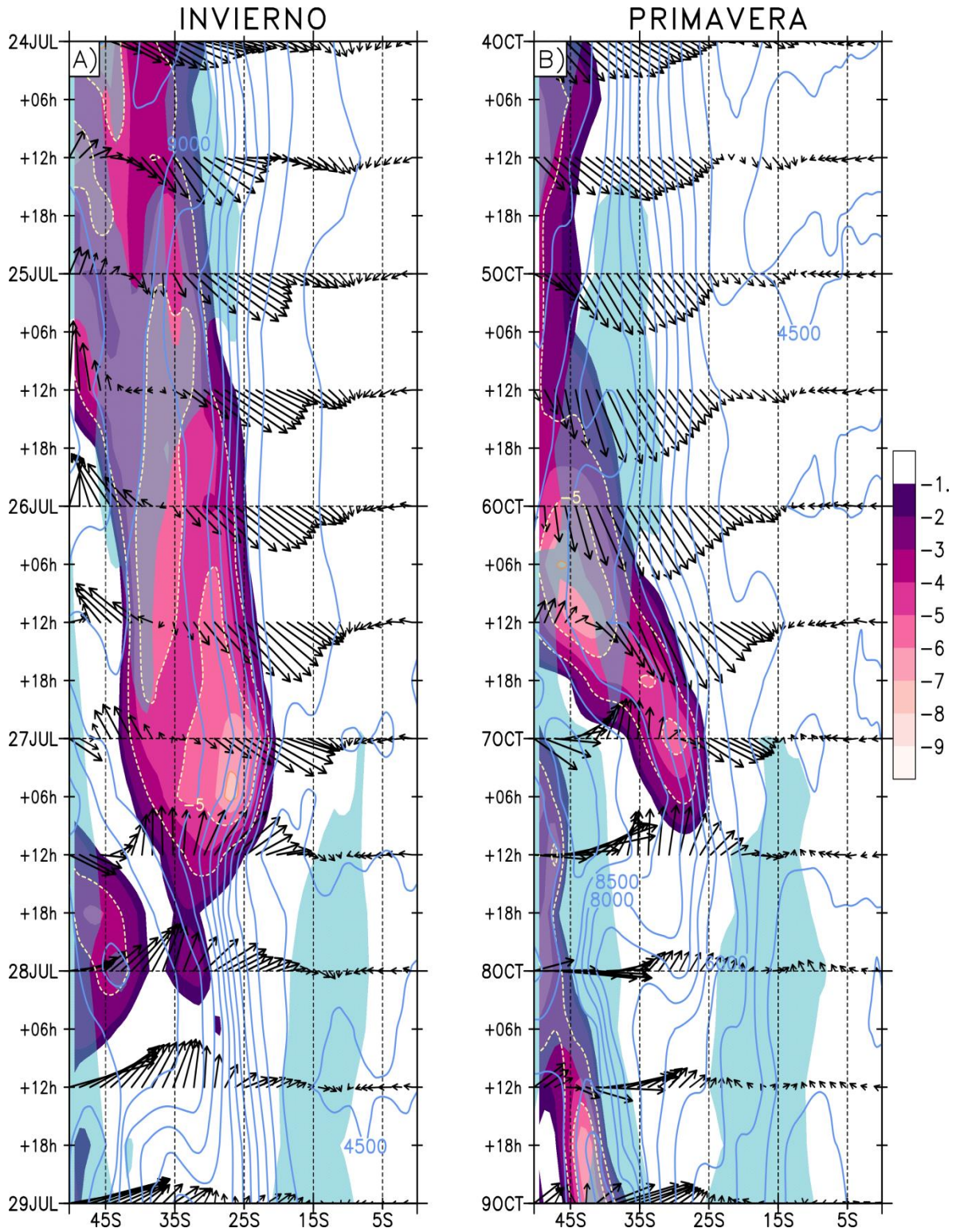


Figura 63: Análisis isentrópico I. Sección temporal – latitudinal de la VP (colores, intervalos en leyenda), viento total (vectores negros) y altura geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) isentrópica en la iso – superficie de 320 – K promedio entre las longitudes 80°W – 78°W. La intensidad de la magnitud del viento en la iséntropa de 291 K mayores a 12 m.s⁻¹ se remarca en la región sombreada de color azul claro. Las secciones muestran ambos periodos analizados de invierno y primavera.

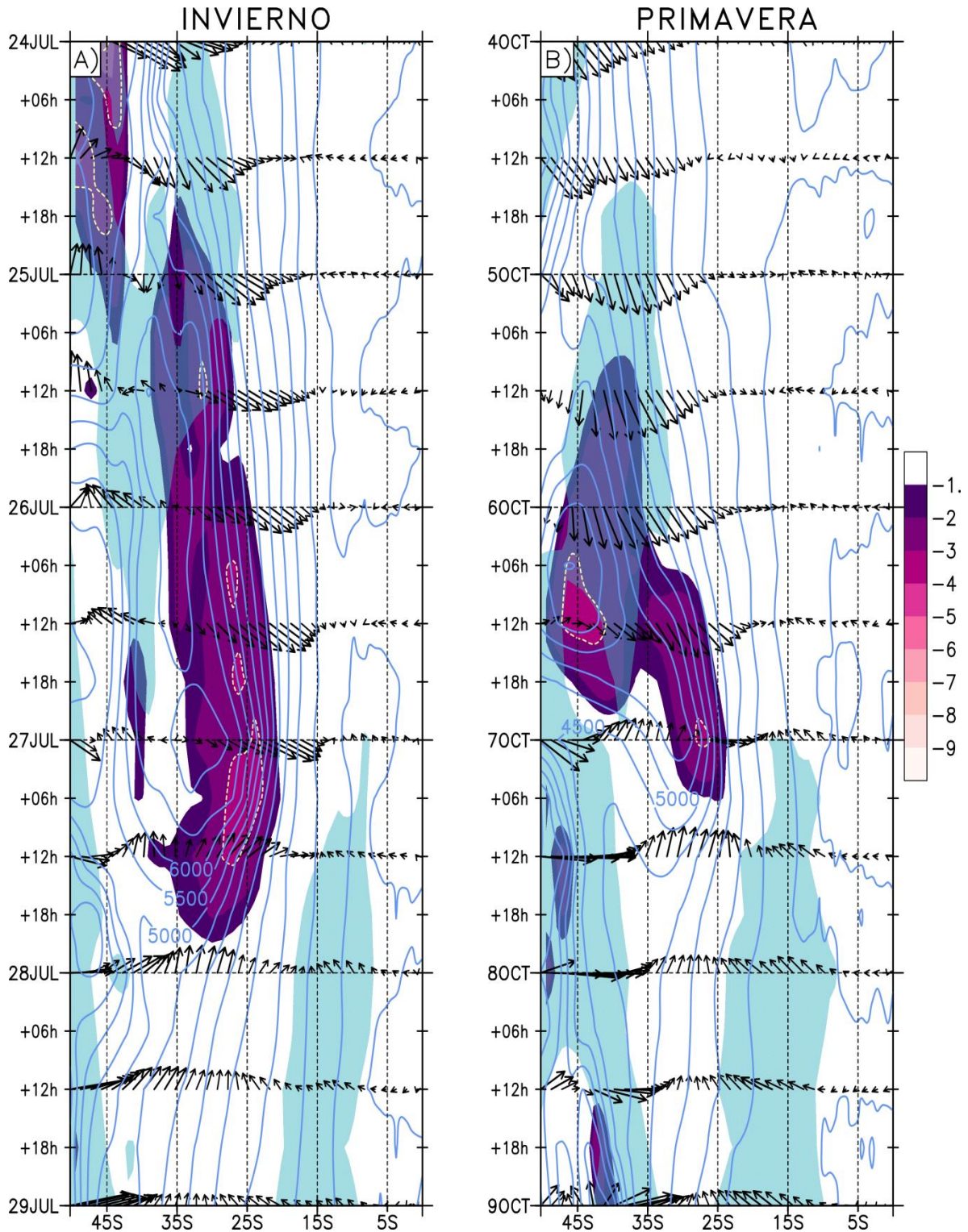


Figura 64: Análisis isentrópico I. Sección temporal – latitudinal de la VP (colores, intervalos en leyenda), viento total (vectores negros) y altura geopotencial (contornos azules, cada 500 mgp) isentrópica en la iso – superficie de 305 – K promedio entre las longitudes 80°W – 78°W. La intensidad de la magnitud del viento en la iséntropa de 291 K mayores a 12 m.s⁻¹ se remarca en la región sombreada de color azul claro. Las secciones muestran ambos periodos analizados de invierno y primavera.

Por tal motivo, las Figuras 65 y 66 muestran las iséntropas en la superficie de 1.5 – UVP, y están construidas, en primer lugar, por el cálculo de la VP de Ertel en superficies isentrópicas (Ec. 27 y 28), luego por el ploteo del valor de 1.5 – UVP por cada superficie isentrópica (colores) y viento total (barbas). Además de ello, se consideró, 1) la ubicación y nivel de presión de la más profunda intrusión de la superficie de 1.5 – UVP, 2) la ubicación de los máximos de vorticidad relativa ciclónica (MVC, de aquí en adelante) y anticiclónica (MVA, de aquí en adelante), y 3) las iséntropas en el nivel de 900 hPa.

La interpretación de las Figuras 65 y 66 se basan en las siguientes directrices. Primero, una profunda intrusión de la superficie 1.5–UVP generalmente corresponde a valores bajos de temperatura potencial, y se puede identificar la ubicación, en la cual, la TD ha alcanzado la profundidad máxima en la tropósfera. Ello se puede observar con claridad en la secuencia de escenarios desde D (–4) a D (–1) para ambos eventos, donde la distancia entre los valores mínimos de temperatura potencial y la mayor profundidad de la TD es corta. Segundo, gradientes amplios de iséntropas identifican regiones, en la cual, superficies de 1.5–UVP se encuentran fuertemente inclinadas. Tercero, la iséntropas superpuestas indica un plegamiento de la TD, como se muestra en el escenario D (–1); con mayor extensión alcanzado en el caso de invierno. Finalmente, cuarto, la transición entre la surgencia de la piscina cálida (colores rojizos, notación “PC”) y fría (colores azulados, notación “PF”) en la dinámica tridimensional de la TD coincide con el eje horizontal del Jet Subtropical.

Para el caso de invierno, en el día D (–4) la TD está más inclinada hacia la base del flujo de noroestes corriente arriba al eje de máxima curvatura y a lo largo del jet streak (Figura 54) ubicado sobre la surgencia cálida inicial (línea negra entrecortada), mostrando una máxima profundidad cerca del nivel de 661 hPa, justo en el tope del eje de vaguada vista en el campo isobárico de 500 hPa (Figura 53). En esta etapa, se puede identificar un MVC en niveles medios que acompaña la surgencia fría de la TD (línea blanca entrecortada) hacia latitudes más bajas, pero aun alejado de su máxima intrusión; mientras que, en niveles de tropósfera baja (900 hPa), el MVC guarda relación con la profundización de la TD y responde a la ciclogénesis encontrada hacia la región difluente del flujo de surestes de la surgencia fría inicial. Cabe señalar que la surgencia fría (cálida) guarda relación un patrón de vaguada (cuña) interpretados a partir de la distribución tridimensional de la TD.

A partir del día D (-3) al día D (-1), la TD se empieza a replegar hasta el punto de configurar un patrón de superposición de iséntropas en su estructura espacial confluyente hacia la región de entrada del Jet Subtropical; y su máxima profundización se va posicionando con el continuo plegamiento de la TD corriente arriba al eje de vaguada en altura; a su vez, la cizalladura ciclónica en la TD se va intensificando a lo largo del jet streak corriente abajo al eje de vaguada (Figura 54c). Recordar que este periodo coincide con el paulatino incremento de la vorticidad relativa (VR) a largo del eje de la vaguada bajo constante contracción horizontal (COL, Figura 53 a – c), manifestándose un MVC hacia la base de su elongación en el nivel de 500 hPa. Este incremento de la VR está claramente asociado con el descenso de la TD (ahora 707 hPa), a través, de la superficie de 500 hPa; mientras que, en tropósfera baja, la conexión del MVC en 900 hPa con la intrusión máxima de la TD se reduce tras la inclinación de la TD hacia el eje de la vaguada; por lo que, la circulación ciclónica se debilita hacia centro de la vaguada, debilitándose la VR.

En el día D (-1), el plegamiento de la TD se maximiza alcanzando una fuerte superposición de iséntropas alrededor de la correspondiente zona baroclínica de niveles superiores que la acompaña y desciende posteriormente a hasta 700 hPa mientras se propaga hacia la elongación meridional de la surgencia fría ubicada en latitudes subtropicales. Esta máxima profundización de la TD en el extremo norte de la surgencia fría es la resultante de la confluencia exacerbada del flujo de viento asociado a la translocación del Jet Subtropical sobre el eje de la vaguada, intensificándose el jet streak en la región de caída de la TD, el cual, induce una fuerte cizalladura vertical del viento (Figura 59) y muestra un eje perpendicular replegado al norte de 25°S, el cual está en desfase con la circulación ciclónica de 900 hPa, la cual se debilita para el día D (+1), al colocarse en la prolongación meridional N/S de la surgencia cálida.

De lo anterior, la intensificación de la caída y el gradiente de la TD en la evolución de la surgencia fría hacia continente está dominada por la amplificación paulatina de la surgencia cálida corriente arriba al eje de cuña con sentido oeste – este, denotado como un MVA en la tropósfera media (500 hPa) y baja (900 hPa). Esta cizalladura anticiclónica sobre el centro de la surgencia fría se intensifica hacia el día D (-1), sesgando la contracción horizontal de vaguada (COL) entre las latitudes de 25°S y 35°S (Figuras 53 y 55, a – d).

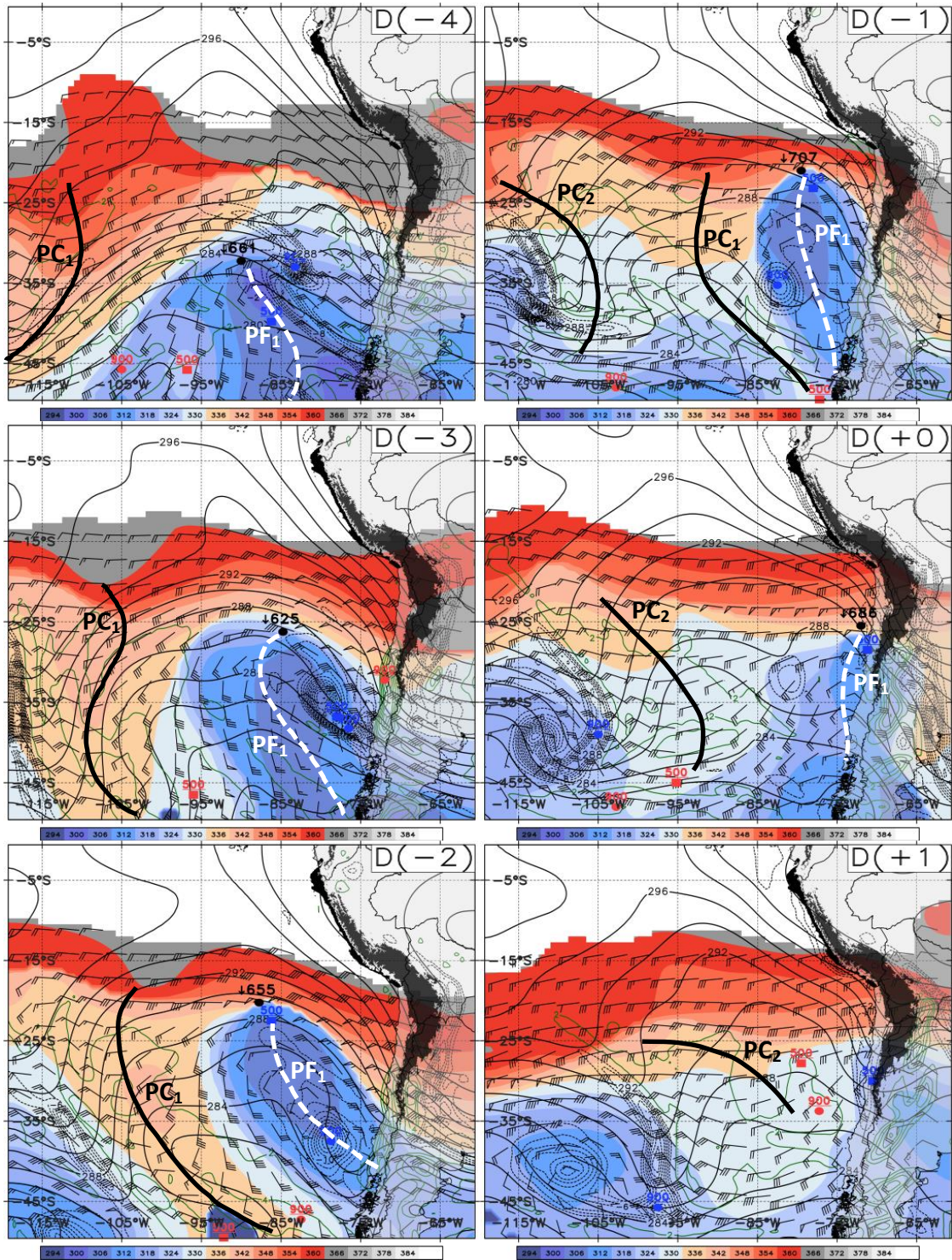


Figura 65: Análisis isentrópico I. Secuencia espacial de las iséntropas en la superficie de 1.5 UVP (colores, intervalos de 6K) y el nivel de 900 hPa (contornos negros, cada 2K), respecto del caso de invierno. La vorticidad relativa anticiclónica (cyclónica) promedio de capa baja (950 – 800 hPa) se muestra en contornos sólidos (contornos entrecortados) de color verde (negros) cada 2 UVR. El centro de la circulación anticiclónica (cyclónica) en los niveles de 900 hPa y 500 hPa se denota en la forma de círculos y rectángulos de color rojo (azul) con valores subrayados, respectivamente. El valor más alto de la presión isobárica en la superficie de 1.5 – UVP está identificado por un punto negro con su correspondiente valor.

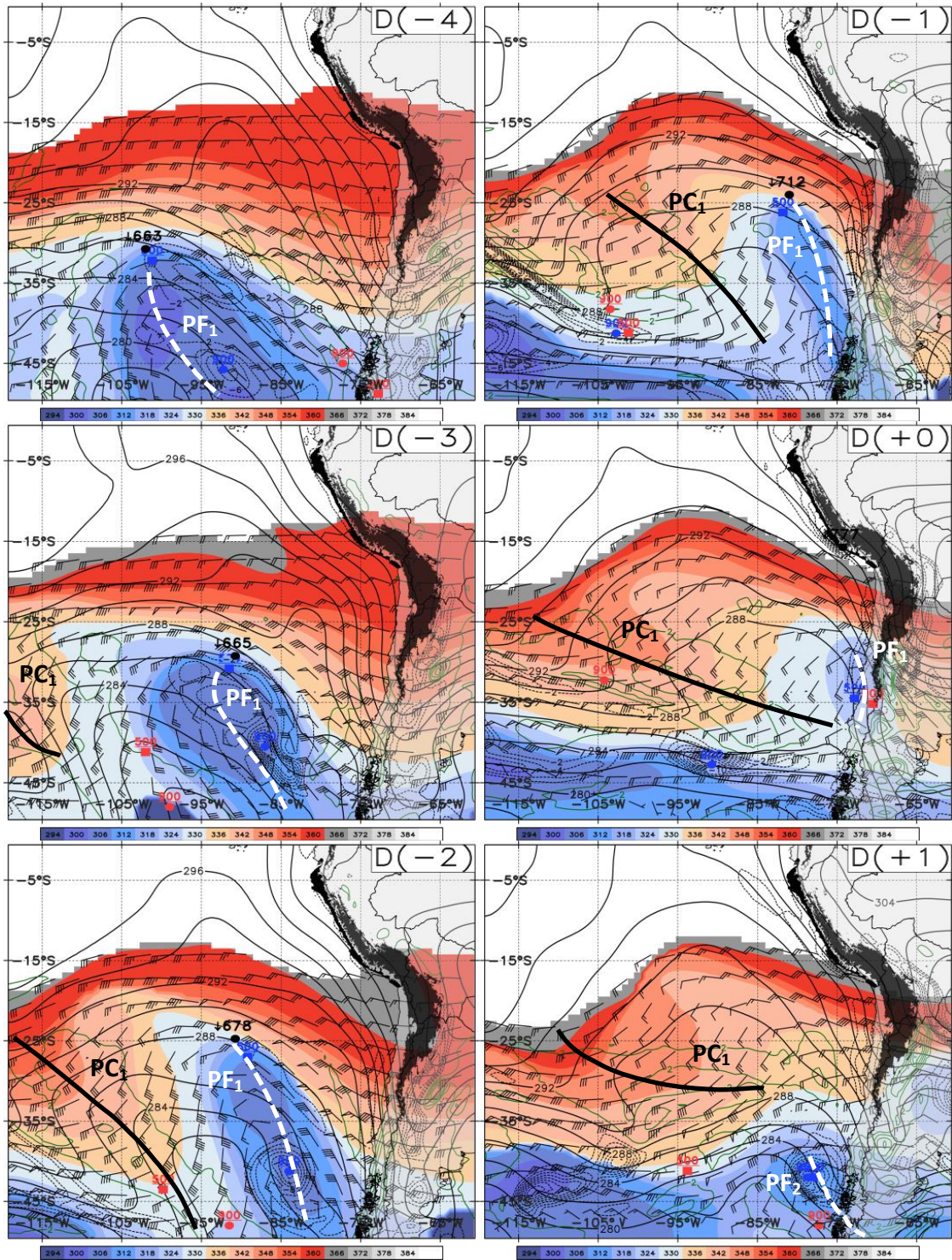


Figura 66: Similar a la Fig. 65, pero para el caso de primavera.

Finalmente, para los días D (+0) y D (+1), el máximo gradiente de la TD se desplaza al sur de 25°S, disminuyendo la intensidad de su profundización hacia los Andes, para luego ingresar a continente en el día D (+1), ganando extensión horizontal la surgencia cálida caracterizada por la amplificación del eje de cuña hacia la región central de Chile.

La evolución espacio – temporal en estructura de la TD descrita para el caso de invierno se asemeja al de primavera (Figura 66), salvo en la ubicación del máximo gradiente de la TD durante la elongación meridional de la surgencia fría para el día D (-1) y en la intensidad de la cizalladura anticiclónica por la surgencia cálida sobre el centro de la vaguada en proyección a continente. En ambos casos, la configuración acampanada invertida de las iséntropas en el nivel de 900 hPa (línea negras continuas, Figuras 59 y 60) muestra las propiedades térmicas frías de las masas de aire en tropósfera baja al suroeste del centro de surgencia fría de la TD; reflejo de la advección fría de niveles medios hacia bajos en el desarrollo del domo frío (Figuras 59 y 60).

En adición a lo anterior, la región del plegamiento de la TD que se forma en el flujo de corriente de viento de noroestes entre la base de la vaguada y corriente arriba al eje de cuña coincide con el área de advección fría y confluencia. En acuerdo con Wandishin. M. *et al.* (2000), desde la perspectiva tradicional, donde el énfasis se da en el campo de velocidad vertical, la advección fría y confluencia son necesarios para forzar la subsidencia en el plegamiento de la TD. Y, como se describió anteriormente, en la perspectiva de la VP, la advección fría implica que existe una cortante vertical consistente con el balance termal. Ello implica que el incremento de la cortante vertical del campo de viento sobre la base de la vaguada es capaz de producir el plegamiento vertical de la TD hacia la tropósfera media y baja por sí mismo, tal como se describió en la distribución vertical de la VP (Figuras 59 y 60). Por tanto, los autores mencionan que una vez el movimiento vertical produce un gradiente en la estructura de la TD con un componente paralelo a la cizalladura vertical, es el cizallamiento el principal factor para aumentar la pendiente de la TD hacia el eje de vaguada y producir el plegamiento de la misma. En tanto, el otro factor crucial en la evolución de la maximización del gradiente horizontal de la TD es la confluencia del viento, la cual determina la orientación de este plegamiento en la base de la vaguada; ello se observa en el día D (-1), para ambos casos.

La caída de la TD conducida por el efecto neto combinado de la cizalladura vertical y la confluencia horizontal del flujo de viento en la base de la surgencia fría entre los escenarios D (-4) y D (+1) se resume en la Figura 67; a través, de la evolución de la VP en la tropósfera, para los casos de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). En ambos casos, las figuras inferiores muestran el nivel máximo de penetración descendente de la TD y las figuras superiores muestran los valores máximos de la VP alcanzados en niveles isobáricos seleccionados hacia la base del eje de la vaguada comprendida en la región señalada por las Figuras 61 y 62. Entre el día D (-4) y D (-1), los valores de VP se incrementan en todas las superficies de presión, entre 700 y 300 hPa. Los incrementos de la VP se notan ligeramente debajo del nivel de 700 hPa en el día D (-1), a medida que la intrusión y plegamiento de la TD alcanzan su máxima profundización y se colocan en la base de la vaguada. Si bien esta penetración en ambos casos se desarrolla en el ciclo de vida de una COL, la caída del nivel de TD al norte de los 30°S ocurre 72 horas antes del evento central para el caso de invierno y de 42 horas antes en el de primavera, lo cual evidencia la persistencia de la circulación ciclónica y su relación con el paso de la vaguada en su elongación meridional sobre el Pacífico sureste. En general, los valores máximos de la VP ocurren hacia el día D(-1) en la mayoría de los niveles. Hacia el día central, D (+0), luego de la máxima contracción horizontal y elongación meridional de la COL en su etapa final, la TD asciende paulatinamente, resultando en descensos constantes de los valores de VP sobre el nivel de 700hPa, no es así, en el caso de primavera, entre los niveles de 550 y 650, donde todavía se aprecia ligeros incrementos de la VP; esto debido a que el patrón de COL persiste con menor intensidad al sur de los 30°S y al oeste de los Andes (ver secuencia de Figuras 53, 54 y 55). Por tanto, los incrementos sustanciales de la VP replegados hacia la base de la surgencia fría son consistentes con la intensificación de la caída y plegamiento de la TD en la etapa final del ciclo de vida de la COL, lo cual es explicado con la compensación de masas de aire desde la estratósfera baja hacia la tropósfera mediante la ecuación de continuidad (se detalla más adelante).

Hasta el momento, sabemos que los procesos isentrópicos caracterizados por el gradiente horizontal, plegamiento y caída del nivel de la TD se maximizan en la base del eje de la vaguada profundizada hacia latitudes subtropicales y son modulados, principalmente, por la cizalladura vertical aunada al movimiento vertical en la región confluyente de la TD.

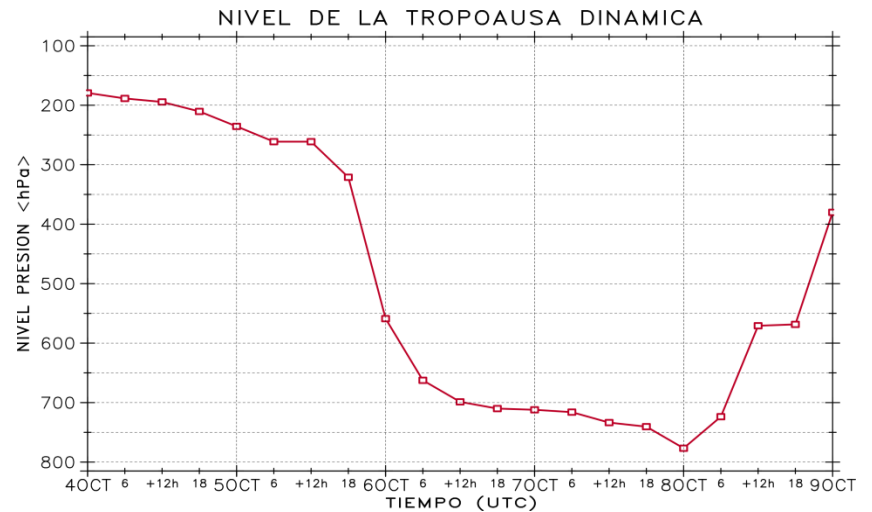
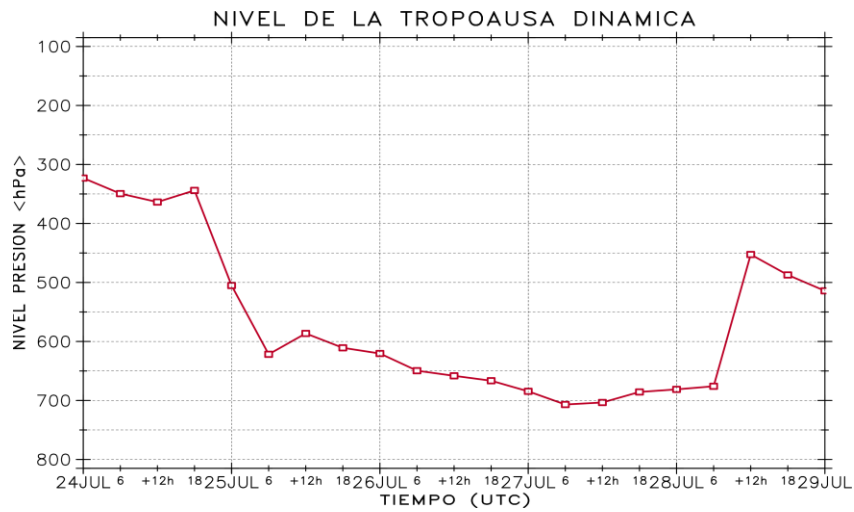
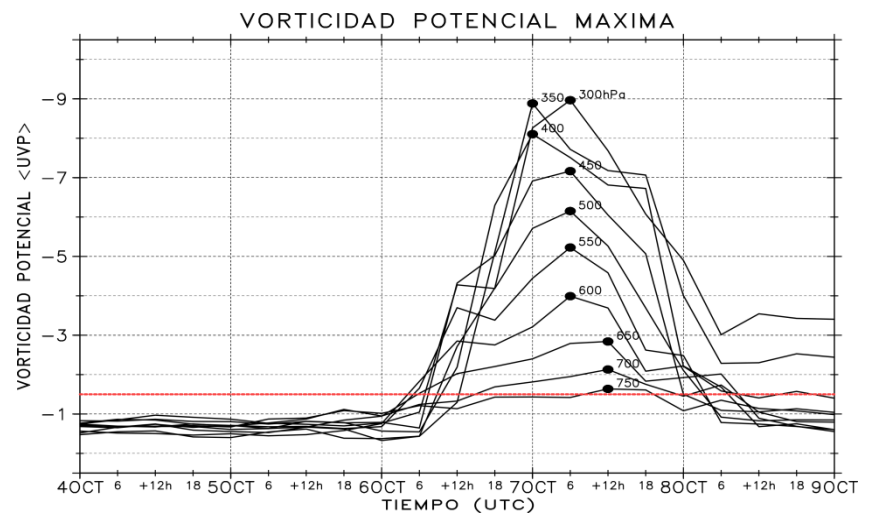
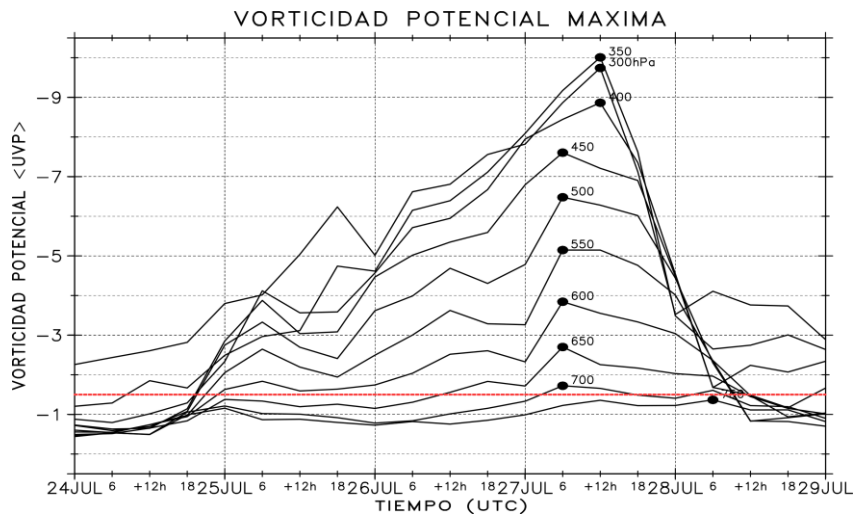
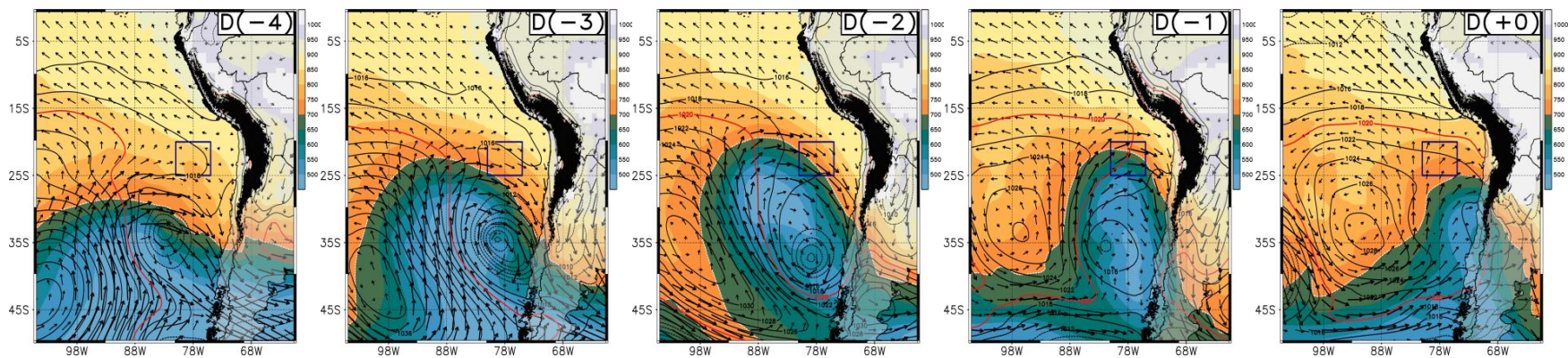


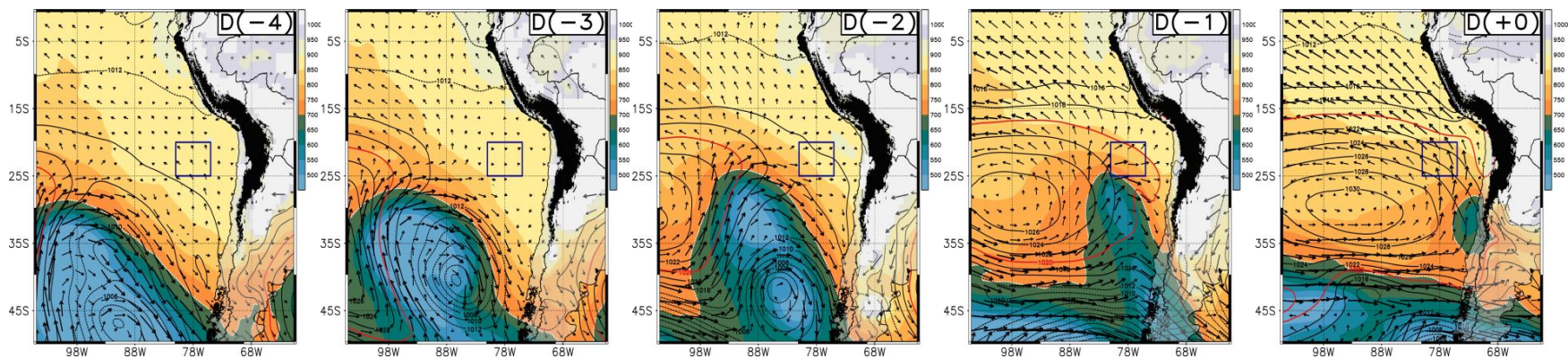
Figura 67: Análisis isentrópico I. Series temporales del valor más alto de presión alcanzado en la superficie de 1.5 – UVP (Panel superior) y series temporales del máximo valor de VP alcanzado en el desarrollo del eje de la vaguada variante en el cuadrante azul representado en las Figuras 66 y 67, para valores seleccionados de presión en hPa (Panel inferior). Ambas series son analizadas durante los casos de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho).

En adición a la idea expuesta previamente, la intrusión de la TD es una consecuencia directa de la inclinación de la cizalladura vertical del viento en la profundización de la onda larga baroclínica, y el patrón del movimiento vertical, para autores como Bosart et al. 1992, R.Rotunno (1999) y Wandishin. M. *et al.* (2000), desempeña sólo un papel de apoyo manteniendo un equilibrio dinámico con respecto a la evolución de la distribución de la VP, siendo la cortante vertical del flujo de viento la que actúa replegando a la TD hacia el norte y debajo de ella, incrementando la superposición de la misma. Cabe señalar que éstas postulaciones se asocian generalmente a la intensificación de patrones de COL y génesis de ciclones extratropicales en superficie; sin embargo, la dinámica de la caída de la TD como gatillador sinóptico previo a la intensificación del JCBN, recoge estas ideas para la etapa final de la génesis de un patrón de COL, observándose una tendencia positiva en el campo de SLP, justo debajo del nivel de intrusión troposférica por la TD, atribuido a los pulsos de subsidencia hacia la base o eje de la vaguada.

Por tanto, las Figuras 68, 69 y 70 abarcan el análisis del movimiento vertical isentrópico (Ec. 31), con el fin de entender la asociación de la subsidencia y la intensificación del JCBN para los días D (-4) a D (+0). En la Figura 68, para ambos casos de estudio, se observa la evolución del campo de niveles isobáricos (en hPa, colores), viento (vectores) y la SLP (contornos) en la superficie isentrópica de 300 – K; nivel isentrópico que se asocia a la tropósfera media y baja. En ella, se muestra la intersección de la corriente del flujo de viento desde las zonas de bajas presiones (menores a 700 hPa, matices oscuros) hacia zonas de altas presiones (mayores a 700 hPa, matices claras) en la región del máximo gradiente isobárico. Situación sinóptica que se debe interpretar como descensos de masas de aire conservados adiabáticamente desde niveles medios a bajos de tropósfera en el lado NE del núcleo máximo del sistema de alta presión; mientras que hacia el lado SE predominan los ascensos asociados a la amplificación del eje de cuña. Por ende, a mayor perpendicularidad del viento respecto del campo isobárico distribuido en la iséntropa de 300 – K, conduce a una mayor intensidad de la advección de presión (Término B, Ec.31), incrementándose los descensos hacia el extremo norte del domo de bajas presiones de tropósfera alta. Esto último, es inducido por una cuña superficial y se asocia con el incremento de la tendencia de la presión, denotado por la proyección de la isóbara de 1020 hPa hacia el cuadrante azul en el día D(-1).



(a)



(b)

Figura 68: Análisis isentrópico II. (a) Caso de invierno y (b) Caso de primavera. Interpretación del movimiento vertical isentrópico (Ec. 38) en la carta de 300 – K a partir de las iso – superficies de presión isobárica (colores, cada 50 hPa) y el viento total (vectores negros). Se adiciona la SLP (contornos negros, cada 2 hPa) en la misma carta isentrópica.

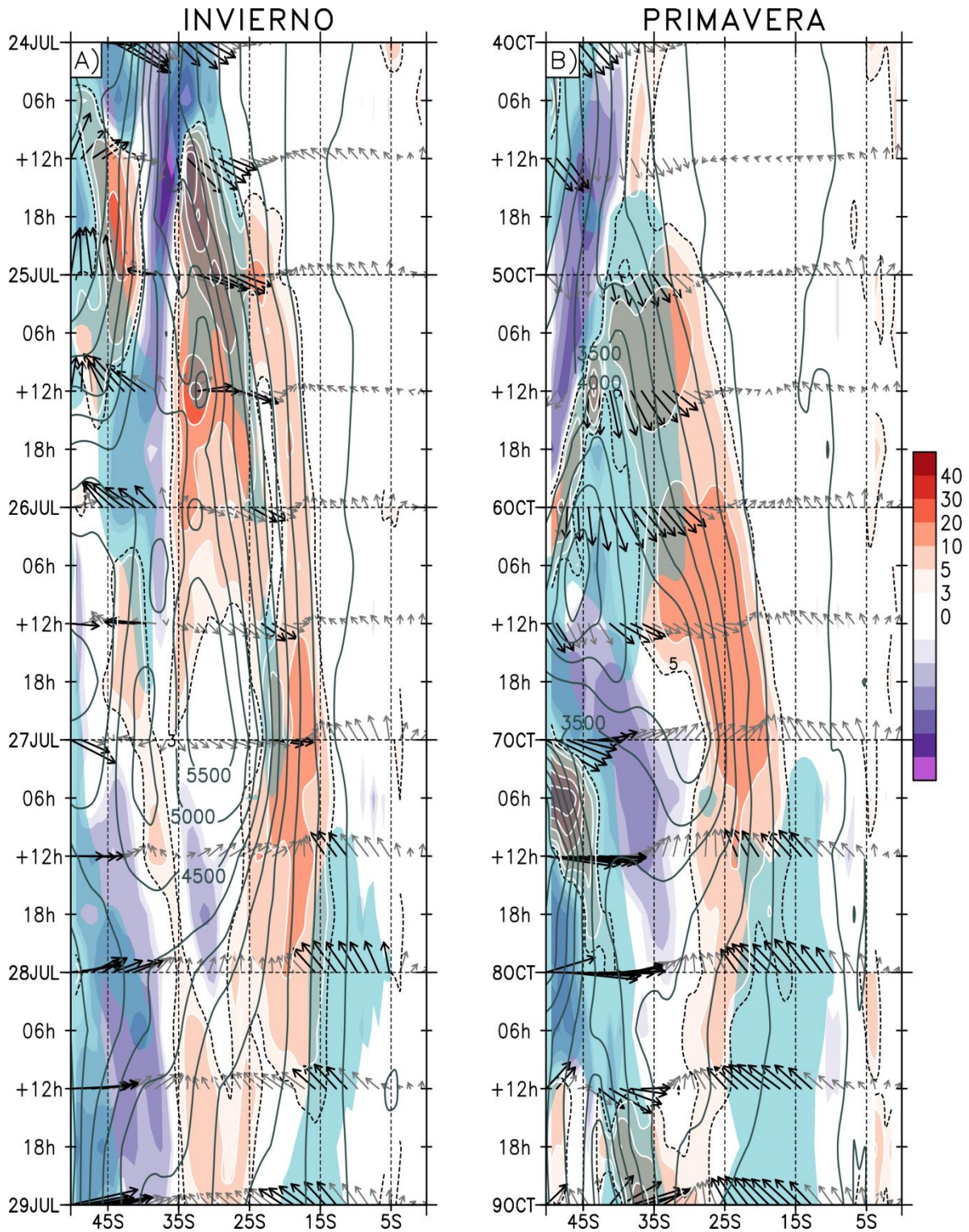


Figura 69: Análisis isentrópico II. Sección temporal – latitudinal de la advección de presión (Término B, Ec. 38, colores en leyenda cada $1 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) en la iséntropa de 295 – K y altura geopotencial (contornos negros, cada 500 mgp) en la iséntropa de 300 – K, ambos evaluados para el promedio entre las longitudes 80°W – 78°W. La intensidad de la magnitud del viento en la iséntropa de 295 – K mayores a $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ se remarca en la región sombreada de color azul claro. Las secciones muestran ambos periodos analizados de invierno y primavera

La Figura 69, resume el principio isentrópico evaluado del Término B (colores mora y rojos) en la sección longitud comprendida entre $80^{\circ}\text{S} - 78^{\circ}\text{S}$ para la iséntropa de $295 - \text{K}$, tropósfera baja. La gráfica, además, representa la evolución del viento (vectores y regiones azuladas) en la iséntropa de $295 - \text{K}$ y se adicionó la altura geopotencial en la iséntropa de $300 - \text{K}$. En la evolución del Término B se muestran dos fases diferenciadas; la primera, predominando una fase de descensos al norte del máximo gradiente meridional del geopotencial y acentuándose hacia el día D (-1) entre $20^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{S}$ ($30^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$) durante el caso de invierno (primavera), y, el segundo, respecto de la región de ascensos que ocurre, en general, al sur de los 30°S . Cabe señalar que la intensidad máxima de la subsidencia mostrada se prolonga hasta $\approx 15^{\circ}\text{S}$ y guarda relación inmediata con la intensificación del flujo de viento total aunada al desarrollo del JCBN (regiones azuladas), cuyo alcance latitudinal depende de la profundización de la TD en la región de máximo gradiente de geopotencial; siendo ligeramente mayor en el caso de invierno.

Otro aspecto importante del Término B, es que la intensidad de subsidencia observada es equivalente a la advección termal fría, ya que sobre una superficie isentrópica constante, una isóbara, también puede ser una isopycna (línea de igual densidad). Si bien el Término B es el más importante en el desarrollo del movimiento vertical isentrópico, la proyección de la subsidencia hacia la costa del Perú también obedece a la combinación de los otros dos componentes en la Ec. 31 (términos A y C), los cuales se presentan en forma lineal en Figura 70 y se interpreta como sigue:

- ❖ En los gráficos A) y B), la intensidad del JCBN frente a la costa centro y sur (A1) del Perú guarda relación con la caída del nivel de la TD y descensos frente a Chile (A3 y A2) marcados de hasta 24 y 12 horas previas al evento central.
- ❖ En la gráfica C), la tendencia local de la presión (Término A) es positiva, a partir del día D (-1), ya que la presión en cada punto de latitud señalado en la iséntropa de $300 - \text{K}$ está creciendo con el tiempo, sumando al proceso subsidente sobre la costa.
- ❖ En la gráfica D), el aumento de la estabilidad estática hacia el día D (-1) resalta la intrusión de la TD latitudinal hacia la tropósfera baja, intensificándose entre $24^{\circ}\text{S} - 21^{\circ}\text{S}$ ($27^{\circ}\text{S} - 24^{\circ}\text{S}$) en el caso de invierno (primavera).

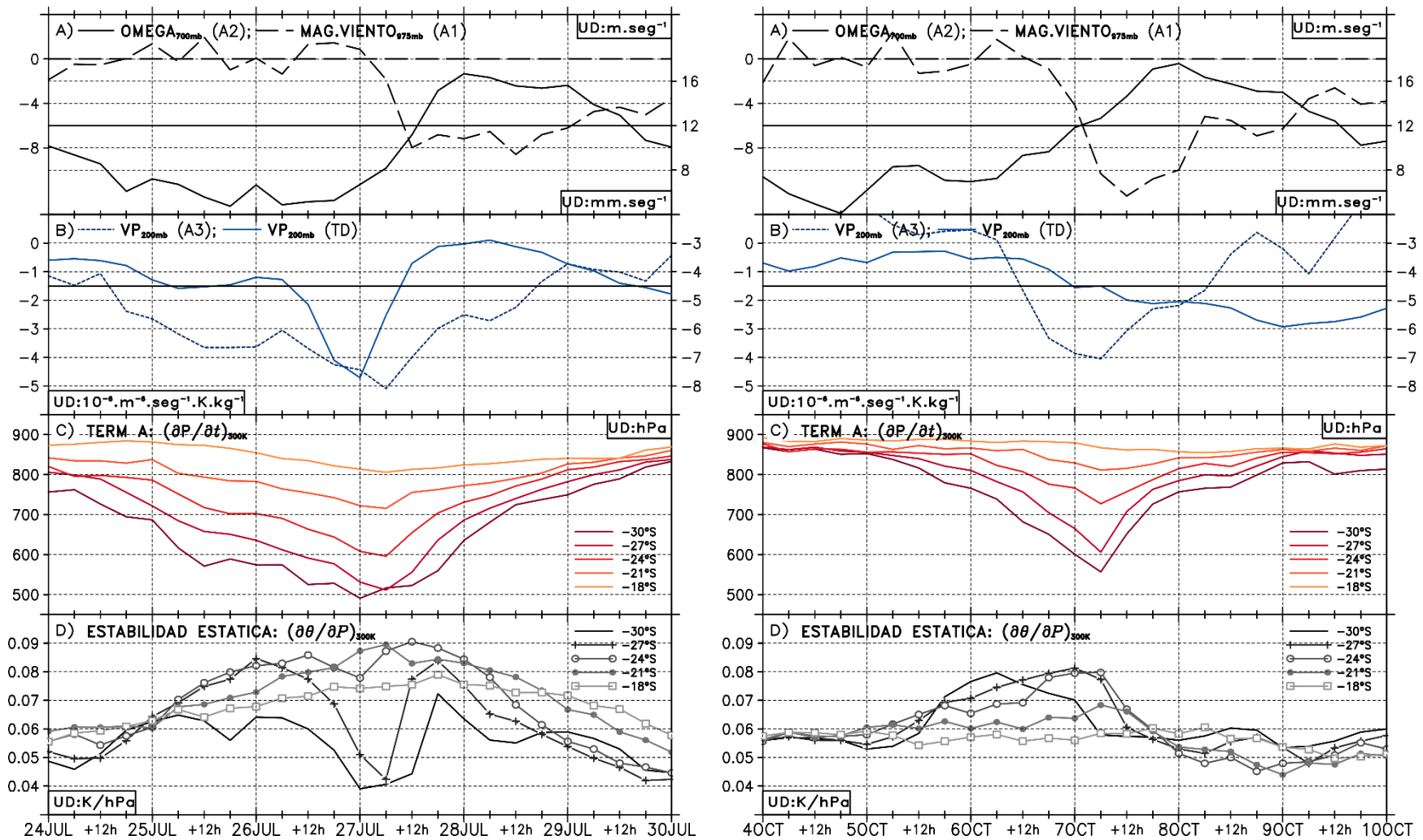


Figura 70: Análisis isentrópico II. Relaciones lineales entre la intrusión de la TD, movimiento vertical isentrópico y la velocidad del viento frente a la costa sur del Perú para los caso de invierno (izquierda) y primavera (derecha). Donde, A) omega promedio de A2 y la velocidad del viento promedio de A1, B) VP en el nivel de 200 hPa para A3 y la región de máxima intrusión de TD (Fig.61 y 62, recuadro del Panel central), C) tendencia temporal de la presión (Término A, Ec. 31) evaluado en la iséntropa de 300 – K, y D) estabilidad estática (Término C, Ec. 31) entre 800 – 400 hPa, para la long. 78°W entre las latitudes de 30°S y 18°S.

b) Intercambio cuasi – geostrófico (QG).

En esta subsección se da a conocer el diagnóstico QG de la onda baroclínica portadora de la anomalía de VP durante la evolución de la profundización de la TD hacia el día central, D (+0), con particular énfasis en el análisis de tendencia de la altura del geopotencial. Mecanismo físico que se asocia con la máxima intrusión de la TD hacia latitudes subtropicales y controla la caída del geopotencial hacia la base de la surgencia fría, lo cual es compensado en tropósfera baja con el incremento del JCBN frente a la costa del Perú.

En primer lugar, las diferencias más resaltantes observadas en todos los casos de invierno y primavera se desarrollan en torno a la intensificación de la VP de Ertel alojada en la génesis de onda larga baroclínica con un marcado desplazamiento meridional hacia latitudes subtropicales. Esto quiere decir, que tanto la intrusión estratosférica y estructura de la TD, como la paulatina profundización vertical de la perturbación ciclónica (vaguada) desde niveles altos a bajos de la tropósfera son inducidas netamente por la distribución horizontal del gradiente de la VP de Ertel días previos a la ocurrencia del JCBN en superficie.

De lo anterior, las Figuras 71 y 72 representan las huellas sinópticas más resaltantes días previos y posteriores a la intensificación del JCBN. Cabe señalar que parte de esta variabilidad espacial ha sido explicada en la primera sección (Figuras 41 y 42); por lo que, se enfatiza en los diferentes parámetros físicos de tropósfera media y alta que conducen a la intensificación anómala del gradiente horizontal de la SLP en tropósfera baja, el cual, finalmente, conlleva al aumento del viento anómalo en la región centro – sur de la costa peruana, definido como JCBN.

En JJA (Figura 71), días previos al evento central, Esc (+0), se identifica un intenso núcleo anómalo negativo de VP distribuido horizontalmente hacia el centro anómalo de la vaguada en tropósfera alta (Anexo 10, Panel sup.), siendo más perceptible para el día Esc (–1). A su vez, el hecho que la vaguada anómala se profundice frente a la costa norte de Chile (norte de 25°S) implica una paulatina amplificación de la cuña anómala (hasta +20 mgp), la cual responde a la intensa anomalía positiva de la VP (>3 UVP) hacia su centro anómalo. Seguidamente, en la proyección de la perturbación ciclónica hacia continente, la intensidad de la anomalía negativa de VP se reduce sobre los Andes para el día Esc (+0), para luego

debilitarse hacia el día End (+1), y prevalecer la perturbación anticiclónica frente a Chile. El efecto de compensación de la intrusión anómala negativa de la VP se ve reflejado en el predominio de la convergencia exacerbada entre la región central de la perturbación ciclónica y anticiclónica (Anexo 11 – Figura 102, Panel sup.), lo cual implica una respuesta adiabática por continuidad (Ec. 7a y 7b) hacia niveles inferiores de la tropósfera. Ello, resulta en el incremento anómalo de la subsidencia directa (Anexo 11 – Figura 102, Panel inf.) en la tropósfera media, encontrándose los máximos valores entre los niveles de 600 y 400 hPa y entre las latitudes de 20 y 30°S. Cabe mencionar que sumado a la convergencia de altura, los patrones anómalos de divergencia y ascensos sobresalen hasta el día Esc (-1).

Por otro lado, como se pudo detallar en la sección anterior para los casos de estudio, la intrusión anómala de la TD hacia latitudes subtropicales manifiesta una disminución de los espesores de capa media (Anexo 12 – Figura 104, Panel sup.) y baja (Anexo 12 – Figura 104, Panel inf.). En donde, la (el) caída (ascenso) del geopotencial se relaciona a un domo frío (cálido) anómalo inducido en la tropósfera media y baja por la distribución horizontal del núcleo negativo (positivo) de la VP. En particular, para JJA, el domo frío de la capa media (-10mgp) se intensifica en el día Esc (-1) y está asociado a expansión cálida anómala inmersa en el avance de la cuña. Subsecuentemente, en la capa baja, los valores negativos de espesores frente a la costa centro – sur del Perú y norte de Chile implican un fuerte alcance de la advección fría anómala del aire hacia esta región solo para los días previos y durante el evento central, impuesto por el incremento anómalo del viento superficial y la configuración de un anticiclón migratorio anómalo frente a Chile (Figura 71, Panel sup.).

En SON, los parámetros físicos inmersos en las configuraciones sinópticas descritas anteriormente son muy parecidos al total de los casos de JJA, respecto de su variabilidad espacial; sin embargo, presentan menor intensidad (Figura 72, 103 y 105). Más aun, en la Figura 101 (Anexo 10, Panel inf.), la intensidad máxima de la anomalía negativa de VP se manifiesta durante los días Esc (-1) y Esc (+0); por lo que, se puede afirmar que en SON la intrusión de la TD con 24 hrs. de anticipación y durante el evento central puede conducir a un similar incremento del JCBN para el día Esc (+0). Asimismo, la caída de espesores en la capa baja (Figura 105, Panel inf.) se ve ligeramente alejada de la región sur del litoral peruano, por lo que, la advección fría en SON suele intensificarse más al norte de Chile.

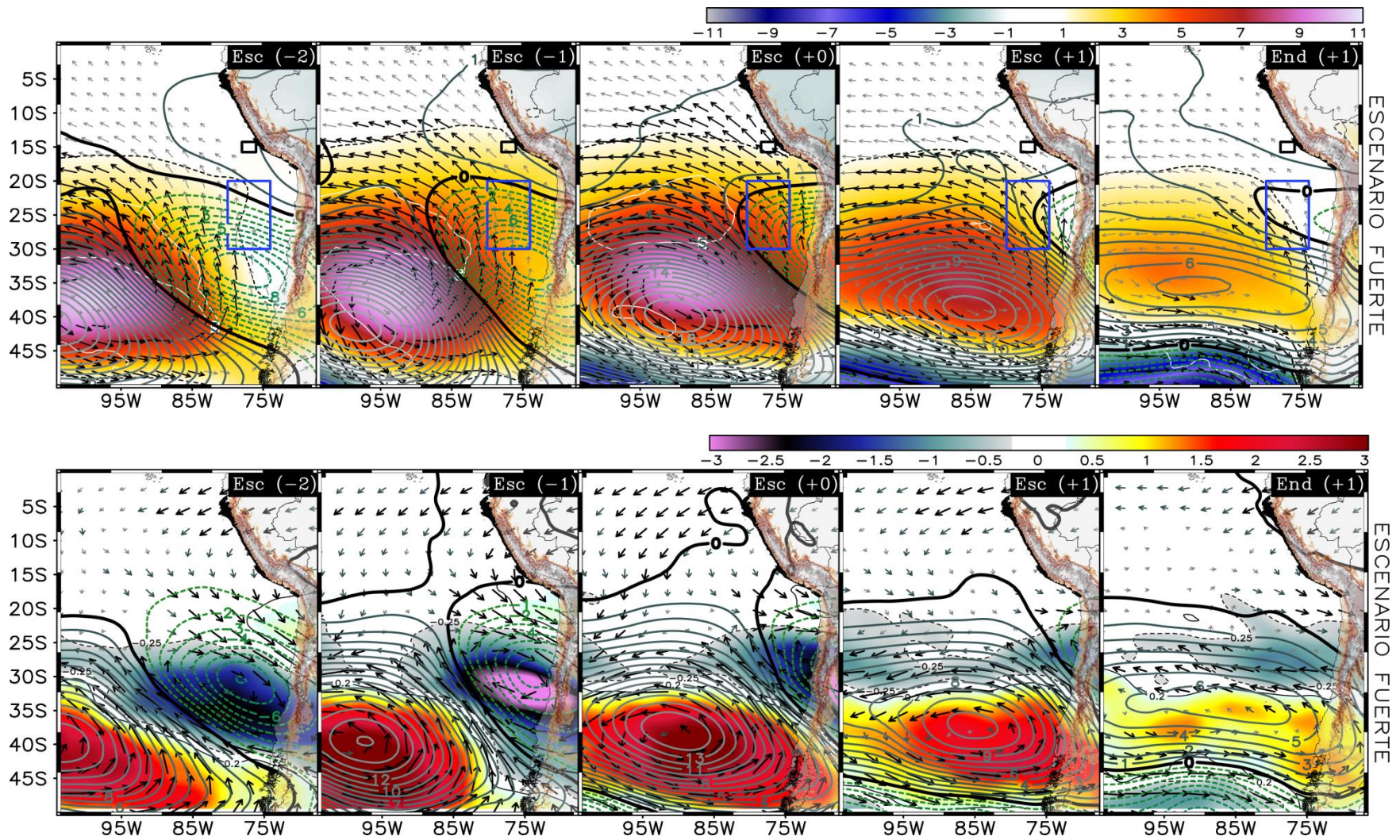


Figura 71: Análisis de compuestos para JJA. Panel superior, anomalía promedio del campo espacial de la altura de geopotencial en 200 hPa, viento total en el nivel de 975 hPa y SLP en superficie. Panel inferior, anomalía promedio de la VP de Ertel, altura de geopotencial y viento total en 300 hPa. Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).

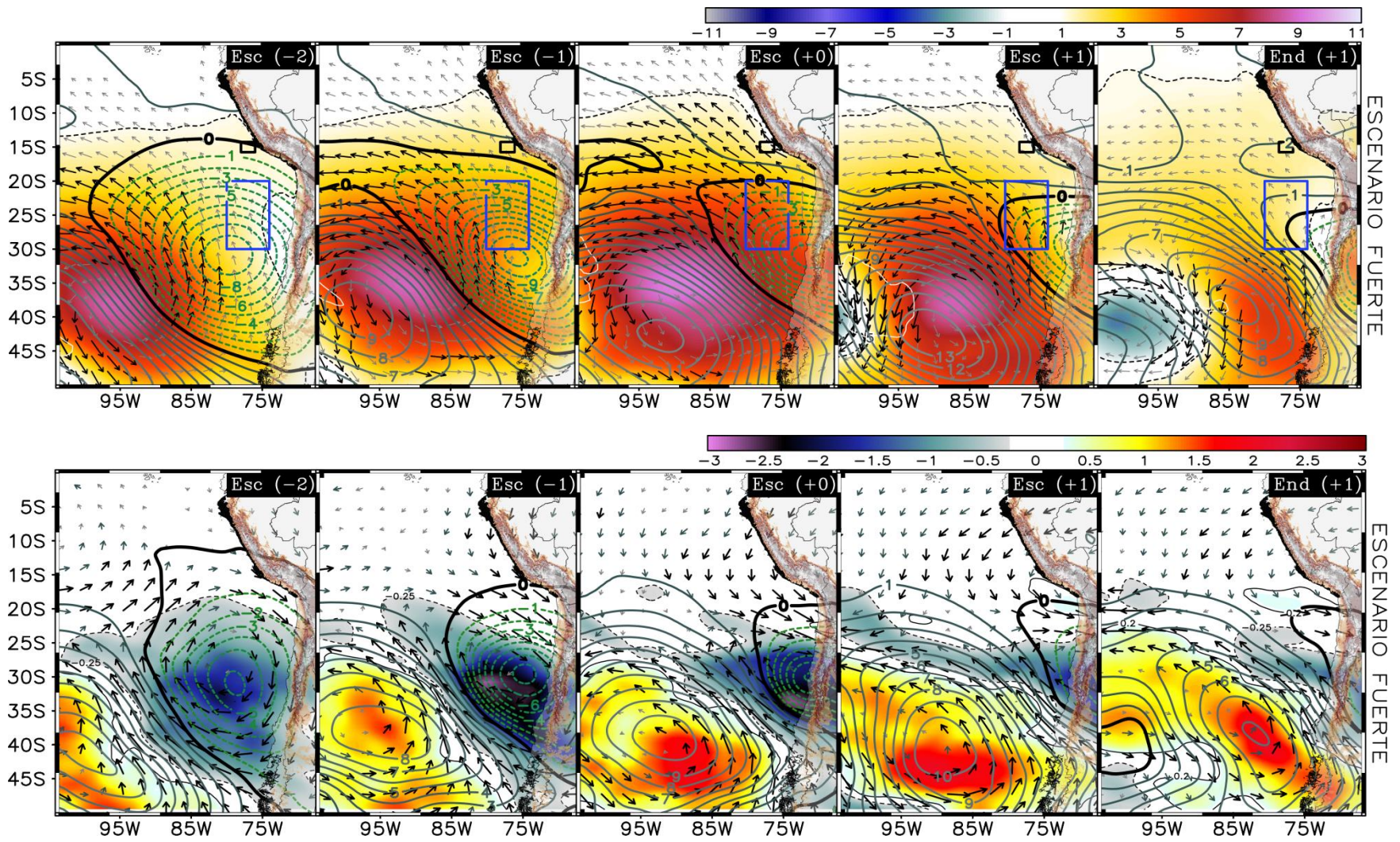


Figura 72: Similar análisis a la Fig. 71, pero para SON.

Cabe señalar que tanto en JJA, como en SON, la convergencia anómala del flujo de viento en la perturbación ciclónica muestra una componente anticiclónica proveniente desde los Andes del Perú. Esta característica se observa mejor en los escenarios Esc (-1) y Esc (+0).

Por otro lado, volviendo a los casos de estudio, días previos a la intensificación del JCBN de intensidad fuerte durante JJA y SON se puede identificar una marcada fase precursora de hasta 4 días anteriores al evento central, Figura 73, correspondiente a la inducción de una intensa onda baroclínica hacia la cordillera de los Andes. En esta fase, el campo de la ecuación de tendencia del geopotencial (Ec. 25, Figura 73a) analizado en el nivel de 300hPa muestra un patrón amplio de levantamiento de la altura geopotencial a lo largo de un patrón de cuña en paulatina amplificación hacia el oeste del eje inclinado de vaguada, y caída del geopotencial por delante de esta. En general, el patrón conjunto de la Ec. 25 (Término A) se logra reflejar en la advección de vorticidad absoluta geostrófica (Término B, Figura 73b). En particular, para el caso de invierno se observa otra onda corta ciclónica superpuesta en el flujo original, el cual se asocia al paso del JS subtropical; mientras que, en el caso de primavera, esta onda corta se observa corriente abajo al eje de la vaguada en avance, la cual, además muestra una tendencia a ocluirse al sur de su eje, debido a la presencia de una COL en desarrollo.

En tanto, la presencia de advección cálida en niveles medios corriente arriba al eje de la cuña en amplificación meridional (Término C, Figura 73c) también contribuye, con el levantamiento del geopotencial notado entre $100^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$, aunque en menor grado en comparación al término B; este comportamiento es más evidente en el caso de invierno. El patrón sinóptico de la altura geopotencial inducido por la advección de la VP - QG (Ec. 29a) en y sobre el nivel de 500 hPa (Figura 73d) explica casi todo el campo resultante de la tendencia QG del geopotencial en niveles altos de la tropósfera. En acuerdo con Gammon. N. *et al.* (1996), valores positivos (negativos) al oeste (este) del eje de la perturbación baroclínica principal están asociados al levantamiento (la caída) de los geopotenciales. En efecto, la caída neta del geopotencial se maximiza en la base de la vaguada, implicando intensificación de la perturbación fría. En el caso específico de invierno, se puede observar que masas de aire con valores bajos de VP incidentes sobre el eje de la dorsal actúan rápidamente intensificando la cuña y el flujo de viento corriente arriba al NE su eje.

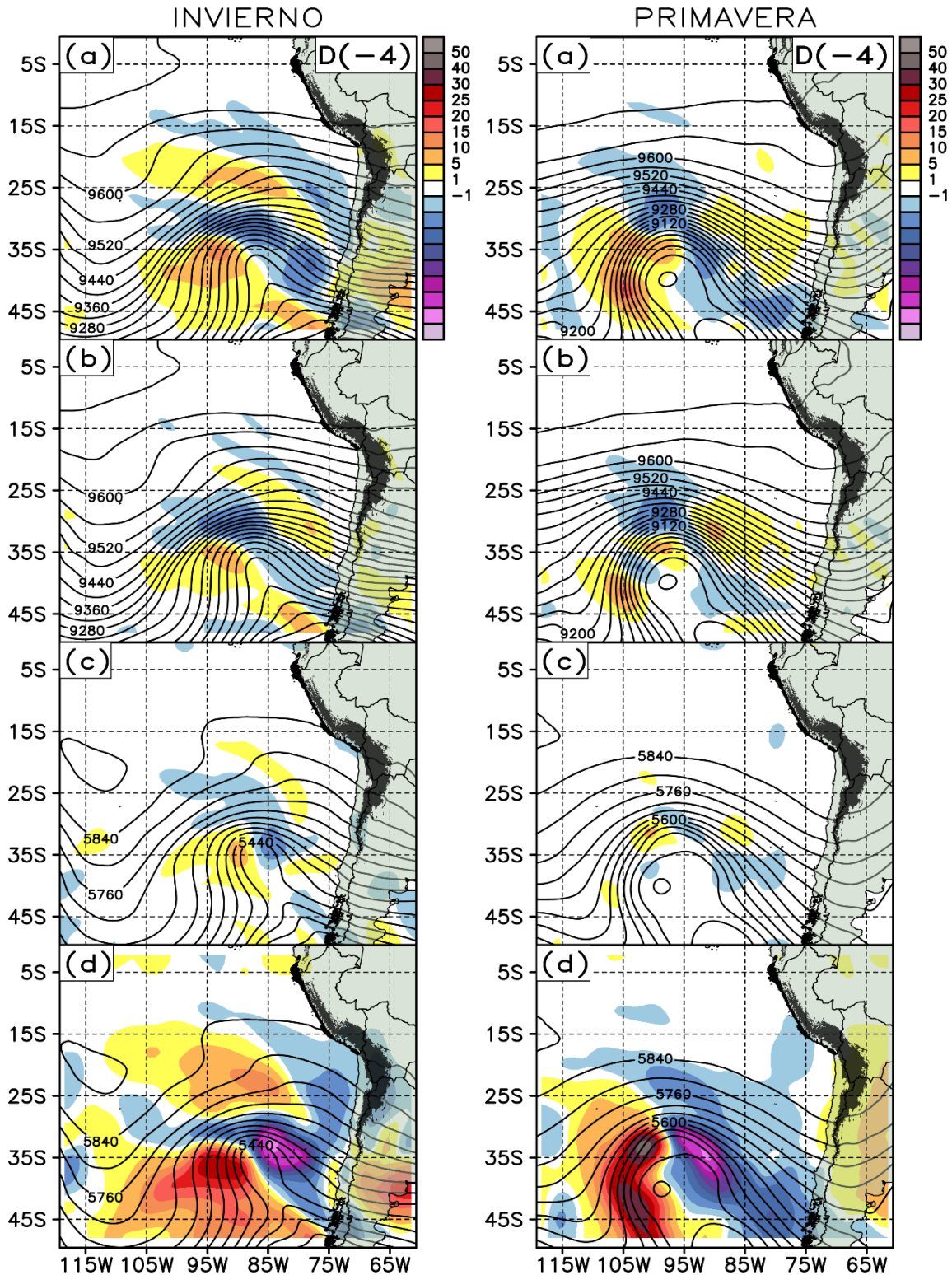


Figura 73: Tendencia QG de la altura geopotencial ($m.6hr^{-1}$) en 300 hPa para el escenario D(-4). Panel (a) muestra al Término A. También se muestra la contribución del término A en 300 hPa desde (b) la advección de vorticidad geostrofica absoluta (Término B); (c) la advección diferencial de temperatura (Término C) en 500 hPa; y (d) la advección de la VP - QG en y sobre 500 hPa. Colores azulados (rojizos) indican la (el) caída (incremento) del geopotencial. Intervalos de contorno cada 40 mgs en (a), (b), (c), y (d).

La evolución de la vaguada de onda corta asociado al Jet streak embebido al JS subtropical (Figuras 54 – 55d) se encuentra dominado por la advección de VP – QG; a diferencia del caso de primavera, donde el desarrollo de la onda baroclínica se atribuye principalmente a la compensación del gradiente vertical y horizontal de VP entre el eje de la vaguada y dorsal entrante, predominando la VP ciclónica; por lo que, se nota una asimetría más pronunciada en el eje de la vaguada (Figura 53d y e).

El principio físico basado en la continuidad de masas de aire a lo largo del desarrollo de la onda baroclínica se explica en las Figuras 74 y 75; a través, del estudio de la estructura vertical térmica de la onda larga. La evolución de la temperatura media de tropósfera alta durante la profundización de la vaguada hacia latitudes subtropicales se resume con el análisis de espesores de 500 – 100 hPa (Figura 74, contornos azules). En el día D (–3), Figura 74a, los valores de los espesores de la capa alta (500 – 100 hPa) son maximizados y minimizados, respectivamente, en la vaguada y dorsal sobre el océano. El máximo valor de la capa térmica superior se intensifica y se limita cada vez más a la base del eje de la vaguada en paulatina profundización meridional para el día D (–2), Figura 74b, a medida que la circulación ciclónica de superficie se confina hacia la región central de la vaguada. Aquí, hay que señalar que las características de la COL que mantienen el desarrollo de la baja anómala observada frente a Chile se debilitan rápidamente, reduciéndose la componente baroclínica sobre el centro de esta baja anómala de superficie, llegando a predominar condiciones barotrópicas; véase las líneas de espesores de capa media y alta de la tropósfera bajo la misma directriz del núcleo mínimo del sistema de baja presión.

Si bien, el interés no es el desarrollo de la etapa final de la COL; no obstante, el debilitamiento de este patrón sinóptico de tropósfera media fue provocado por la irrupción de la onda cortante anticiclónica en el avance del anticiclón migratorio hacia el suroeste (noreste) del centro de esta baja anómala de superficie, para intensificarse la elongación meridional del eje de la vaguada hacia latitudes más bajas, la cual, a su vez, está modulada directamente por la distribución latitudinal de la intrusión máxima de la TD (recuadro negro) hacia la base de la vaguada, denotada por el apiñamiento de espesores de capa media y alta al norte de los 30°S, en el día D (–1) para el caso de invierno (primavera).

En particular, para el día D (-1), Figura 74c, se ubica un núcleo aislado de incremento máximo de espesores en la capa alta entre las latitudes de 20°S y 30°S, indicativo de un máximo local en la vorticidad térmica de tropósfera alta, localizado justo encima del máximo gradiente de espesores de la capa media y una cuña superficial bajo una tendencia positiva de la SLP, dominado por isóbaras mayores a 1020 hPa. Cabe mencionar, que en el caso de invierno este núcleo térmico aislado de capa alta se ubica al norte de la COL y una baja anómala débil de superficie; mientras que, en primavera, se ubica sobre el dominio del sistema de alta presión.

Esta evolución del campo de espesores de capa troposférica alta está de acuerdo con el análisis de Hirshberg y Fritsch (1991), quienes sugieren que el proceso de profundización de una vaguada extratropical de niveles altos, debe estar acompañado por un calentamiento de troposfera alta dentro de la estructura de la vaguada. En la tropósfera baja, por otro lado, un domo frío (líneas negras entrecortadas) bien definido se observa bajo la intensificación de la circulación de niveles altos. Esta estructura termal es consistente con la de las circulaciones cerradas inducidas por la anomalía negativa de la VP de Ertel de tropósfera alta (Figuras 59 – 60, 65 – 66, y 71 – 72), y proporciona fuerte evidencia de que el campo de VP de tropósfera alta dicta el mecanismo de gatillador sinóptico para la sucesión de eventos extremos de viento (JCBN) frente a la costa del Perú durante el invierno austral.

De lo anterior y en acuerdo con el arreglo de la ecuación de continuidad (Ec. 8, Figura 6) propuesto por Bosart *et al.* (1992), la Figura 75 resume la conservación térmica de la masas del aire desde la tropósfera alta a superficie, a partir de un análisis temporal de la tendencia de espesores sobre la región de la caída máxima de la TD durante el periodo analizado para ambos casos de estudio, donde, la intensificación la piscina cálida (fría) de la tropósfera alta sobre (debajo) del máximo hundimiento de la TD implica una divergencia (convergencia) del flujo de masa en niveles altos (bajos). Por lo tanto, la divergencia máxima del flujo de masa requerida para intensificar el gradiente de la TD hacia latitudes más bajas se encuentra enteramente en la tropósfera alta (Figura 75a). Luego, la circulación se debilita hacia la tropósfera baja para el día D (+0), Figura 74d, en respuesta del debilitamiento de la capa media (1000 – 500 hPa) y la convergencia del flujo de masa de tropósfera baja debajo de la máxima intrusión de la TD (Figura 75b).

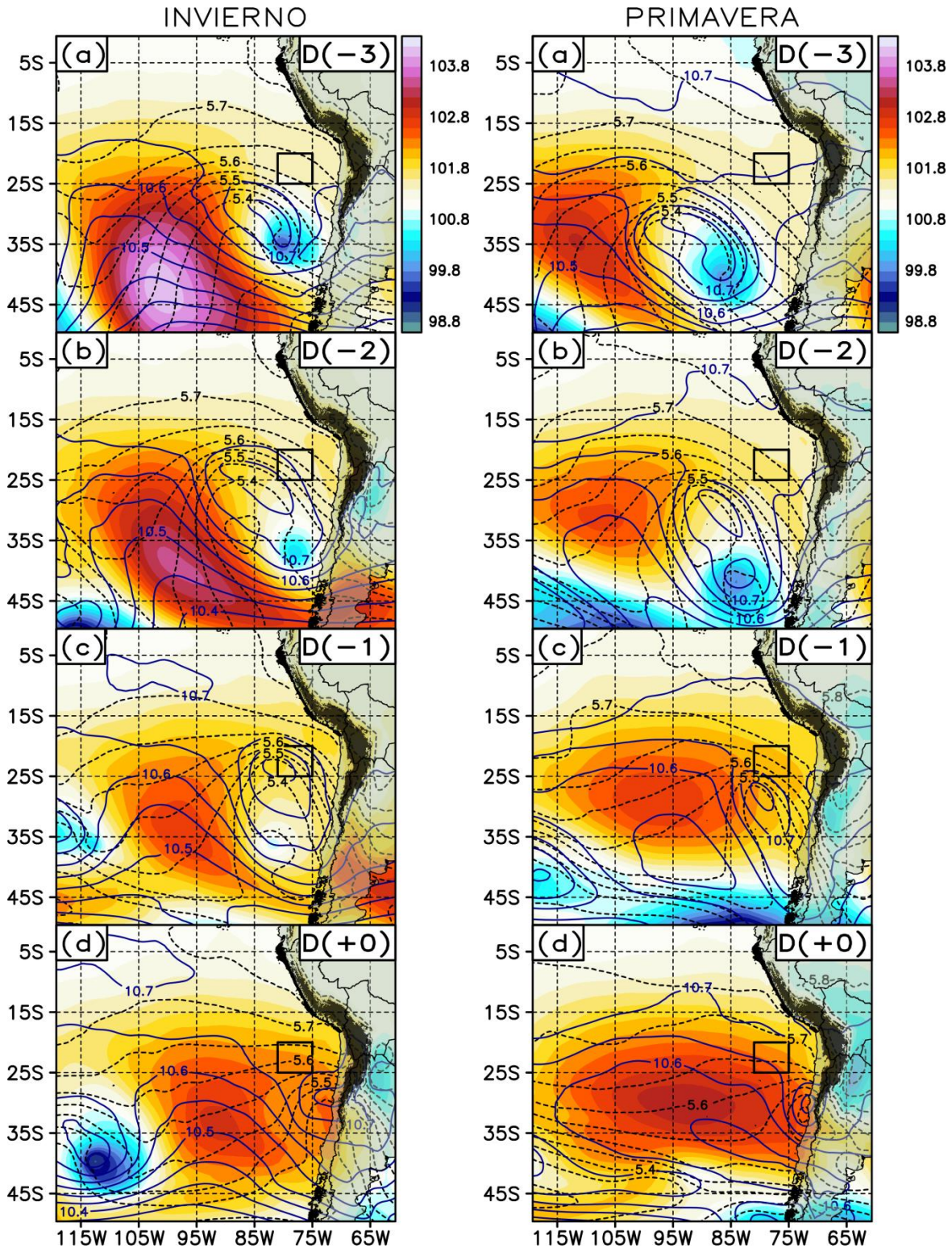


Figura 74: Análisis termodinámico para la secuencia espacial, (a) – (d), del caso de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). Campo de espesores entre 1000 – 500 hPa (contornos negros entrecortados, intervalos cada 0.5 km), campo de espesores entre 500 – 100 hPa (contornos azules sólidos, intervalos cada 0.5 km), y la SLP (colores, 0.2 daPa). El recuadro negro muestra la región de máxima intrusión de la TD.

En troposfera baja, la tendencia de la SLP es positiva, de aproximadamente +7 (+11) hPa en 72 horas previas al día D (+0), para el caso de invierno (primavera), y es observada debajo de la profundización de la vaguada (Figura 74, recuadro negro) durante la formación de la cuña superficial (Figura 74, 75c) en comparación con la vigorosa caída del geopotencial en altura. Esta observación es consistente con la presencia de baroclinicidad en niveles bajos de la tropósfera durante el día de la caída máxima de la TD hacia latitudes más baja, y un máximo de advección horizontal de masas de aire frío (se detalla en la siguiente sección) asociadas a la convergencia del flujo de masas de aire desde niveles medios a bajos, lo cual sustenta el aumento súbito de la SLP hacia la base de la vaguada en profundización en el día D (-1).

Además, de la Figura 75, el aumento constante de la SLP a partir del día D (-3), en la región de máxima caída de la TD (Figura 74, recuadro negro), durante todo el evento (Figura 75c, región sombreada verde) refleja una relación continua con la evolución del incremento (disminución) de los valores del campo de espesores de la capa térmica alta (baja), Figura 75a (b), sobre la configuración espacial de una cuña en superficie (Figura 74, a - d). A partir del día D (-2), se observa el desacople paulatino del núcleo cálido y frío aislado en la capa térmica alta y baja, respecto de la circulación ciclónica barotrópica de superficie (Figura 74b), la cual se inhibe en adelante, debido al incremento de la cizalladura anticiclónica; por lo que, la influencia de la compensación de masas por continuidad en la estructura de la tropósfera media y alta se pronuncia hacia el día D (-1) y D (+0), Figuras 74c, d. Durante este periodo, la cuña de superficie se mueve rápidamente hacia la región de máxima curvatura del centro de circulación en 500 hPa (Figuras 53d, e) y hacia la región de incremento (disminución) de la capa alta (baja) de espesores bajo el incremento de la divergencia (convergencia) del flujo de masas entre estas capas térmicas. Uno puede concluir, por tanto, que el resultado final de la elongación meridional de la vaguada en altura es la proyección horizontal de la cuña en superficie justo debajo de la compensación de masas de aire en la estructura vertical de la caída de la TD encima de la base del eje de la vaguada profundizada hacia latitudes más bajas. Ello, está sustentado por el mecanismo físico de conservación de las masas en la ecuación de continuidad, que finalmente, permite explicar la relación entre la caída de la TD y el incremento súbito del campo de la SLP debajo del domo frío en la estructura de la vaguada de troposfera media.

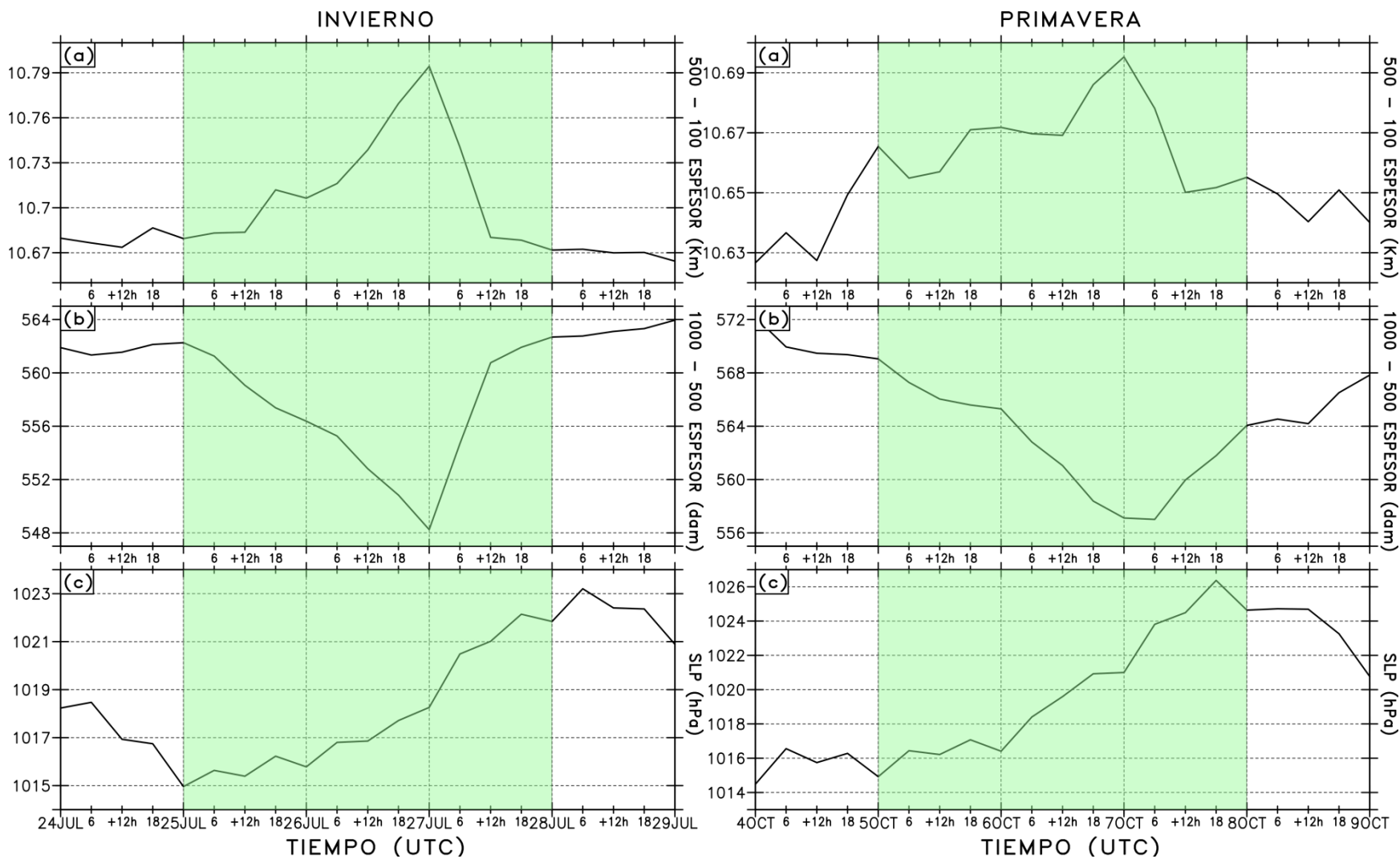


Figura 75: Análisis termodinámico para la secuencia temporal, (a) – (c), del caso de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). Series temporales, a) máximo valor de la capa 500 – 100 hPa en el eje de vaguada de niveles altos (km), b) valor máximo de la capa 1000 – 500 hPa (dam), y c) la SLP (hPa) debajo de la región de máxima intrusión de la TD (Figuras 68 y 74).

Para concluir con la perspectiva cuasigeostrófica en el intercambio de los mecanismos físicos de tropósfera alta y baja, se utiliza el análisis cuasigeostrófico de la tendencia de la altura del geopotencial (Ec. 25), la cual es utilizada para demostrar que la profundización de la vaguada en la tropósfera media y alta está gobernada por la evolución del campo de la VP en la tropósfera alta (baja estratósfera).

La Figura 76 muestra un análisis detallado de la Ec. 25 para el día D (-1). Recordemos que en este escenario se observó la máxima contracción horizontal (elongación meridional) de la vaguada en altura con una caída pronunciada de la TD hacia la base de su eje asociado al aumento de la VR en 500 hPa, extendida hacia la región difluente, y VP en 300 hPa, observándose una región de descenso de aire estratosférico fuerte, a lo largo del flujo de viento corriente arriba al eje de la cuña intrusiva hacia el centro de la vaguada. Asimismo, en el caso de invierno, se identificó la intensificación de un jet streak en la proyección del Jet Subtropical sobre la base del eje de vaguada.

Los campos de la tendencia total QG del geopotencial (Término A, Ec. 25) en los niveles de 300, 500, y promedio 700 – 600 hPa están representados en las Figuras 76a, b y c, respectivamente. Los campos de tendencia del geopotencial de 300 y 500 hPa están dominados por una zona acoplada de ascensos y descensos hacia la base de la vaguada ocluida que se debilita hacia la tropósfera media y expande el eje difluente de la vaguada desde NO a SE. Los valores más negativos de la tendencia total del geopotencial son maximizados en la región de fuerte gradiente de VP y adquieren la escala horizontal aproximada del hundimiento de la TD (Figura 55d, Figuras 61 y 62, Panel central). Hacia la tropósfera baja, los valores y gradiente de la tendencia total del geopotencial se debilitan significativamente; sin embargo, la distribución espacial del dominio de la caída del geopotencial se acentúa hacia latitudes subtropicales, reduciéndose la intensidad los ascensos frente al norte de Chile visto en niveles medios y altos. La caída de la tendencia del geopotencial se coloca en la base de la vaguada tendida hacia la región centro – sur del litoral peruano y norte chileno; es más notorio en el caso de invierno.

Los campos de la tendencia del geopotencial inducidos por la advección de vorticidad absoluta geostrófica (Término B, Ec. 25) en los niveles de 300, 500 y 600 – 700 hPa son representados en las Figuras 76d, e y f, respectivamente. Los correspondientes campos de

tendencia del geopotencial inducidos por la advección diferencial de la temperatura (Término C, Ec. 2) están representados en las Figuras 76g, h, i. Juntas, estas figuras indican que esencialmente el patrón general de la tendencia QG de la altura del geopotencial en el día D (-1) está inducido principalmente por el Término B, considerando que el Término C se maximiza marcadamente cuando la vaguada alcanza su máxima amplitud meridional, por ello la comparación es válida para el día D (-1).

De la definición del Término C, sabemos que la advección de temperatura vertical se maximiza hacia los ejes de las vaguadas y cuñas, dado que los gradientes más intensos de temperatura se establecen entre los ejes. En tanto, para los casos de las Figuras 76g – i, el incremento apreciable de la tendencia del geopotencial inducido por el Término C entre la tropósfera baja, media y alta puede ser entendida de la siguiente manera, la advección fría (cálida) del aire delante (detrás) del eje de la vaguada está generalmente confinada hacia niveles sobre los 500 hPa, la advección cálida (fría) delante (detrás) del eje de la vaguada de la troposfera media, y la advección fría (cálida) del aire delante (detrás) de la vaguada de los niveles entre 700 y 600 hPa. Este patrón de la advección diferencial de la temperatura del aire produce una caída (ascenso) máximo de la tendencia total del geopotencial en tropósfera alta, la cual se debilita hacia tropósfera media, delante (detrás) del eje de vaguada. Así también, se puede afirmar que este patrón encontrado refleja principalmente el movimiento simultáneo de la piscina cálida de tropósfera alta y la piscina fría de tropósfera baja. La piscina cálida (valores positivos) presenta un avance hacia la base de vaguada, debido a la profundización de la TD cuyas características cálidas de las masas de aire son advectadas adiabáticamente hacia niveles medios; mientras que la piscina fría de tropósfera media se repliega hacia niveles más bajos (máximo de 700 hPa), debido al efecto de la caída neta del geopotencial, lo cual simula el movimiento vertical aparente (se detalla más adelante). Como tal, esto refleja el carácter altamente distorsionado de la TD en toda la estructura de la vaguada, así como, el fuerte gradiente de espesores de capa media (1000 – 500 hPa) que se evidencia en la vaguada profundizada.

Por otro lado, la Figura 77, muestra el análisis específico de la máxima elongación de la vaguada frente a Chile y la secuencia temporal del Término B, Término C, viento total y SLP para secciones latitudinales y longitudinales.

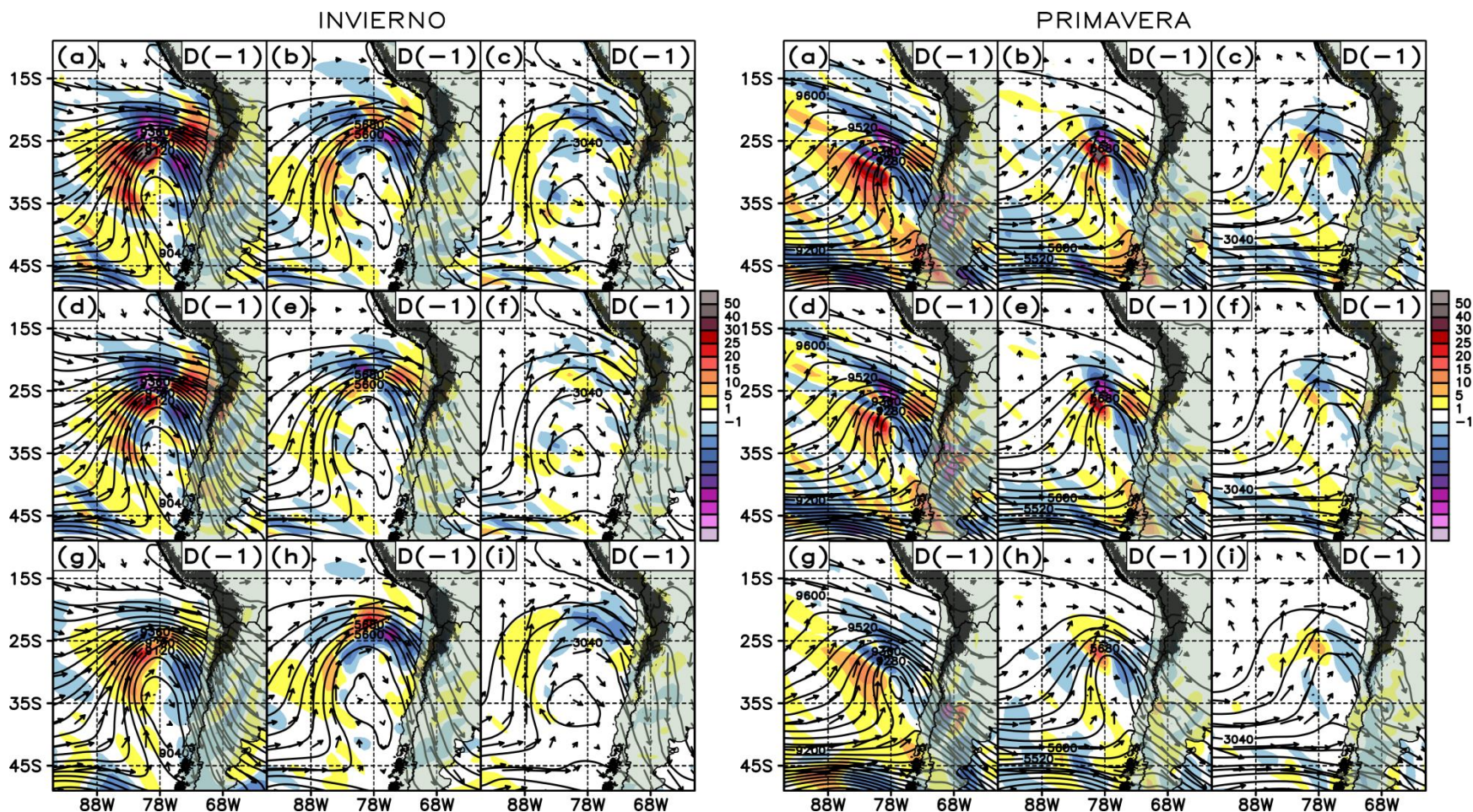


Figura 76: Campos QG de la tendencia del geopotencial (Ec. 25) para el escenario D - 1 evaluados en los casos de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho). (a) - (c), tendencia total del geopotencial (Término A) en los niveles de 300, 500 y 700 - 600 hPa, respectivamente. (d) - (f), contribución a la tendencia total del geopotencial en 300, 500 y 700 - 600 hPa, respectivamente, a partir de la advección de vorticidad absoluta geostrófica (Término B). (g) - (i), contribución a la tendencia total del geopotencial en 300, 500 y 700 - 600 hPa, respectivamente, a partir de la advección diferencial de la temperatura (Término C). Los colores azulados (rojizos) indican caída (levantamiento) del geopotencial expresados en $m.6h^{-1}$. Los contornos (mgp) y vectores ($m.s^{-1}$) negros se muestran en los niveles isobáricos señalados.

La Figura 77a (Panel sup. e inf.) muestra el Término B en la profundización máxima de la vaguada para el nivel promedio de 500 y 300 hPa, de donde se puede observar una fuerte interacción de núcleos de advección anticiclónica y ciclónica que gobiernan el movimiento horizontal de la onda baroclínica. En ambos casos de estudio, se identifican dos regiones de advección anticiclónica, la primera (al oeste del eje de la vaguada) se asocia a la intrusión de la cuña hacia el centro de la vaguada, y la segunda se asocia al flujo de viento de bloqueo al avance de la onda corta ciclónica proveniente de los Andes. La primera, permite el avance en sentido NE de la AM, intensificándola en superficie hacia la base de la vaguada. Asimismo, se identifica núcleo de advección ciclónica ubicada en 20°S (25°S) para invierno (primavera) que permite el avance de la onda corta hacia el SE del flujo de oestes, tornándose lenta y contrayéndose horizontalmente por el bloqueo anticiclónico. De esto último y de acuerdo al análisis de tendencia QG del geopotencial, existe advección ciclónica y caída del geopotencial corriente abajo al eje de máxima vorticidad geostrófica, de manera contraria a la advección anticiclónica, observándose una relación directa con la intrusión de la VP en las regiones de advección ciclónica.

Comparando las Figuras 77b (Panel sup. e inf.) y dado que la velocidad del viento en la vecindad de la vaguada son normalmente indicadores del movimiento de la vaguada (Bluestein, 1993), entonces, ya que el caso de invierno presenta un jet streak asociado a la caída del geopotencial, la vaguada tiende a migrar hacia latitudes más bajas; mientras que en el caso de primavera, el viento geostrófico se maximiza hacia la región difluente de la vaguada; por lo que, esta tiende a migrar hacia el sur. Por tanto, la configuración de invierno respecto de primavera presenta mayor persistencia en su paso hacia continente.

Lo anterior se resume en el diagrama de Hovmoeller en las Figuras 77b (Panel sup. e inf.), las cuales denotan la clara relación que existe entre las configuraciones sinópticas de tropósfera baja y alta, como lo es la intensificación de la anticiclogénesis en superficie, a partir del día D (-2), debido a la paulatina intensificación de la advección anticiclónica (Término B, positivo) de niveles altos, entre 90°W - 75°W, que irrumpe disminuyendo la advección ciclónica (Término B, negativo) hacia el día D (-2), debilitándose la ciclogénesis hacia el día D (-1). Cabe señalar que la robusta actividad ciclogénica guarda relación con los máximos valores de advección ciclónica 72 horas previas al evento central.

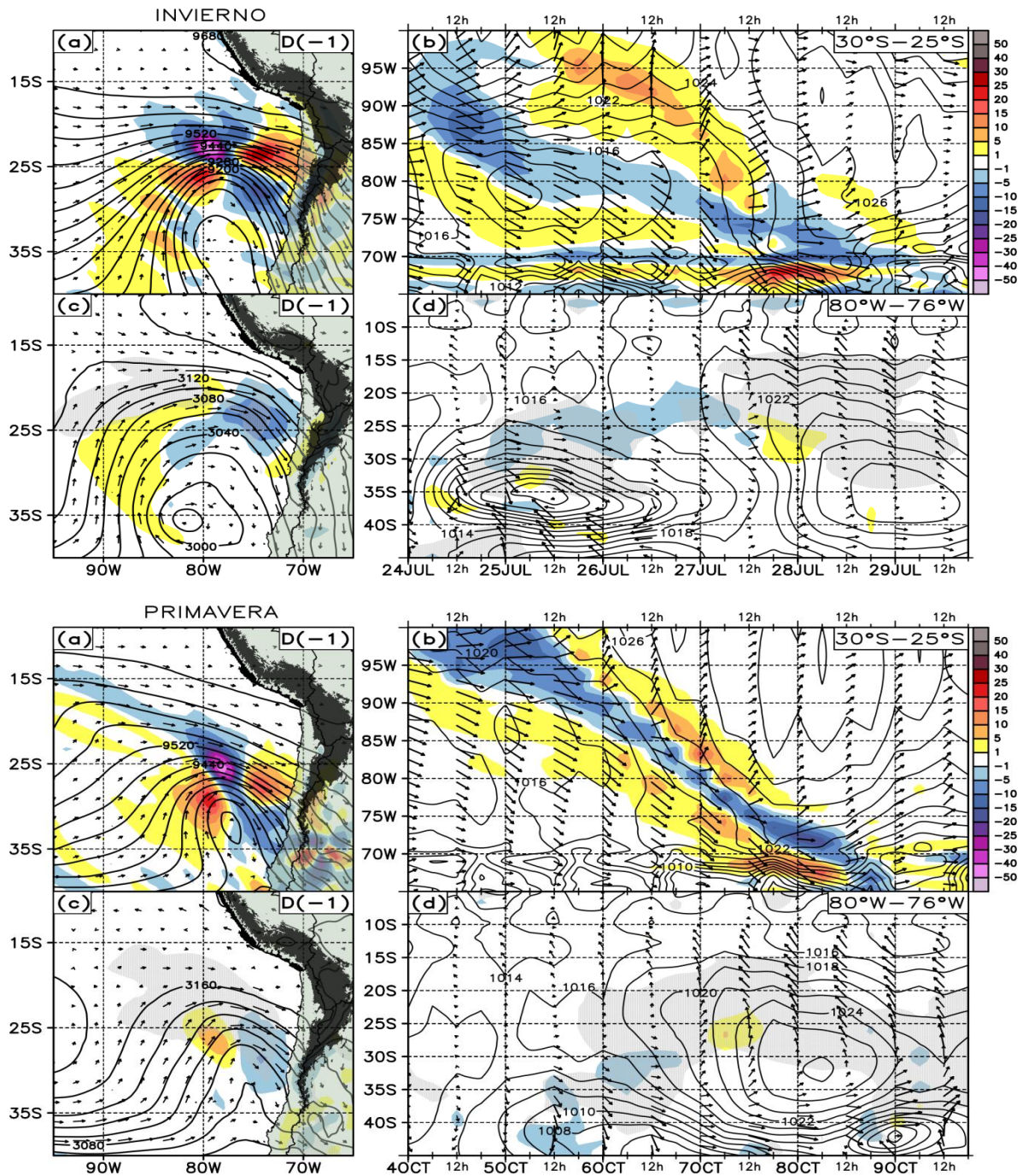


Figura 77: Interacción de alta y baja atmósfera para el periodo de invierno (Panel superior) y primavera (Panel inferior). (a) Advección horizontal de la vorticidad relativa geostrófica (Término B, colores en leyenda $\times 10^{-13} \text{ s}^{-3}$) entre los niveles de 500 – 300 hPa, velocidad geostrófica (vectores) y altura geopotencial (contornos) en el nivel de 300 hPa, (b) secuencia temporal – latitudinal del Término B y viento promedio entre 500 – 300 hPa, y la SLP en superficie (contornos negros, cada 2 hPa), entre 80°W – 76°W. (c) Advección diferencial de temperatura (Término C, colores en leyenda $\times 10^{-13} \text{ K.s}^{-3}$) entre los niveles de 700 – 500 hPa, velocidad geostrófica (vectores) y altura geopotencial (contornos) en el nivel de 700 hPa. La región sombreada gris representa la advección de temperatura horizontal menores a $-5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C.s}^{-1}$. (d) Secuencia temporal – meridional del Término C promedio entre 700 – 500 hPa, advección horizontal de temperatura promedio entre 925 – 700 hPa, viento total (vectores gruesos, $WR > 12 \text{ m.s}^{-1}$) en 950 hPa, y SLP en superficie (contornos, cada 2 hPa), entre 30°S – 25°S.

Es importante señalar que el incremento de la advección ciclónica a partir del D (-1) se asocia con la caída máxima de la TD. Este último, a su vez, conduce al aumento de la tendencia positiva de la SLP entre 80°W – 75°W, para luego, incrementar el gradiente isobárico hacia la ladera occidental de los Andes.

Otro aspecto importante en la evolución de la onda baroclínica es la intensificación de la vaguada, por ello, la Figura 77c (Panel sup. e inf.) muestra la advección diferencial de temperatura (Término C) entre los niveles de 700 y 500 hPa, donde se observa una región con advección de temperatura cálida (fría) corriente arriba (abajo) al eje de cuña (vaguada) en el nivel de 700 hPa, siendo más notorio al norte de la latitud de 25°S, para el evento de invierno. Por tanto, de acuerdo a la teoría cuasigeostrófica, la región cálida (fría) amplifica (profundiza) la cuña (vaguada) por debajo de la tropósfera media y tiende a ubicarse en una región de fuerte movimiento vertical descendente (ascendente) adiabático hacia la tropósfera baja.

Recordemos que la Ec. 25 ignora los efectos de fricción y calentamiento diabático de tropósfera baja; por lo que, al relacionar esta postulación anterior con la perspectiva de invertibilidad de la VP podemos afirmar, a partir de los casos, que una anomalía negativa (positiva) de la VP o hundimiento (levantamiento) de la TD conduce a una caída (alza) de la tendencia QG del geopotencial en la región del movimiento vertical ascendente (descendente) causado por el enfriamiento (calentamiento) adiabático desde la superficie. Esto, a su vez, reduce (aumenta) el espesor de la columna atmosférica en niveles medios y bajos, disminuyendo (incrementando) los valores del geopotencial de la vaguada (cuña) de tropósfera media, a lo largo de la región difluente (confluente) hacia su base.

En el día D (-1), la Figura 77c (Panel sup. e inf.) también muestra una máxima advección horizontal de temperatura fría en niveles bajos (925 – 700 hPa) hacia la base de la vaguada profundizada (matiz de color gris) en el nivel de 700 hPa. Esto se explica por la ecuación termodinámica (Ec. 14), la cual sustenta que este enfriamiento horizontal responde al movimiento vertical descendente hacia la base de la vaguada y está asociado al incremento significativo de la presión superficial dominado por la anticiclogénesis. Esta relación se observa en los diagramas de Hovmoeller de las Figuras 77d (Panel sup. e inf.), en la sección longitudinal comprendida entre 80°W y 78°W.

Las Figuras 77d (Panel sup. e inf.) muestran la variación temporal de la SLP (líneas negras), Término C (matiz de colores), advección horizontal de temperatura (matiz de grises) y el viento total en 950 hPa.

En efecto, es notorio el predominio de la ciclogénesis días previos a D (-1), dominada por la advección diferencial fría y una continua caída de la tendencia QG del geopotencial hacia latitudes subtropicales. A partir del día D (-2), la ciclogénesis disminuye hacia el sur de 35°S y empieza a predominar la anticiclogénesis sobre los 30°S, observándose el ingreso de una cuña en superficie, entre 30°S y 15°S, denotada por valores de isóbaras sobre 1020 hPa. Hacia el día D (-1), la extensión meridional de la caída del geopotencial se muestra entre 25°S y 20°S (30°S y 25°S) para el caso de invierno (primavera) y sobre la cuña en formación de superficie, lo cual induce al incremento del gradiente baroclínico en superficie (contraste térmico) y el aumento de la tendencia positiva de la SLP que favorece el desarrollo de la cuña debido al predominio de la advección de vorticidad anticiclónica observado en las Figuras 77b.

Luego, hacia el día central, D (+0), se observa el dominio de la advección diferencial cálida superpuesta a la intensificación de la cuña, lo que refuerza el patrón de subsidencia adiabática hacia la tropósfera baja, permitiendo el dominio de la anticiclogénesis hacia la costa oeste de Sudamérica. Por ende, en la intensificación paulatina de la cuña hacia el día D (+0), es evidente ver el desplazamiento de la advección horizontal fría hacia latitudes subtropicales (máximo en 15°S) en dirección del viento a lo largo del gradiente isobárico entre la ciclogénesis y anticiclogénesis, lo que contribuye al incremento del contraste térmico en la zona baroclínica y apoya al incremento exacerbado gradiente meridional de presión, con una variación de la SLP de hasta 12 hPa entre 25°S y 10°S (se detalla en la siguiente sección). Esta maximización del gradiente horizontal de la SLP hacia latitudes subtropicales se traduce en el aumento de la velocidad del viento en 950 hPa, lo cual conduce a intensificar el JCBN sobre la costa peruana.

Finalmente, la variación vertical de los Término B y C en comparación a la distribución vertical de la TD se resume en las Figuras 78a – c para los casos de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho), a partir de las secciones latitudinales (25°S) y longitudinales (80°W) para el día D (-1).

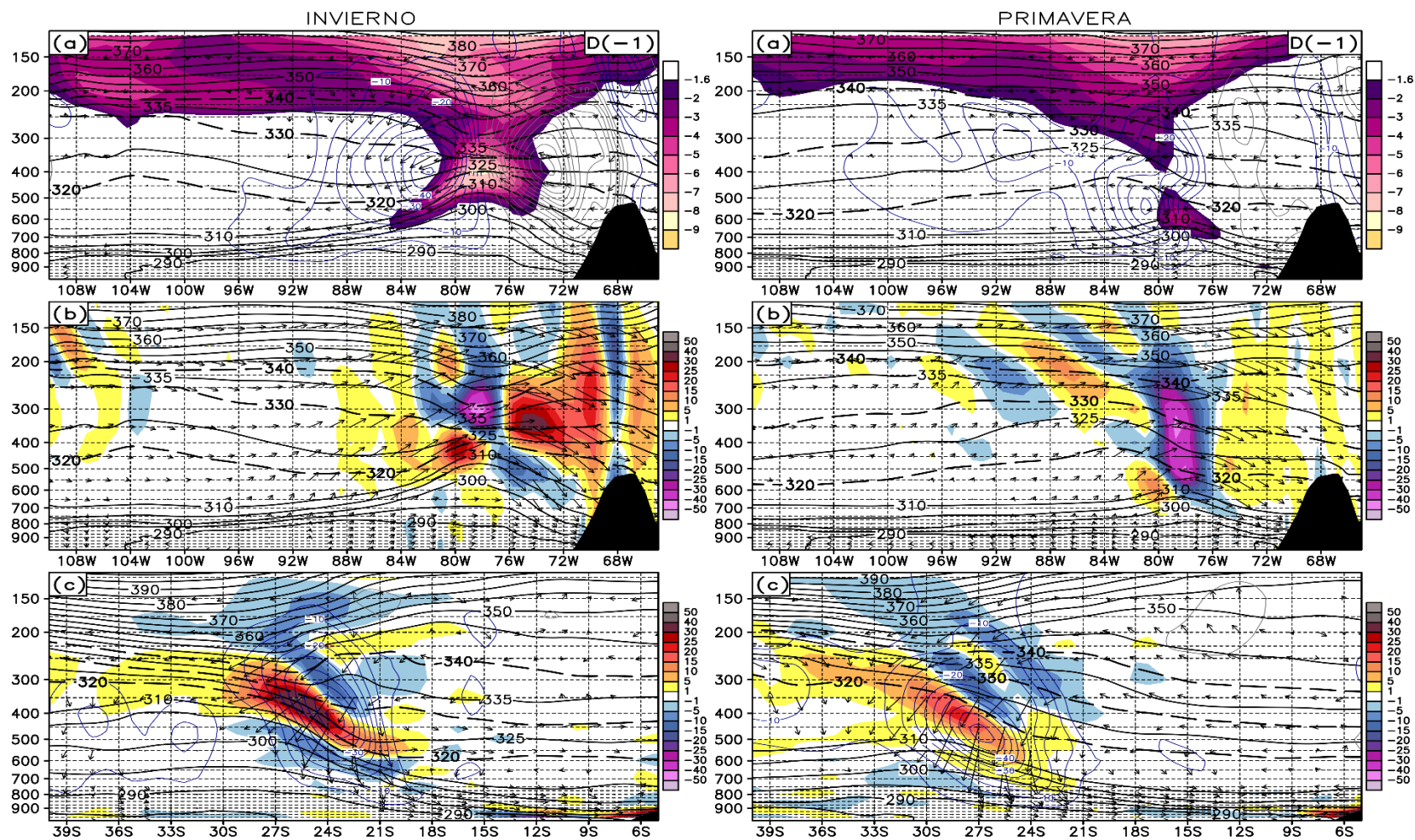


Figura 78: Estructura vertical latitudinal y longitudinal de la VP de Ertel y Términos B – C (Ec. 25) durante el escenario D – 1, para el caso de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel izquierdo). Secciones latitudinales (25°S) se muestran en (a) VP de Ertel ($\text{TD} < -1.5\text{UVP}$, colores), temperatura potencial (contornos negros), movimiento vertical (ω) y viento total ageostrófico (vectores), y (b) Término B (colores), temperatura potencial (contornos) y viento geostrófico (vectores). La sección longitudinal (80°W) se muestra en (c) Término C, (colores), temperatura potencial (contornos negros), movimiento vertical (ω). En (a) y (c), los descensos (ascensos) están representados con contornos azules (negros). Los vectores se muestran cada 2 puntos de grilla.

Las Figuras 78a y b muestran la relación inmediata entre la región de fuerte gradiente vertical de la VP durante la intrusión de la TD hacia niveles bajos de la tropósfera y la fuerte cizalladura ciclónica impuesta por el Término B en la Ec. 25. De esto último se puede evidenciar que la componente ciclónica se muestra intensificada sobre el domo frío de tropósfera media, siendo más coherente en el caso de invierno que en el de primavera, pero con menor extensión vertical hacia la estratósfera baja. En el caso de invierno, se puede ver que la advección anticiclónica, en la proyección de la incursión de la cuña hacia el domo frío, se intensifica justo al oeste del eje de la onda ciclónica y debajo del hundimiento de la VP, lo cual sustenta el rápido desplazamiento de la cuña en 500 hPa sobre el centro de la vaguada, observado en la descripción sinóptica de la primera sección (Figura 53c y d). En tanto, la intensificación de la advección ciclónica en la región de máximo hundimiento de la TD se justifica por la incursión del jet streak asociado a la superposición del Jet Subtropical sobre el eje de la vaguada, mejorando la convergencia hacia niveles medios (Figura 54c y d). Estas mismas características se observan en el caso de primavera, exceptuando la incursión de un jet streak aunado al descenso de la TD.

En general, para ambos casos durante el día D (-1), la advección de vorticidad anticiclónica impuesta en ambos flancos de la caída de la TD aunada a la intensificación de la cizalladura ciclónica permiten la contracción horizontal de la vaguada en altura, lo cual mejora la caída de la tendencia QG del geopotencial y la profundización de la TD.

Las Figuras 78c, en ambos casos, sustentan la caída de la tendencia QG del geopotencial a partir del Término C. De donde se puede apreciar una clara estratificación térmica de la estructura atmosférica, a medida que se intensifica el hundimiento de la TD para ≈ 24 horas previas al evento central en la costa peruana. La fuerte amplificación del geopotencial entre 250 y 550 hPa se asocia a la incursión meridional cálida estratosférica hacia la tropósfera. Esto, a su vez, conduce a la caída del geopotencial en tropósfera baja y alta, relacionados a la reducción de los espesores de capa media entre los niveles de 750 y 600 hPa (domo frío) y a la profundización meridional del JS entre los niveles de 200 y 300 hPa; particularmente por la componente meridional del Jet Subtropical (340 – K). Esta estructura térmica induce los descensos (contornos azules) por compensación de masas de aire, los cuales se asocian a la posterior intensificación del JCBN descrita por el movimiento ageostrófico (vectores).

c) Correlaciones lineales.

Para concluir esta subsección se estudió las asociaciones estadísticas más importantes a partir de los parámetros físicos encontrados en común entre las dos perspectivas evaluadas anteriormente y el grado de explicación de estos, respecto de la intensidad del JCBN a lo largo del litoral del Perú. En específico, los resultados del análisis de correlación espacial y lineal con desfases temporales se detallan en la Figura 79 y el Anexo 13, respecto de la intensidad lineal del JCBN sobre A1, de donde se observan los siguientes criterios:

- ❖ En niveles de tropósfera baja (900 y 700 hPa), considerando solo el movimiento vertical descendente (ω) sobre la zona A2, se observa que la subsidencia asociada al patrón atmosférico de cuña – vaguada representa hasta $\approx 60\%$ de la varianza explicada para la sucesión de los casos extremos del JCBN en el Perú, observándose mayor correlación espacial en el nivel de 700 hPa (Figura 79a) durante los escenarios Des (-1) y Des (+0), viéndose un máximo valor de $r^2 (\approx 0.7)$ para el escenario central, Des (+0).
- ❖ El índice denotado como el gradiente meridional del geopotencial en 950 hPa explica casi toda la variabilidad de la intensificación del JCBN con un $r^2 \approx 0.97$ (Figura 79b) sobre A1 para el día Des(+0), siendo significativo también ≈ 24 horas previas a día central. Lo mismo ocurre con el gradiente meridional de espesores entre 950 – 600 hPa y 950 – 850 hPa con un $r^2 \approx 0.8$ (Figura 79c) y $r^2 \approx 0.67$ (Anexo 13), respectivamente.
- ❖ La mayor predictibilidad temporal para la sucesión de eventos extremos de JCBN en el día Des (+0) ocurre con un desfase de 18 a 24 horas previas al evento central, escenario Des (-1), y se asocia, principalmente, al gradiente meridional de la VP en 200 hPa (Figura 79d) y gradiente meridional del espesor entre 950 – 600 hPa, los cuales representan aproximadamente el 50% y 60% de la varianza total explicada para la ocurrencia de estos eventos (Anexo 13).

Estos índices predictores responden a la dinámica de: (1) la intrusión de la TD y (2) la caída de la tendencia QG del geopotencial, los cuales describen la amplificación de la onda baroclínica sobre el Pacífico sureste días previos y durante la intensificación del JCBN.

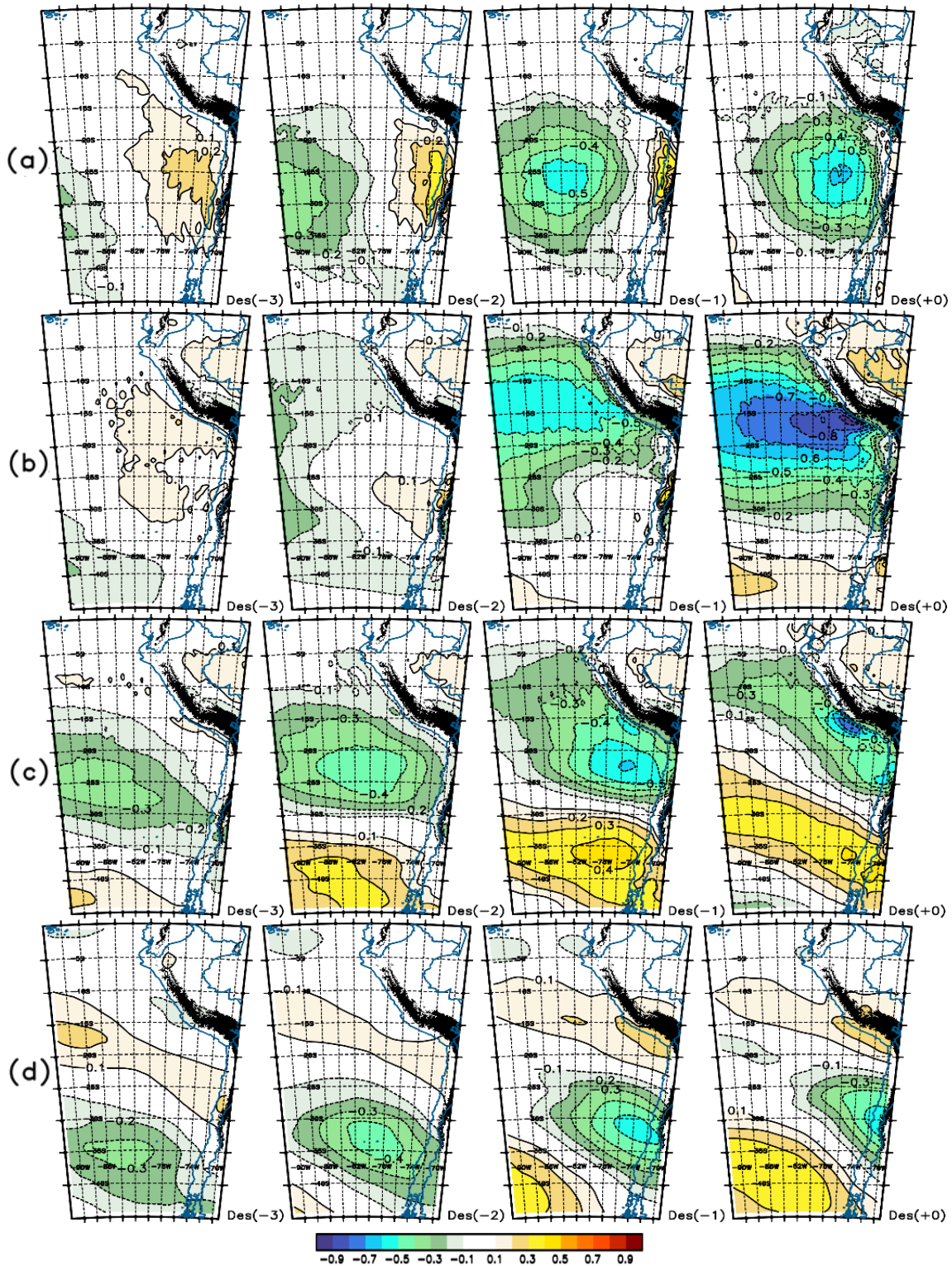


Figura 79: Análisis de correlación espacial de Pearson con desfases temporales (descripción en la Tabla 9) para el total de eventos de JCBN de intensidad fuerte comprendidos en las estaciones de JJA y SON. Se calculó el índice de correlación espacial (colores y contornos) graficados en (a), (b), (c), y (d); a partir del movimiento vertical (ω) en 700 hPa, el gradiente meridional del geopotencial en 950 hPa, el gradiente meridional diferencial entre la capa 950 – 600 hPa, y la VP de Ertel en 200 hPa, en ese orden, respecto de la magnitud del viento total promedio entre la capa 975 – 950 hPa para A1.

4.3.2. Forzantes de mesoescala.

a) Rol del gradiente horizontal de presión.

En esta subsección se enfatiza la dinámica del AGP para la intensificación final del JCBN a lo largo de la costa del Perú. Recordemos que el AGP representa la principal forzante dinámica de superficie (Figura 36) que domina la variabilidad estacional del flujo de viento en la costa oeste de Sudamérica; por lo que, permite la ocurrencia de días con mayor intensidad del viento, principalmente durante la transición de invierno a primavera.

Por tanto, la Figura 107 (Anexo 14) resume la variabilidad del AGP frente a la costa oeste de Sudamérica desarrollado a partir de la evolución de las anomalías promedio de los casos encontrados en los trimestres comprendidos entre JJA y SON en una ventana de tiempo de ± 2 días, de donde se puede identificar dos picos anómalos positivos en el día central correspondientes a las zonas de Pisco y Ldv, siendo ligeramente más intenso durante JJA ($+4 \times 10^{-3} \text{ hPa.Km}^{-1}$).

En la transición de JJA a SON, se observa un incremento paulatino de la perturbación del AGP en dirección norte e incrementándose hacia la latitud de 15°S para el día central (línea roja), siendo más intenso en SON entre las latitudes de $20^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}$. Esta intensificación de la perturbación del AGP corresponde a una condición necesaria para la ocurrencia de eventos extremos de viento en la costa central y sur del litoral. Cabe señalar que en esta región costera la relación del viento en superficie con el AGP es atribuido por el rompimiento de la geostrofia, debido a la topografía costera (ej. península de Paracas – Pisco). Tal es así que en la región de Pisco un incremento relativamente pequeño de la AGP ($+2 \times 10^{-3} \text{ hPa.Km}^{-1}$) es capaz de producir un día de vientos intensos a lo largo de toda la costa peruana. Asimismo, en el extremo norte del litoral ($5^{\circ}\text{S} - 7^{\circ}\text{S}$) los saltos de AGP observados respecto al incremento del JCBN en la región sur no parecen presentar cambios en los escenarios evaluados.

Por otro lado, si recordamos las secciones anteriores, para que el AGP se intensifique hacia latitudes subtropicales se requiere de una configuración específica en el anticiclón migratorio de trayectoria este – oeste y con proyección SE hacia la ladera occidental de los Andes.

En efecto, la importancia del estudio de los patrones atmosféricos de larga escala asociados a la dinámica de latitudes medias radica en el incremento de la tendencia positiva de la SLP justo debajo del hundimiento de la TD tras la profundización meridional de una onda baroclínica frente a Chile; con lo que, finalmente, se conduce a la configuración de una cuña en superficie que aumenta el gradiente horizontal de la SLP hacia la costa central y sur del Perú y modula la intensidad del AGP en esta región.

En tal sentido, la Figura 80 resume el rol del AGP en común con otras características propias de la formación de la cuña superficial y la distribución espacial de la alta presión en el Pacífico sureste. Todo ello, en función de la intensificación promedio de la magnitud del viento superficial satelital (sección 3.1.3) y en el nivel del Jet Core (nivel: 975 – 950 hPa) que define al JCBN sobre la región A1 (Figura 31); para los eventos de invierno y primavera, marcándose el periodo D (-1), D (+0), y D (+1). Las características encontradas se describen como sigue,

- ❖ Del gráfico A), es evidente que la intensidad de la magnitud del viento en el nivel del Jet Core (línea sólida) es mayor ($W_r > 16\text{m.s}^{-1}$) a la calculada a 10 m por el satélite (líneas entrecortadas). No obstante, el umbral crítico ($W_r \geq 12\text{m.s}^{-1}$) que define al JCBN es corroborado por ambos casos hacia el día central, D (+0).
- ❖ Del gráfico B), al comparar las series S1 y S2 con la variabilidad temporal de la magnitud del viento en la región A1, se puede identificar que la serie S2 explica mejor la intensificación del JCBN con un gradiente máximo alcanzado de hasta 80 hPa.Km^{-1} (120 hPa.Km^{-1}) en el día D(+0) para el caso de invierno (primavera). Es importante mencionar que la intensificación del núcleo de alta presión hacia el día D(+0) no es un factor determinante para el incremento del viento en superficie, mas sí lo es la tendencia anticiclónica de la cuña superficial entre 20°S y 25°S impuesto por el sistema típico de alta migratoria.
- ❖ Del gráfico C) la variación latitudinal del núcleo máximo del sistema de alta presión al hacia la costa oeste de Sudamérica no se asocia directamente con la variabilidad del viento en A1. Sin embargo, su acercamiento sobre los 30°S es crucial para el apiñamiento isobárico hacia la costa central y sur.

- ❖ Del gráfico D), a lo largo de la superficie costera (Figura 31, líneas entrecortadas negras), días previos a la intensificación del viento frente a la franja costera del centro y sur del Perú (10°S – 18°S) la intensidad del viento anómalamente más débil, llegando hasta los 30°S. Hacia el día central, la intensidad del viento supera los 12 m.s⁻¹ con una anomalía de hasta +5 m.s⁻¹ en la región central y sur. Luego, hacia el día D(+1), la intensidad del viento supera los 12 m.s⁻¹ con un valor de anomalía de hasta +9 m.s⁻¹ hacia la región central y norte de Chile.
- ❖ Del gráfico E), la variabilidad espacio – temporal del AGP se asemeja al viento superficial del gráfico D). Observándose valores negativos (matices azulados) días previos al evento centra, debido a la tendencia ciclónica frente a Chile (Figura 51a – c). Seguido de un incremento significativo entre 5 y 7 x 10⁻³ hPa.Km⁻¹, debido a la intensificación de la cuña superficial hacia la costa norte de Chile y sur del Perú, e incrementándose fuertemente hacia la región de Chile para el día D(+1).

De lo anterior, el factor físico más importante de mesoescala para la intensificación del JCBN en la costa central y sur es la interacción del AGP modulado por el gradiente horizontal de la SLP entre 20°S – 25°S/81°W – 75°W, conducido por la amplificación horizontal de la cuña superficial hacia este cuadrante tras el hundimiento de la TD hacia latitudes subtropicales. Subsecuentemente, las condiciones meteorológicas de superficie (Figura 81) en la estación de Pisco (SPSO) refleja la respuesta regional del JCBN. Se debe recordar que la intensidad del viento sinóptico frente a la costa sur caracteriza al JCBN y modula la intensidad de los eventos conocidos como “Paracas” en esta región costera. En particular, estos eventos normalmente se definen con velocidades superiores a los 12 ms⁻¹; no obstante, el efecto local asume otras características propias para su génesis (Quijano, 2011). Entre estas se considera el incremento paulatino de la temperatura del aire, bajo una atmósfera seca y la disminución drástica de la presión en la estación de hasta ≈ 5hPa en 4 horas, Figura 81a, siendo evidente la disminución drástica de la visibilidad debajo de los mínimos meteorológicos (Figura 81b), relacionado con la mayoría de los eventos del JCBN de intensidad fuerte. Así también, se evidencia un cambio importante de la convergencia a divergencia superficial entre 79°W y 74°W a lo largo de la costa peruana, entre 20°S y 9°S, que sustenta el aumento de la velocidad y cambio direccional del JCBN hacia la península (Figura 81c).

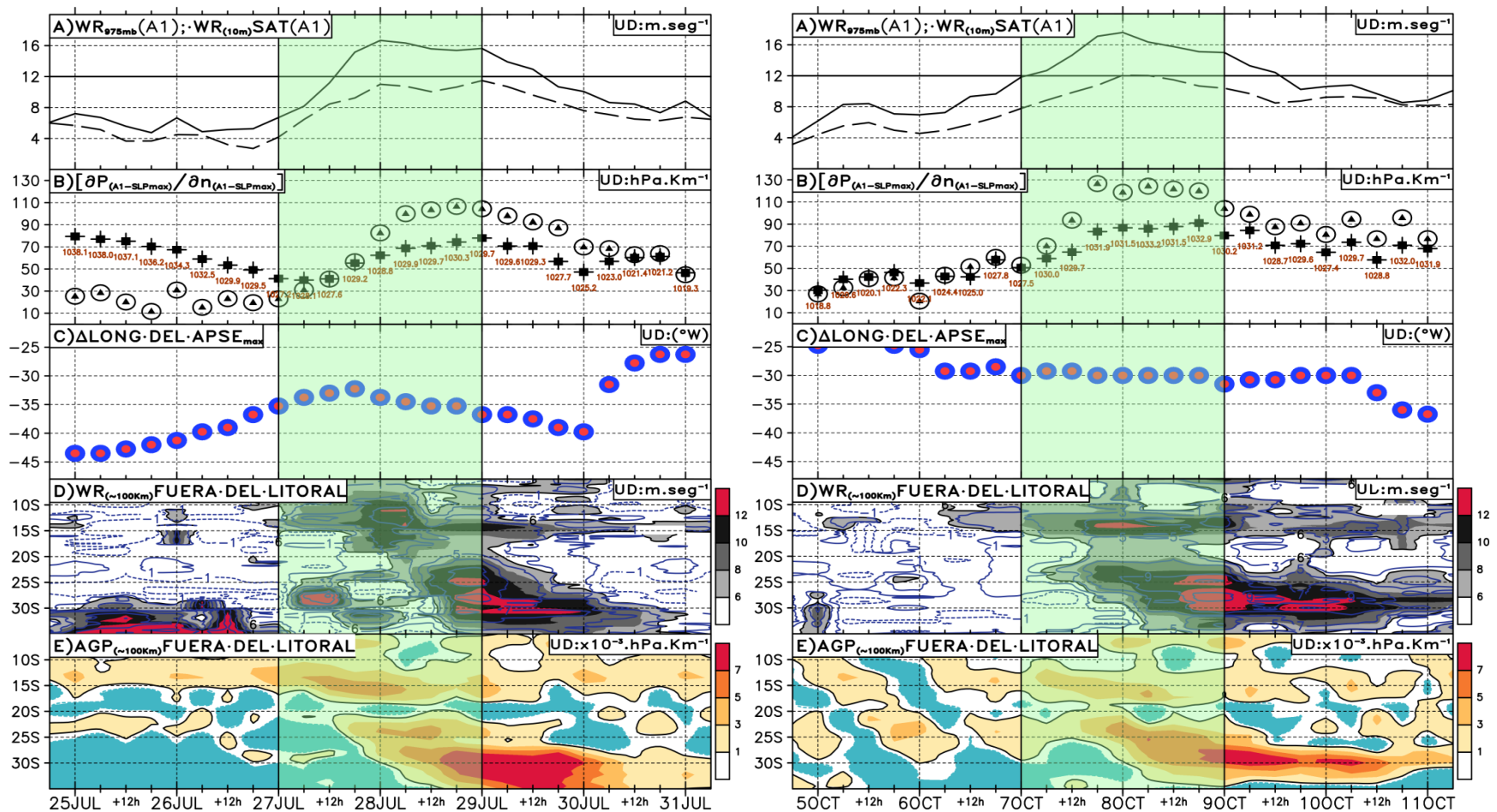


Figura 80: Rol del gradiente de presión en la intensificación del JCBN para los eventos de invierno (izquierda) y primavera (derecha). Gráfico A), Velocidad promedio del viento calculado sobre la región “A1” desde datos de reanálisis (nivel: 975 hPa, línea continua) y satélite (nivel: 10m, línea entrecortada), se remarca la intensidad mínima para definir al JCBN. Gráfico B), gradiente de presión horizontal calculado de 2 maneras: (1) serie temporal con marcas cuadradas representan los valores del gradiente de presión entre el núcleo máximo de presión (valores en sub-índices) sobre el Pacífico sureste y A1, y (2) serie temporal con marcas circulares representan los valores del gradiente de presión entre el cuadrante ubicado frente al norte de Chile (20°S – 25°S/81°W – 75°W, Figura 68 y 74) y A1. Gráfico C), variación longitudinal del núcleo máximo de presión en el Pacífico sureste. Gráfico D), variación latitudinal de la velocidad y anomalía promedio del viento satelital $\approx 100km$ fuera de la costa. Gráfico E), variación latitudinal del AGP, valores positivos (negativos) en matices de rojos (azules).

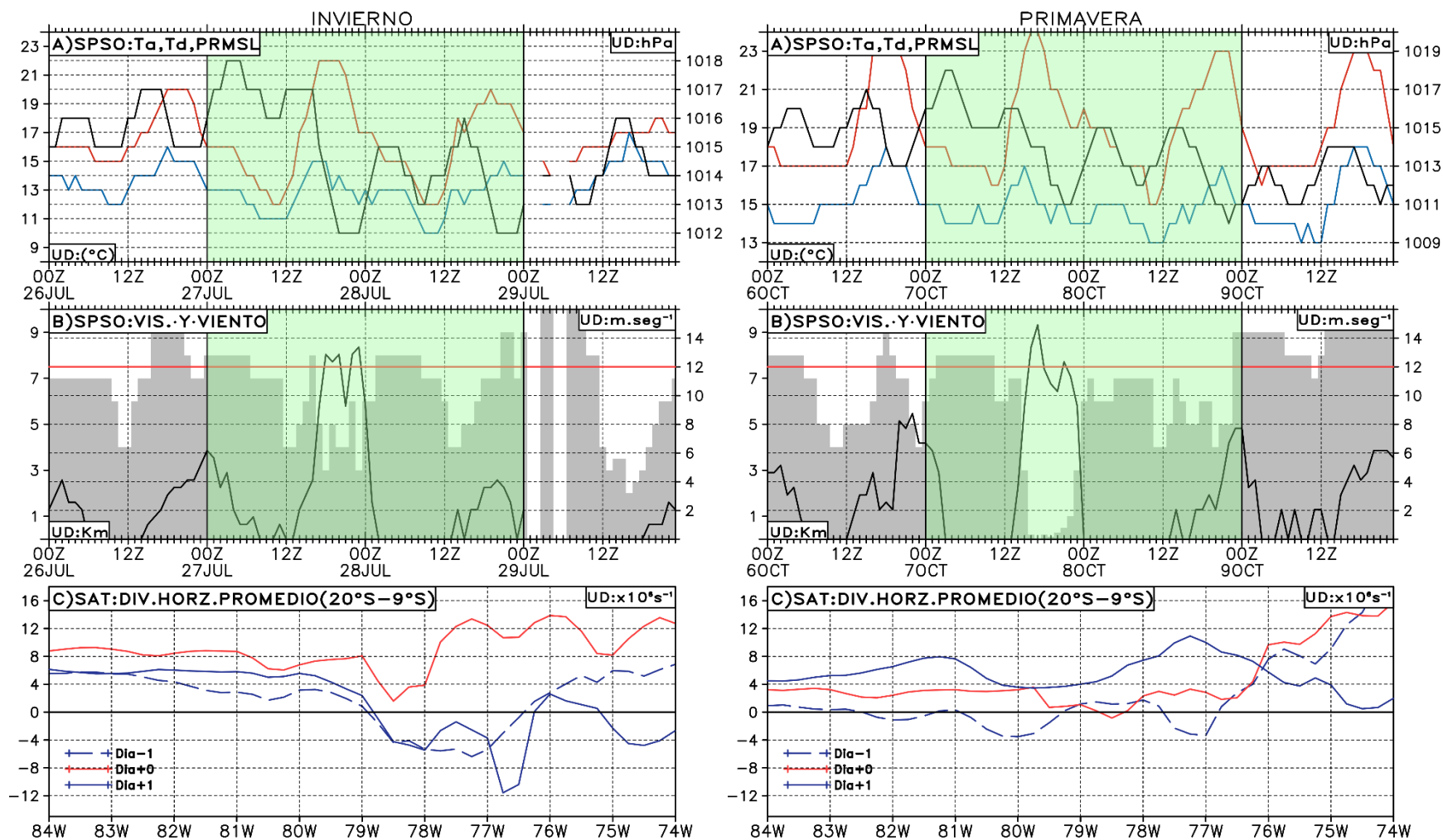


Figura 81: Condiciones meteorológicas observadas en la estación de Pisco (SPSO) para los eventos de invierno (izquierda) y primavera (derecha). Gráfica A), Series temporales de la temperatura aire (línea roja, en °C) y rocío (línea azul, en °C), y presión atmosférica reducida a nivel medio del mar (línea negra, en hPa). Gráfica B), Visibilidad en (barras, eje izquierdo en Km) y magnitud del viento (línea negra, eje derecho en m.s⁻¹), se remarca la intensidad crítica del viento para las tormentas de arena (DS). Gráfica C), variación promedio de la divergencia horizontal del viento satelital (10 m) entre las latitudes de 20°S – 9°S desde la costa a mar afuera. Las unidades se identifican con el prefijo “UD”.

b) Balance del JCBN.

Para terminar el estudio de investigación se analiza un enfoque preliminar de la dinámica de la capa límite marina (CLM) y su relación con el incremento observado del gradiente horizontal de presión hacia la costa central y sur de Perú, conducido principalmente por la tendencia positiva de la SLP frente a la costa norte de Chile. Esto último gatilla la intensificación final del JCBN en el día D (+0), con efectos variables observados en la CLM inclinada sobre la cordillera de costa. Estas variaciones de la CLM se resaltan en la región sur (Pisco, SPSO); no obstante, la forzante sinóptica de niveles bajos produce un efecto indirecto sobre la región central (Lima, SPIM). Ambos efectos son estudiados a continuación.

Recordemos que la formación de la CLM frente a la costa oeste de Sudamérica responde al cambio térmico horizontal de tropósfera baja (baroclinicidad), valores bajos de la TSM a lo largo de la costa (ecosistema frío) y a la diferencia de presiones mar afuera y sobre el terreno costero. Estas definiciones están expuestas en las secciones 2.3.2, 2.3.3, y 2.3.4.

Las Figuras 82 y 83 muestran la evolución temporal de la CLM en la sección transversal, que abarca, por el sur, el Pacífico sureste y por el norte, la costa sur del Perú (Figura 32) variando entre el día D (-2) al D (+2), para ambos casos de estudio. La secuencia gráfica se describe como sigue,

- ❖ En el escenario D (-2), para ambos eventos, se observa una profundización de la CLM mar afuera ($85^{\circ}\text{W} - 78^{\circ}\text{W}$), observándose saltos importantes de la capa de inversión térmica sobre el nivel de 800 hPa debido a procesos de mezcla asociados a la convergencia del flujo de viento sobre la base de la vaguada de tropósfera baja y, de esta manera, se refuerza la subsidencia mar afuera y dentro de la CLM. Asimismo, se observa que el gradiente vertical de humedad relativa, o nivel de la inversión, se incrementa bruscamente hacia el límite costero, lo que mejora el gradiente térmico horizontal. Hacia la costa ($\approx 78^{\circ}\text{W} - 75^{\circ}\text{W}$) y sobre la base de la CLM (invierno: 950 hPa, primavera: 900 hPa), se observa el dominio de flujos de viento de sentido NO sobre el tope de la CLM, que en ausencia de una mayor forzante sinóptica, profundiza levemente la CLM frente a la región sur ($\approx 75^{\circ}\text{W}$).

- ❖ Hacia el escenario D (-1), para el caso de invierno, se identifica un fuerte allanamiento de la CLM entre $77^{\circ}\text{W} - 75^{\circ}\text{W}$ con su base en el nivel de 975 hPa más próximo a la costa ($\approx 75.5^{\circ}\text{W}$). Mientras que, en primavera el allanamiento costero de la CLM ocurre en el nivel de 925 hPa y en $\approx 77.5^{\circ}\text{W}$. Esta reducción del nivel de la CLM se debe a la compensación adiabática por descensos bruscos de masas de aire corriente arriba hacia la base de la vaguada. Estos pulsos de subsidencia se acentúan para el caso de primavera, donde podemos ver a una CLM más profunda que su contraparte en invierno, viéndose saltos del nivel de inversión por debajo de 850 hPa con masas de aire más cálidas sobre la base de la CLM mar afuera (hasta 77°W). En ambos, la subsidencia exacerbada implica un fuerte gradiente baroclínico hacia la costa sur, que se traduce en una reducción de la convergencia sobre el tope de la CLM frente a la costa, tal como se observa en el caso de invierno.
- ❖ En el escenario D (+0), se observa la maximización del viento total frente a la costa sur y se debilita mar afuera. En el caso de invierno (primavera), el Jet Core se localiza cerca de la base de la inversión en la CLM y para el nivel de 975 hPa (900 hPa). En específico, en el caso de primavera, el Jet Core presenta mayor viento cortante con la altura que para el caso de invierno, observándose mayor distribución horizontal del flujo sinóptico con altura llegando hasta ≈ 800 hPa. En ambos es posible ver la subsidencia generalizada a lo largo de la sección y el flujo de viento difluente con sentido SO dentro de la CLM. Cabe resaltar, que mar afuera, la mezcla turbulenta empieza a reducirse paulatinamente, estratificándose la CLM, debido al dominio horizontal de la cuña en tropósfera media. Este proceso estabiliza el tope de la CLM, restaurando una fuerte inversión que permite el enfriamiento radiativo (pérdida de energía) y da lugar al aumento de la nubosidad estratiforme, SCu. Este enfriamiento, a su vez, aumenta la densidad del aire debajo la inversión ($83^{\circ}\text{W} - 78^{\circ}\text{W}$), lo que conduce a un aumento de la presión en superficie.
- ❖ En los escenarios D (+1) y D (+2), la CLM a lo largo de la sección se estabiliza mar afuera, observándose un fuerte allanamiento significativo (hasta ≈ 900 hPa) y disminución del flujo de viento dentro de ella. Ello, a medida que la subsidencia se generaliza y la base de la CLM frente a la costa vuelve a su posicionar original.

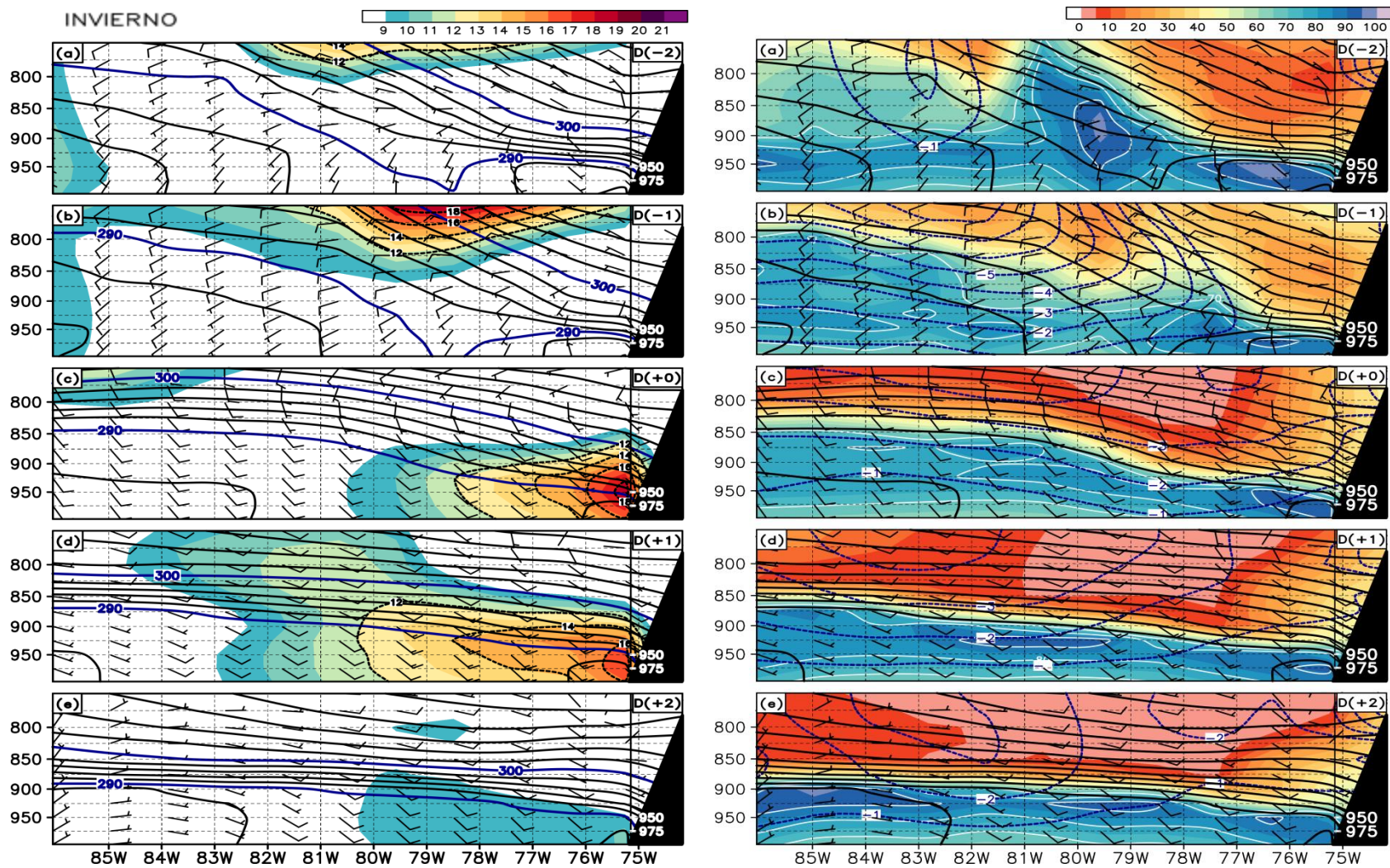


Figura 82: Cortes de sección transversal en el transecto A – B (Figura 32) para el análisis de la estructura vertical de la CLM entre 1000 y 700 hPa, durante el caso de invierno en una ventana de tiempo de ± 2 días. Panel izquierdo, velocidad del viento (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e iséntropas (en K). Panel derecho, humedad relativa (en %) y descensos de aire (omega, contornos azules).

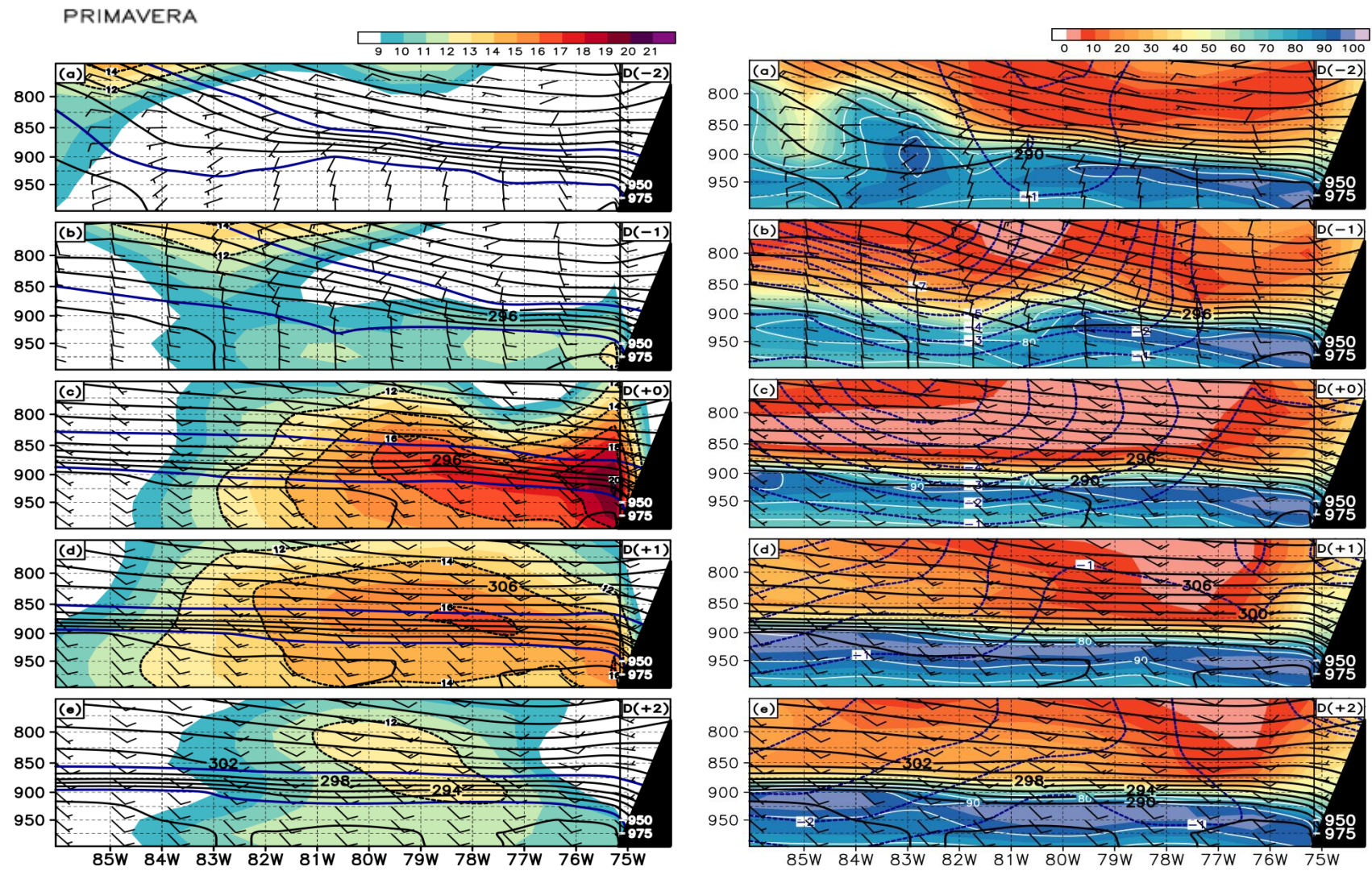


Figura 83: Similar análisis que la Figura 82, pero para el caso de primavera.

La intensificación del JCBN se observa también en el Anexo 15, donde además se muestra su variación norte – sur. En el caso específico de Pisco, horas previas al incremento principal del viento en el día D (+0) se muestra un allanamiento periódico de la CLM desde el día D (-2); se aprecia mejor en el caso de invierno (Panel izquierdo).

En adición a lo anterior, para la zona central (Anexo 16, Figuras 109 y 110, Panel derecho) los meteorogramas de Lima muestran el efecto del JCBN hacia el día D (+0) frente a Pisco, pero en menor intensidad. Este debilitamiento del JCBN frente Lima (gráfico C) se debe a la confluencia del viento resultante de la difluencia observada en Pisco (efecto cabo o península). No obstante, en cualquier caso, la forzante sinóptica de superficie asociada al gradiente de presión debe primar para el aumento de la velocidad de viento costero. Respecto a los gráficos C y D, en Lima, podemos decir que la profundización de la CLM, horas después del paso del JCBN y allanamiento de la CLM en Pisco, es aparentemente consecuencia del incremento de la vorticidad ciclónica en la capa de 1000 – 800 hPa, la cual se asocia con la divergencia profunda (925 – 800 hPa) y fuertes ascensos sobre la CLM identificada por el salto de humedad relativa (gráfico B) y sobre el nivel de inversión térmica en el nivel de mayor temperatura (gráfico A). Por tanto, se puede decir que el efecto de un marcado JCBN en Pisco con una CLM más llana se manifiesta en Lima como una profundización de la CLM, debido a la compensación hidráulica (sección 2.3.4) a lo largo de la costa central y sur; por lo que, suelen presentarse lloviznas continuas durante las horas de la madrugada y mañana del día D (+1) en la región central.

Finalmente, en contribución al análisis hecho en las Figuras 82 y 83, la Figura 84 explica los principales procesos físicos que conducen al incremento de la SLP necesario para la intensificación horizontal de la cuña superficial, la cual permite el incremento exacerbado del gradiente de presión hacia la región de estudio, y da lugar a la génesis del JCBN, donde se establece una dinámica fuerte de mesoescala asociada a la variabilidad de la CLM.

Recordemos que en la mayoría de casos de eventos de JCBN de categoría fuerte se puede identificar una misma forzante sinóptica caracterizada por la formación previa al evento central, D (-2) y D (-1), de una dorsal debajo de un patrón de advección horizontal ciclónica (ver sección anterior) inducido por el máximo hundimiento de la TD sobre la base del eje de la perturbación ciclónica proyectada frente la región costera de Chile. En efecto,

a medida que la vaguada inclinada hacia latitudes más bajas se aproxima a la costa central de Chile, una perturbación local de baja presión en la superficie desarrolla cizalladura ciclónica al sur de los 20°S, dos días previos al día D (+0). Al norte del centro de rotación se observa una componente zonal del viento hacia la costa y una configuración de cuña superficial con altos valores de SLP que se extiende hacia la costa sur del Perú y centro – norte de Chile; similar al Esc (+0) en las Figuras 71 y 72 (Panel superior, recuadro azul) y la Figura 84b (recuadro rojo). Por tanto, el patrón de vientos del este bajo la propagación O – E de la vaguada resulta en un gran impacto para tropósfera baja y la CLM en particular. Ello se observa a lo largo del corte transversal (Figura 84a, línea roja) analizado en las Figuras 82 y 83 para los días D (-2) y D (-1), respectivamente. En donde, a medida que avanza la vaguada, la CLM (entre 86°W – 77°W) se expande en una capa mixta bastante profunda (≈ 800 hPa/ ≈ 850 hPa en 81°W para invierno/primavera), correspondiente a un incremento del viento del sur y un cambio isobárico de +2 hPa, visto en la Figura 84b. Luego, la vaguada se relaja y la CLM se allana por subsidencia hasta su profundidad normal (≈ 900 hPa), disminuyendo la anomalía negativa de presión.

Los mecanismos de profundización de la CLM y el correspondiente incremento de la SLP previos al evento de JCBN en la región central y sur del Perú hacia el día D(+0) son conducidos por dos procesos: divergencia débil (Figura 84a) y la advección horizontal de aire frío (Figura 84b). Días previos al evento de JCBN en la costa del Perú existe una extensa cobertura de advección de aire frío (entre: 700 – 900 hPa) mar afuera asociado a la base del eje de vaguada profundizada y descensos de aire seco dentro de la CLM fuera de la costa, lo que permite la mezcla continua hacia mar afuera. Al mismo tiempo, en la capa de 1000 – 900 hPa, zonas de divergencia débil ayudan al levantamiento de la CLM y a la mezcla paulatina de masas de aire de la superficie oceánica con el aire seco y frío subsidente. Normalmente, estas zonas de débil divergencia se ubican (1) en la región de máxima baroclinicidad entre los ejes de sistemas de alta y baja presión y (2) frente a la costa norte de Chile (Rahn *et al.* 2013). En nuestro caso, esta profundización se sitúa entre 78°W y 86°W para la sección transversal en un región muy próxima a la base de la vaguada (Figura 84a). Entonces, una tropósfera baja relativamente fría y una CLM profunda contribuyen al incremento de la SLP, debido al aumento de la densidad de las masas frías.

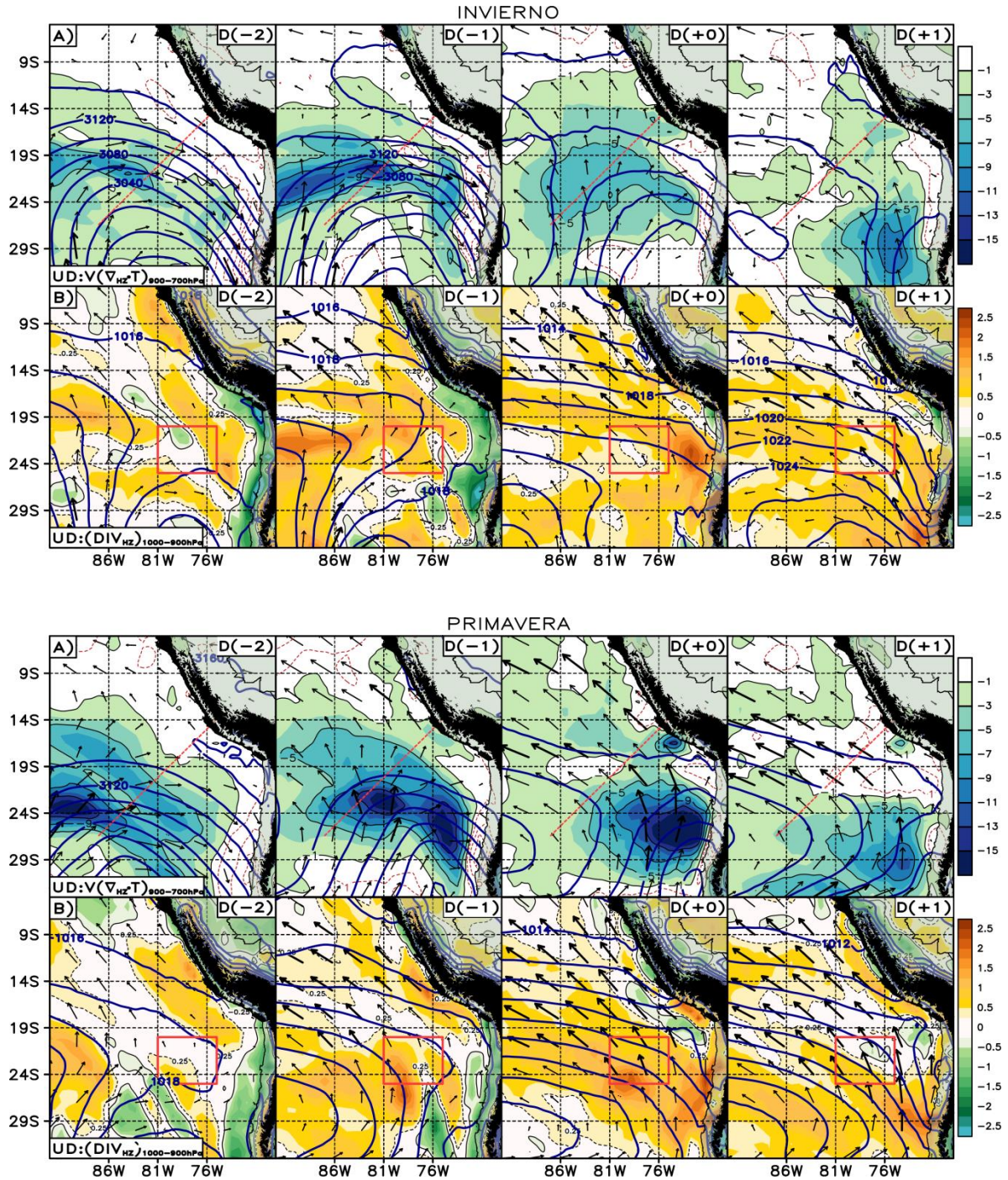


Figura 84: Análisis de la advección horizontal de temperatura y divergencia del aire sobre el tope y dentro de la CLM, para los casos de invierno (Panel superior) y primavera (Panel inferior). Gráfico A) promedio de la advección horizontal de temperatura ($\times 10^{-5} \cdot \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) y vectores del viento ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) entre los niveles de 700 – 900 hPa, y la altura del geopotencial en el nivel de 700 hPa en contornos azules. Gráfico B) promedio de la divergencia horizontal del viento ($\times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) y vectores de viento ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) entre los niveles de 900 – 1000 hPa, y la SLP en contornos azules. La línea roja del gráfico A) representa el transecto observado en la Figura 32 y el recuadro rojo del gráfico B) es la región de incremento de la SLP por la cuña superficial intrusiva.

Ello induce el avance horizontal de la cuña superficial hacia la costa sur del Perú, definiendo al principal gatillador o forzante sinóptica de superficie. Este patrón atmosférico modula el gradiente meridional de SLP entre su eje frente al norte de Chile y la región costera del Perú, resultando en la sucesión de eventos de JCBN de fuerte intensidad, principalmente en la región de estudio. El cual, va a depender de la proximidad de la cuña superficial formada sobre la región de estudio. De los casos analizados, en primavera, se observó una mayor proyección de este patrón atmosférico, debido a la mayor extensión horizontal del campo de altas presiones hacia el día central por parte del dominio del anticiclón migratorio bloqueado por la topografía costera (Figura 74).

El resumen de la distribución de la CLM a lo largo de la sección transversal se presenta en las Figuras 85 y 86, y el Anexo 16, para el caso de invierno y primavera con variaciones de anomalías de omega y temperatura potencial. En adición a lo discutido previamente, delante del eje de la vaguada domina fuerte movimiento ascendente (matices azulados, letra: U), entre 700 – 500 hPa, lo que conlleva a un enfriamiento anómalo sobre la base de la CLM allanada hacia niveles bajos (\approx 900 hPa), con una proyección hacia la costa sur, y una CLM menos estratificada (contornos negros entrecortados, letra: C1) con posibilidad de mezcla. Subsecuentemente, a partir del escenario D (-1) a D (+1), se observan intensos pulsos de subsidencia asociados a la profundización de la base y parte trasera del eje de la vaguada, lo cual, apoya con una fuerte advección horizontal de aire frío y subsidente desde niveles medios a bajos de la tropósfera (matices rojizos, letra: W). Ello tiende a estratificar más la CLM (contornos negros continuos, letra: W1) mar afuera, observándose el avance de esta CLM más llana hacia la costa, lo cual inhibe la mezcla dentro de esta e intensifica al JCBN para el escenario D (+0).

Este cambio de ascensos a descensos se pone de manifiesto en la longitud de 81°W (77°W) para el caso de invierno (primavera) durante el escenario D (-1), dominando la subsidencia mar afuera, reduciéndose fuertemente la posibilidad de mezcla para los escenarios D (+1) y D (+2), debido al dominio total de una cuña sobre el Pacífico sureste.

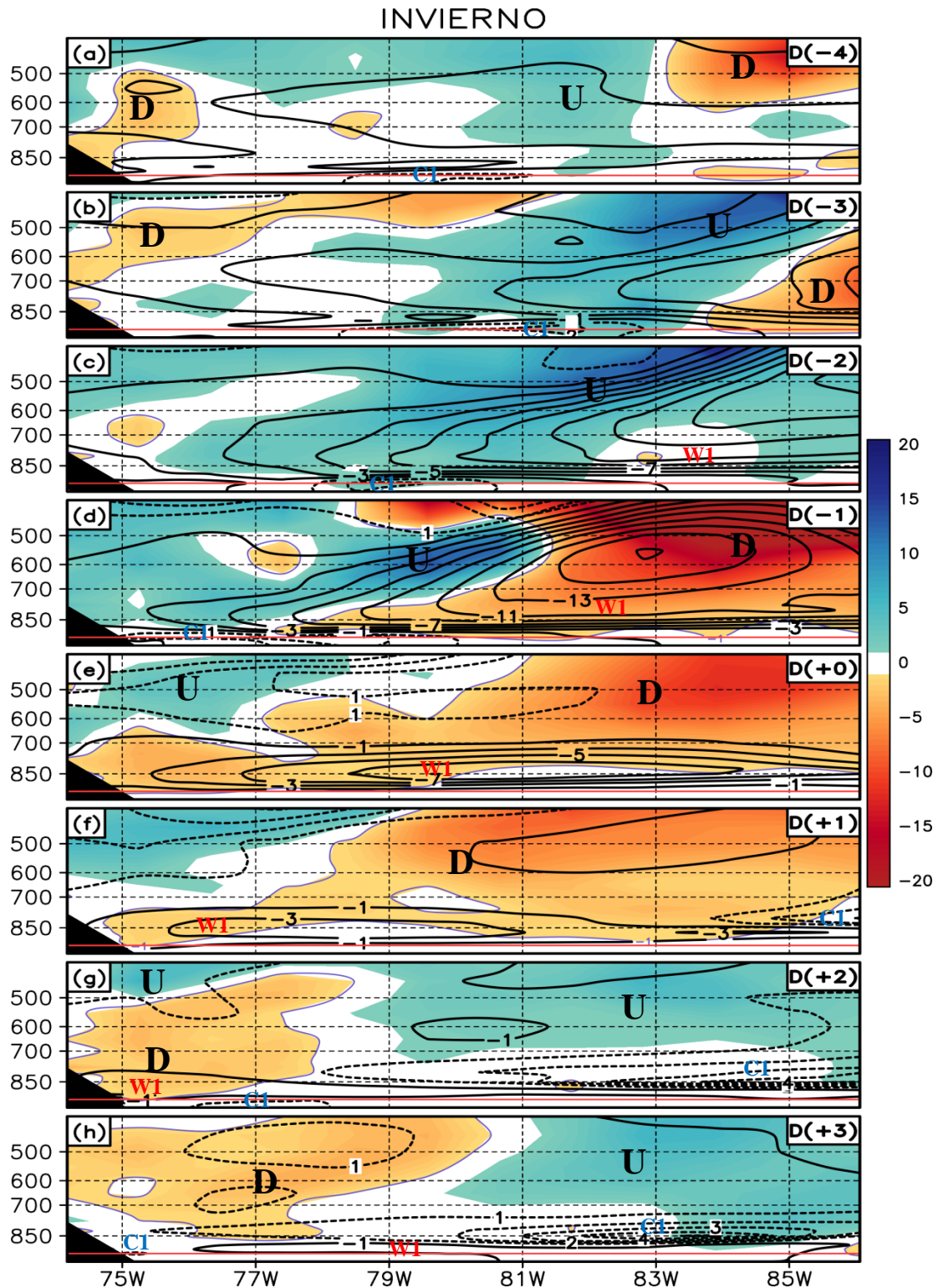


Figura 85: Secciones transversales de la estructura vertical de la CLM, entre 1000 – 400 hPa, cada 24 hrs desde el escenario D (-2) al D (+1), y extendiéndose al suroeste desde la costa sur del Perú, tal como se indica en la Figura 32 (sección A – B). Se muestran las anomalías horarias a partir de los ascensos (matices azuladas) y descensos (matices naranjas) y la temperatura potencial anómala con valores negativos (positivos) asociados a una CLM más profunda (más llana), denotada en contornos negros entrecortados (continuos).

PRIMAVERA

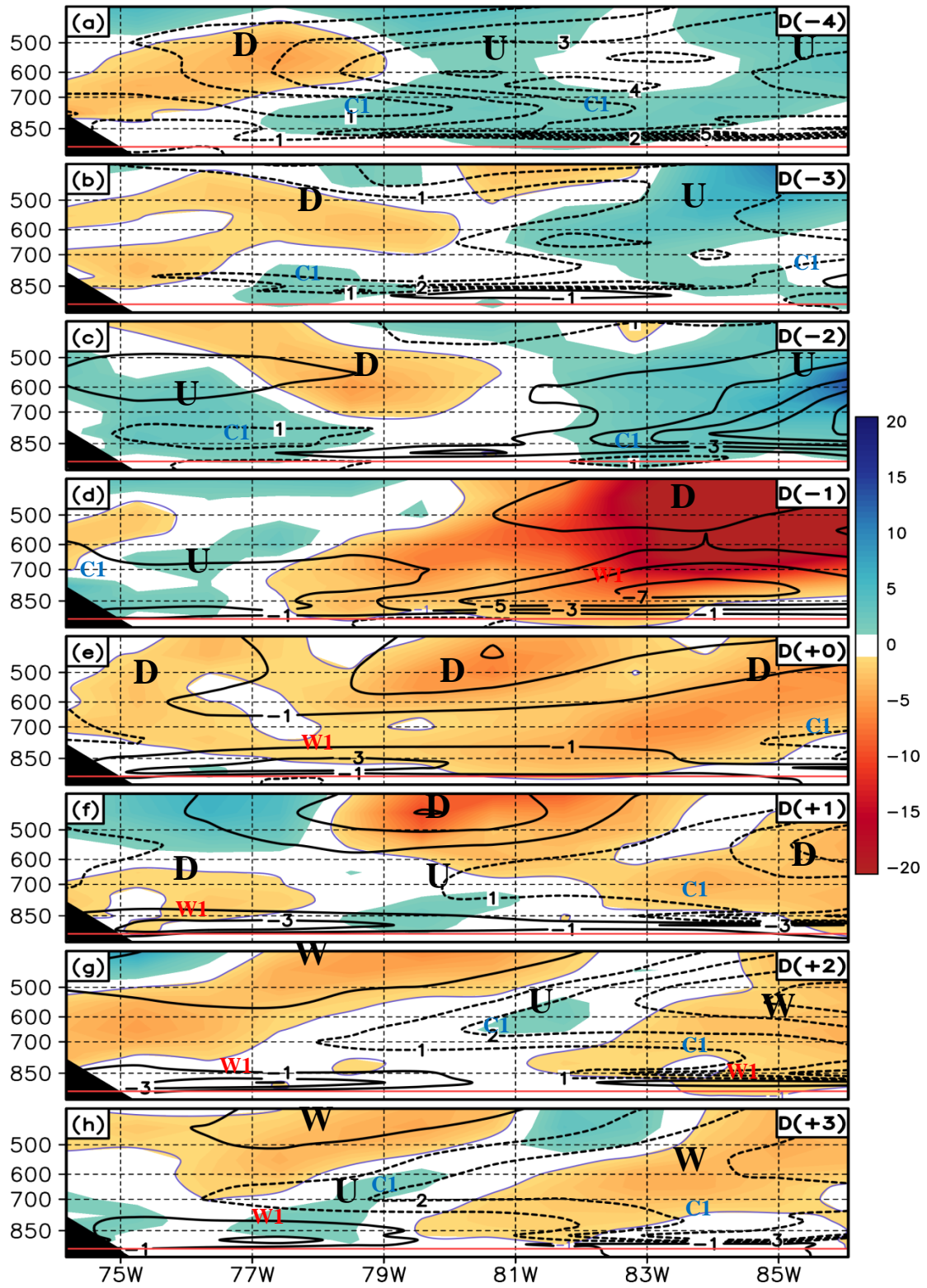


Figura 86: Similar a la Figura 85, pero para el caso de primavera.

4.4. DETERMINACIÓN UN MODELO CONCEPTUAL DE PRONÓSTICO DE TIEMPO RELACIONADO AL JCBN.

El desarrollo de las variables meteorológicas en la estructura de la tropósfera durante los eventos de JCBN (invierno austral) analizados en el presente trabajo, dan cuenta de diferencias en cuanto a las condiciones del tiempo meteorológico e intensidad de los eventos extremos en conjunto, a lo largo de la costa peruana. Los eventos de JCBN de fuerte intensidad durante invierno y primavera se caracterizaron por el incremento del flujo de viento sinóptico de tropósfera baja afectando la costa peruana con fuertes ráfagas de viento superiores a 12 m.s^{-1} en la región de estudio, manifestándose como velocidades extremas a lo largo del litoral. En invierno, a diferencia de primavera, el JCBN suele abarcar mayor extensión latitudinal hacia los trópicos frente a la costa. Esta situación típica es producto del ingreso de sistemas atmosféricos de alta y baja tropósfera frente a la costa oeste de Sudamérica, que días previos presentó el sistema cuña – vaguada.

En la Figura 87 de la **etapa I**, se observa el avance de un sistema de cuña – vaguada amplificándose la cuña que irrumpe hacia el centro de la vaguada ubicada sobre el Pacífico suroriental, lo cual, induce la profundización paulatina de la vaguada. Esta amplificación y profundización del sistema cuña – vaguada está asociada a la incursión cuasimeridional del JS Subtropical hacia latitudes tropicales, logrando adveccionar aire frío hacia el norte lo cual conduce a la inclinación progresiva de la vaguada hacia la tropósfera media. En la mayoría de casos de invierno se observa la configuración de una COL con una anomalía ciclónica de VP hacia el eje de la vaguada que empieza a contraerse horizontalmente, a medida que, se torna más intensa y se desplaza lentamente hacia el noreste. La configuración retrógrada del eje de vaguada depende del grado de la amplificación meridional de la cuña.

En la **etapa II**, el sistema de cuña – vaguada se intensifica y logra establecerse lentamente al oeste de la costa de Sudamérica, canalizando aire frío frente a la costa norte de Chile, lo cual profundiza fuertemente a la vaguada hacia los 20°S , manteniendo lento el avance del sistema hacia el noreste. Además, la cuña intrusiva al propagar advección de vorticidad anticiclónica incentiva anticiclogénesis hacia el eje de la vaguada; a su vez, se observa otra contribución anticiclónica desde continente hacia el sistema cuña – vaguada, bloqueando la

proyección del sistema al noreste y concentrando la mayor advección de vorticidad ciclónica hacia la base de la vaguada. Ello, debilita la evolución de la COL.

Sumado a lo anterior, se distingue la máxima inclinación y plegamiento de la TD hacia la tropósfera baja y al norte de los 25°S, inducida por la fuerte anomalía de VP ubicada hacia la base de la vaguada contraída horizontalmente. Por tanto, en esta etapa, el aumento del movimiento descendente sobre la región convergente del JS Subtropical contribuyó en el continuo suministro de VP estratosférica hacia la base de la onda baroclínica fría; por lo que, la máxima caída de la TD se evidenció hacia la región de máxima cizalladura ciclónica horizontal del viento asociado a un fuerte gradiente meridional del geopotencial a lo largo del patrón de vaguada.

En la **etapa III**, el sistema cuña – vaguada se debilita con sentido a la cordillera de los Andes. La vaguada permanece sobre la costa de Chile; mientras que, la cuña domina sobre el Pacífico suroriental, lo cual mantiene la propagación de advección de vorticidad anticiclónica que amplifica y desplaza hacia el norte a la anticiclogénesis; asimismo, apoya el ingreso de aire frío por aumento de la subsidencia frente a la costa central de Chile y sur del Perú, debajo y posterior al eje de la vaguada. Cabe señalar que, la intensidad de la anomalía de VP suele debilitarse sobre la costa norte de Chile; no obstante, mantiene la intrusión de la TD inducida por los fuertes pulsos de subsidencia de la región convergente del JS Subtropical; característica más relevante durante la primavera.

En la **etapa IV**, El dominio de la cuña es mayor a la etapa anterior, viéndose una progresiva intensificación del jet streak corriente arriba al eje de cuña, lo cual, permite la intensificación de la subsidencia en la regiones convergentes del JS Subtropical, ahora, con una configuración más zonal, debilitándose (acentuándose) el gradiente térmico entre la costa norte de Chile y sur del Perú (costa central y sur de Chile). La subsidencia exacerbada a lo largo del eje de cuña enmarca la advección de aire frío y anticiclogénesis frente a la costa central y sur de Chile.

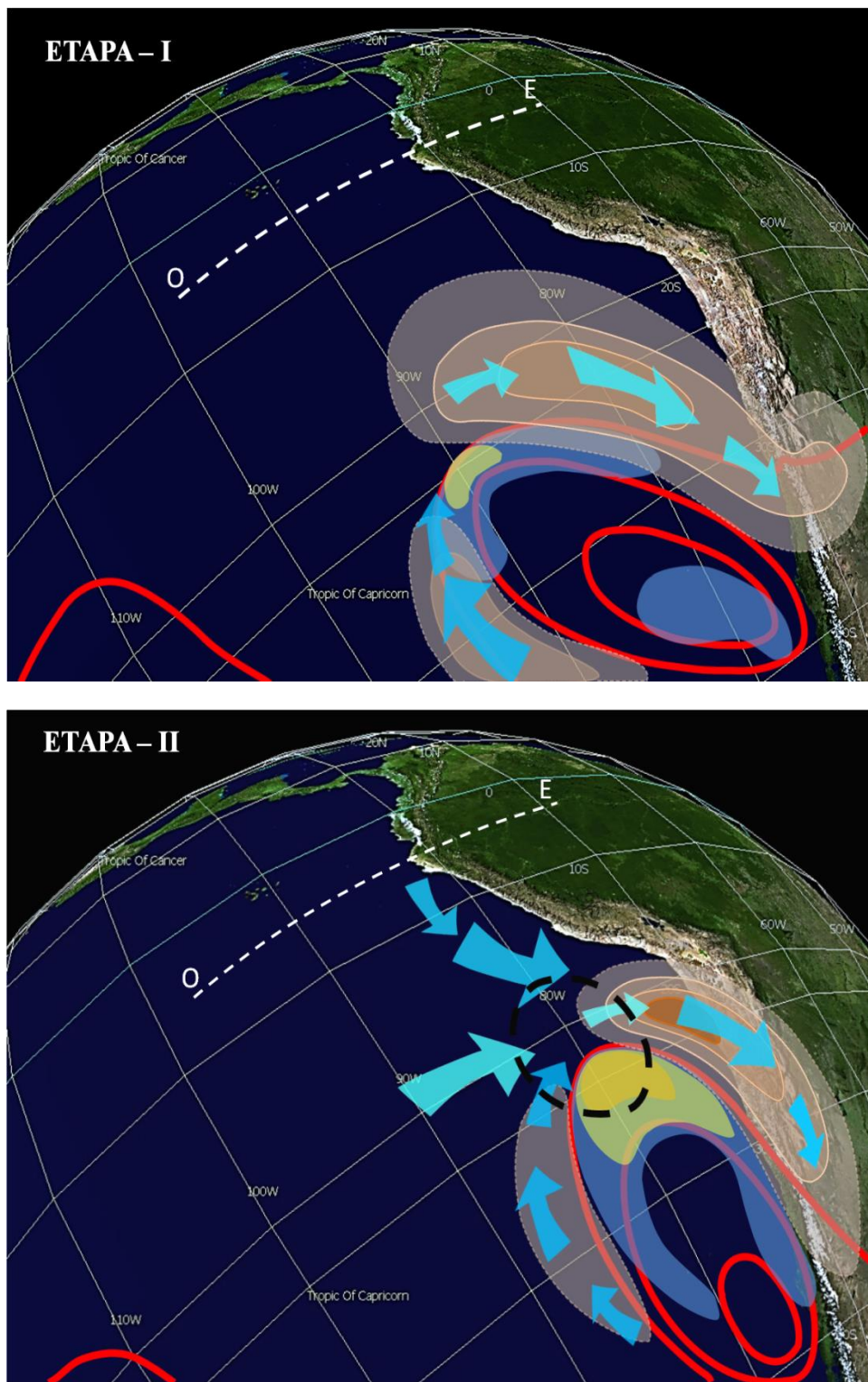


Figura 87: Modelo conceptual de tropósfera media y alta.

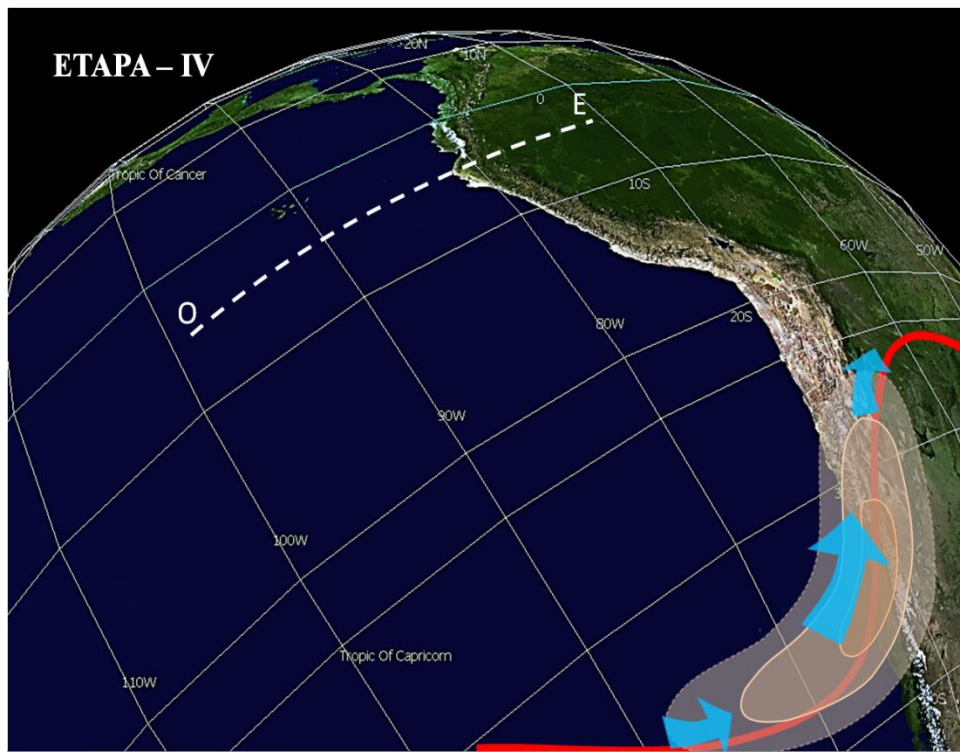
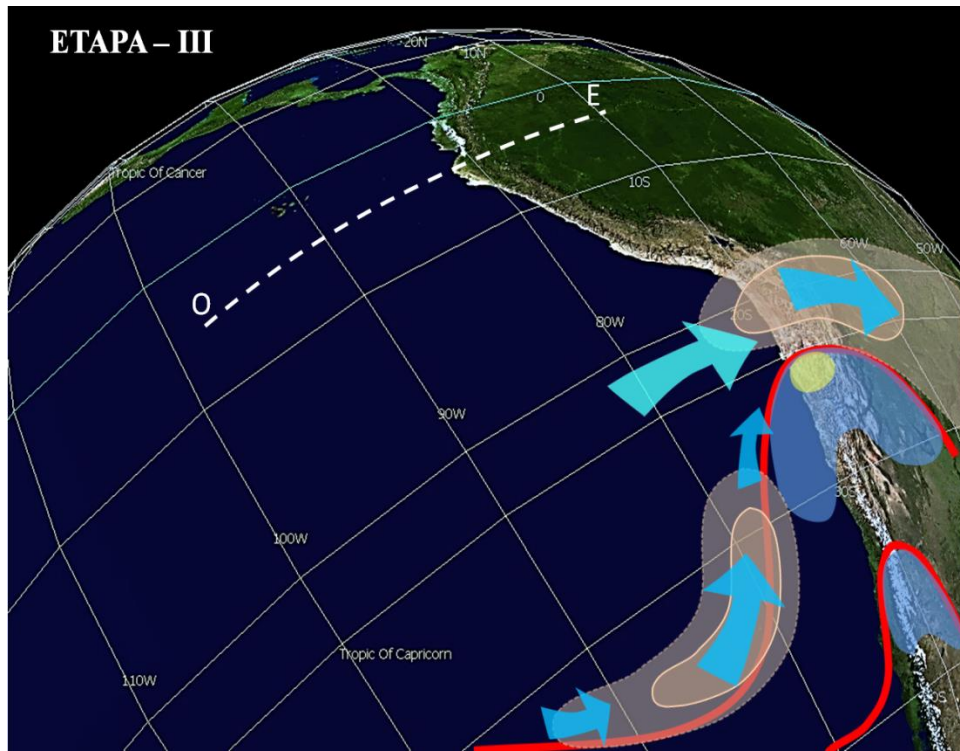


Figura 87: Continuación.

La variabilidad a escala sinóptica asociada a este tipo de eventos tiene una marcada característica en el invierno austral y se asocia con la estructura definida de la CLM. En la Figura 88 de la **etapa I**, se identifica una fuerte baroclinicidad entre un fuerte sistema de alta y baja presión frente a la costa central de Chile. La incursión paulatina del sistema de alta presión hacia el extremo sur del continente acentúa la advección horizontal de aire frío y seco en la región de mayor gradiente bórico. Estas masas de aire frío en la tropósfera baja se asocian con los pulsos de subsidencia debajo, producto de la anomalía ciclónica de VP visto en niveles altos, hacia el eje de la dorsal en superficie; por lo que, se puede identificar una mezcla continua de masas de aire cálido y frío, sobre el tope y dentro de la CLM predominando la convergencia horizontal del viento que interactúa con las masas de aire cálidas advectadas por el frente cálido de la ciclogénesis. Ello, permite la profundización e inestabilidad de la CLM mar afuera, denotándose una banda extensa de nubosidad estratiforme y manifestándose con una base de inversión térmica más alta frente a la costa sur peruana.

En la **etapa II**, se identifica la proyección noreste de la dorsal costera frente a la costa norte de Chile y el debilitamiento paulatino de la ciclogénesis, replegándose el sistema de baja presión frente a la costa sur de Chile. En esta etapa, la prolongación meridional del aumento de la SLP a lo largo del eje de cuña superficial está inducida por el aumento de la densidad del aire dentro de la CLM, la cual está modulada por la advección horizontal de aire frío sobre su tope y la divergencia débil de niveles inferiores fuera de la costa peruana. Seguidamente, los pulsos intensos de subsidencia, resultantes de la caída total del geopotencial en la región de máxima anomalía ciclónica de VP durante el hundimiento de la TD, se expresan como descensos de aire seco dentro de la CLM, que enfría y estabiliza paulatinamente las masas de aire dentro; por lo que, los procesos de mezcla desde mar afuera van allanando la CLM hacia la región sur del litoral con una tendencia positiva en la SLP, identificándose un máximo en el apiñamiento de la CLM. Esto último, debido al aumento de la densidad del aire, denotándose una franja de nubosidad estratiforme a lo largo del litoral y flujos de viento de componente suroeste asociados a la configuración meridional y el sentido anticiclónico del sistema de alta presión.

En la **etapa III**, la alta presión se torna en un sistema migratoria (AM) con incursión hacia la costa central de Chile, asimismo, la cuña superficial presenta una máxima proyección noreste, frente a la costa sur del Perú y norte de Chile, aumentando la advección de masas de aire frías y el gradiente horizontal de la SLP respecto de la región sur del litoral peruano, en donde se observa una tendencia negativa de la presión sobre el terreno costero; por lo que, en el ajuste geostrófico, el aumento del gradiente meridional de la presión es ageostrófico.

En la etapa anterior se observó un allanamiento intenso de la CLM frente a la costa sur, lo cual se asoció a un calentamiento local hacia la superficie costera. Por tanto, el resultado del aumento de la SLP en la región sur promueve la aceleración del viento sinóptico y la intensificación del JCBN en la región de estudio, principalmente. En particular, en esta etapa se observa una CLM llana por debajo del nivel de 950hPa y un aumento de la divergencia de velocidad en superficie, producto de la subsidencia exacerbada sobre su base, la cual, mantiene una fuerte inversión térmica. Así también, en esta etapa, el acercamiento del sistema anticiclónico frío resalta la menor cobertura estratiforme.

En la **etapa IV**, el AM mantiene una proyección sureste hacia el sur del continente dominando la subsidencia a gran escala por parte de la dorsal sobre el Pacífico suroriental. Asimismo, la CLM se encuentra más estratificada que la etapa anterior hacia mar afuera, observándose una reducida influencia del JCBN frente a la costa sur peruana. Mientras que, en la región central de Chile el JCBN se intensifica rápidamente por la proyección meridional del sistema migratorio. En esta etapa final, el aumento del flujo meridional al sur se asocia con la divergencia exacerbada y advección horizontal de masas de aire frío, caracterizando al pozo de los Andes denotado por una menor cobertura de nubosidad estratiforme frente a la región central de Chile.

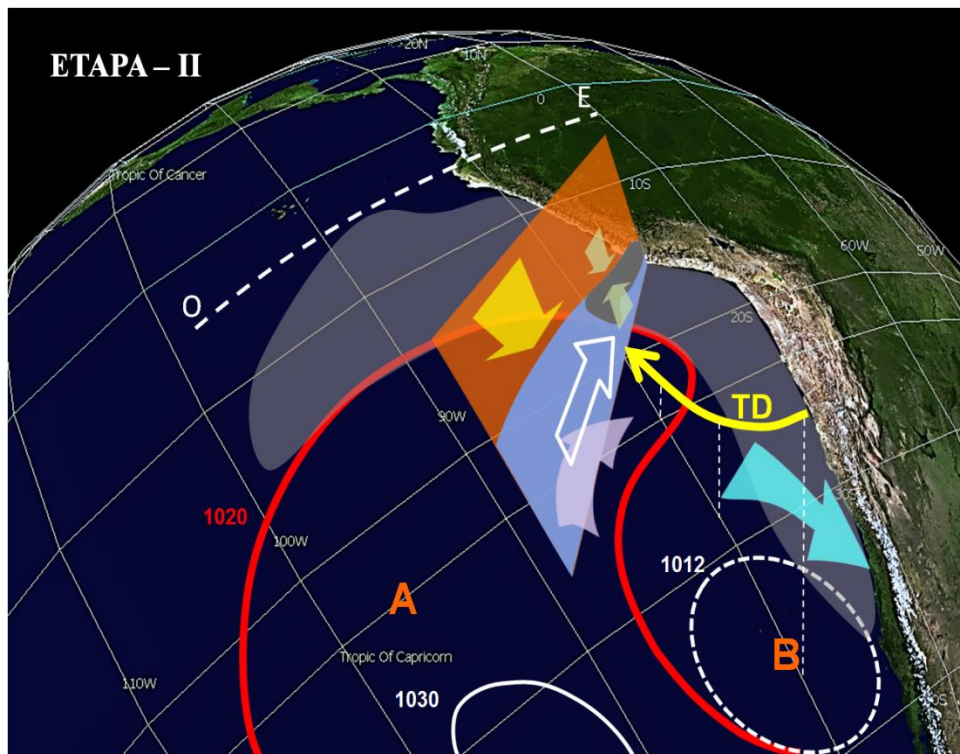
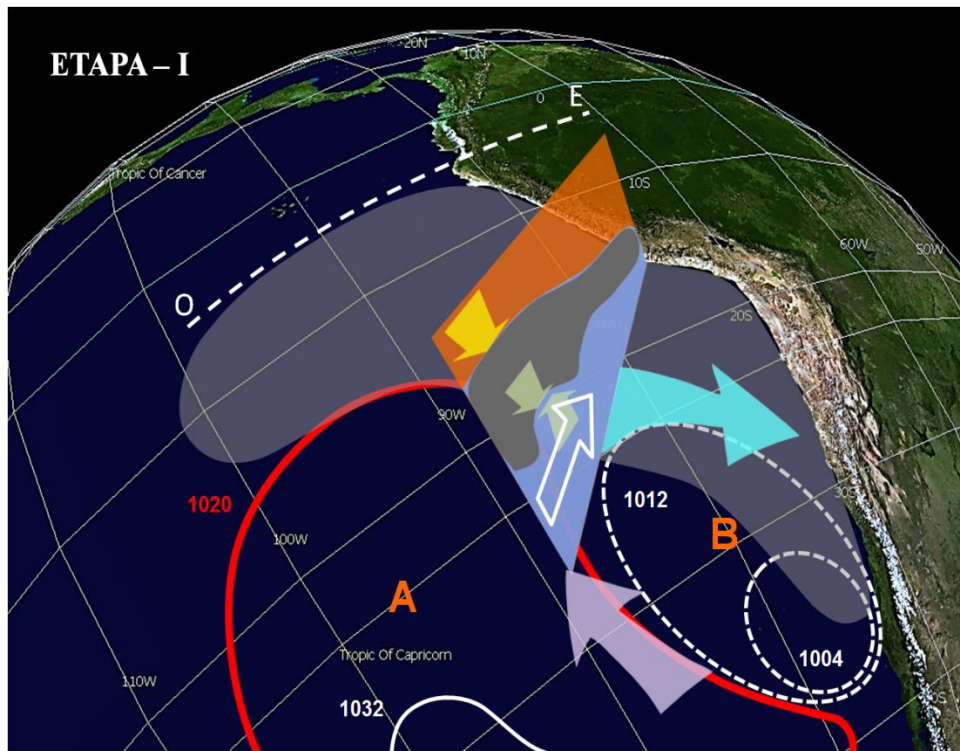


Figura 88: Modelo conceptual de superficie.

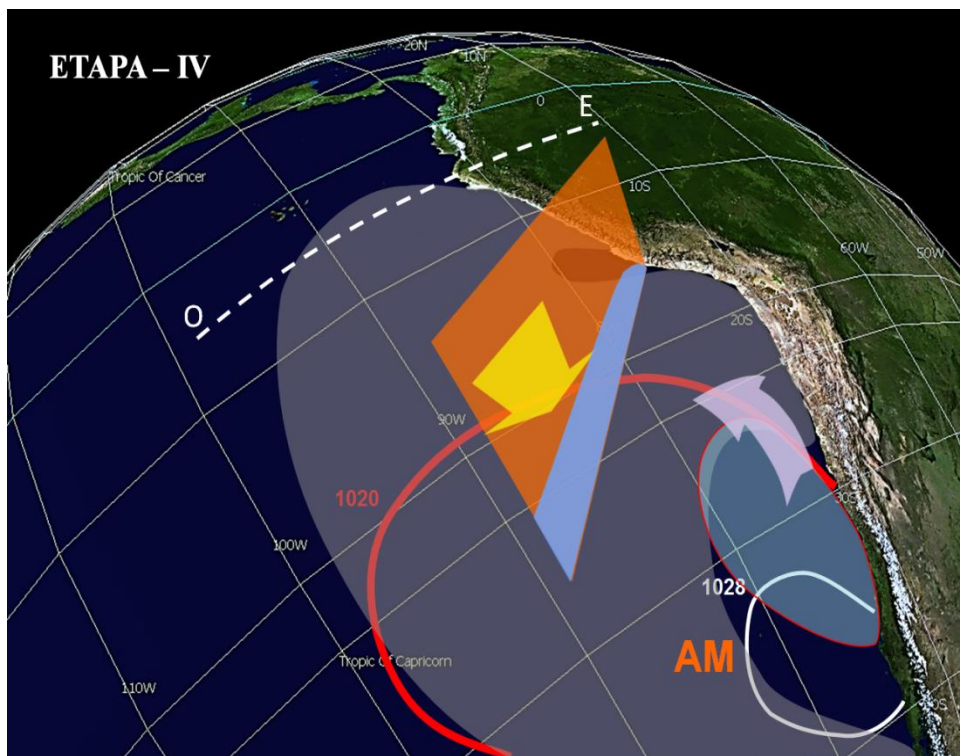
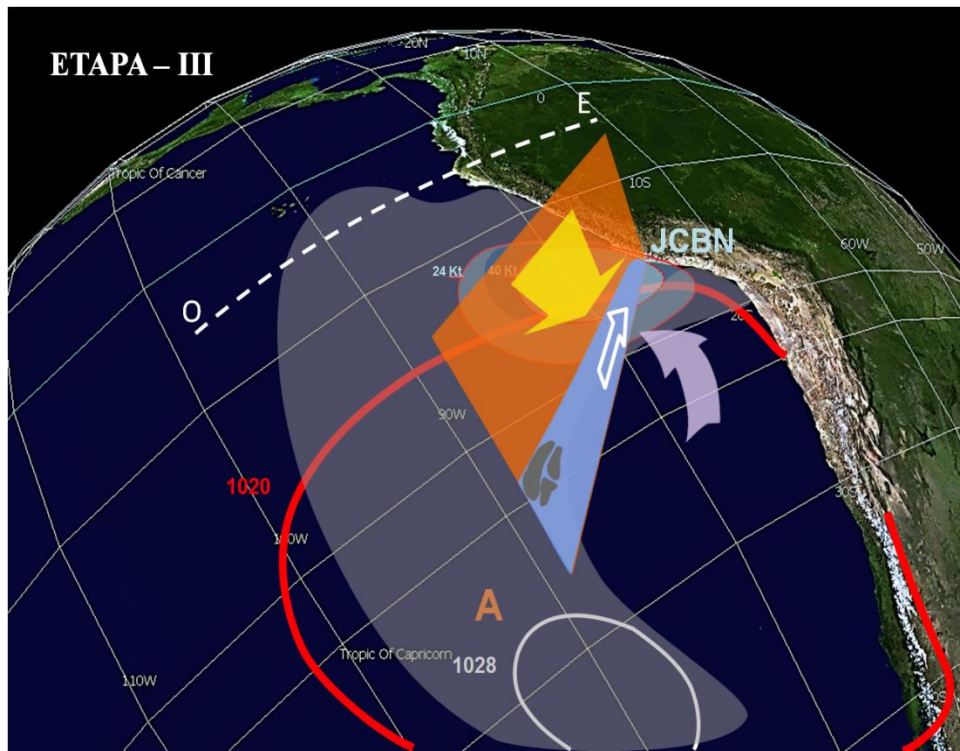


Figura 88: Continuación.

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones serán abordadas según los objetivos específicos planteados:

Objetivo Específico 1: Determinar las forzantes sinópticas promedio, los niveles de intensidad y frecuencia del viento costero asociados a la denominación del JCBN.

Los cambios estacionales de la magnitud del viento sobre la superficie oceánica y frente a la costa peruana son mayormente producidos por cambios directos en su componente meridional, especialmente durante el invierno. Asimismo, las máximas velocidades del viento se presentaron frente a la región sur (Pisco) y norte (Talara) caracterizados por jets costeros localizados que reflejan la ocurrencia anual del JCBN.

En un año normal, la frecuencia máxima alcanzada del JCBN de intensidad fuerte, en el Perú, está comprendida entre el 15% y 20% anual y sobrepasa el 35% de ocurrencia anual en julio, agosto y setiembre, disminuyendo en octubre y noviembre. Su ocurrencia mantiene periodos de duración entre 3 a 5 días y magnitudes superiores a 8 m.s^{-1} modulados por variaciones pequeñas del AGP frente a la región de estudio. En particular para eventos extremos del JCBN, intensidades sobre los 10 ms^{-1} se asociaron directamente a valores del AGP superiores a $4 \times 10^{-3} \text{ hPa.Km}^{-1}$, caracterizando el paso del JCBN a lo largo de la costa.

El método POT resultó ser de utilidad para determinar el umbral máximo correcto de la magnitud del viento observado para cada una de las estaciones evaluadas control, donde los cuantiles extremos caracterizaron la respuesta regional del JCBN sobre el terreno costero, evidenciándose rangos atípicos más altos en Talara, Chiclayo y Pisco.

A partir del método de compuestos aplicado al total de eventos extremos de viento costero, se determinó que:

- ❖ El primer enfoque identificó dos patrones atmosféricos clave para definir la influencia del JCBN en la sucesión de eventos extremos de viento costero a lo largo de la costa. El primero respondió a la elongación meridional lenta de una onda baroclínica con extensión hacia latitudes tropicales, denotada por un dipolo anómalo de dorsal – vaguada en tropósfera alta con propagación este sobre el Pacífico Suroriental. El JCBN se maximizó en la costa peruana bajo la influencia de esta perturbación ciclónica frente a Chile previa evento central. El segundo patrón respondió a la proyección noreste de una dorsal anómala frente a la costa sur del Perú y norte de Chile, asociado a un intenso sistema de alta presión anómalo móvil hacia el sur de Chile. En invierno (primavera) ambos patrones señalados fueron más robustos escenarios previos al central (durante el escenario central).
- ❖ El segundo enfoque identificó a Pisco como la estación que mejor representa los patrones sinópticos que caracterizan al JCBN frente a la costa peruana. Por tanto, la categorización de las intensidades del JCBN fue ajustada a partir de los umbrales de viento de dicha estación, donde variantes entre 7 y 12 m.s⁻¹ fueron considerados como un nivel moderado; mientras que, valores superiores a 12 m.s⁻¹ significó una intensidad fuerte.

De la estructura vertical promedio, el JCBN frente a la región de estudio estuvo modulada por una marcada inversión térmica evidente hasta el nivel isobárico de 850 hPa. La intensidad máxima del Jet Core se ubicó en ≈ 950 hPa (≈ 900 hPa) durante invierno (primavera). La altura del Jet Core se asoció directamente a la altitud del tope de la CLM allanada por la inclinada pendiente de inversión hacia el litoral.

De la distribución horizontal promedio, el JCBN frente al litoral peruano mostró una trayectoria de intensificación de norte a sur, encontrándose frente a la región sur el máximo apiñamiento de la CLM, el cual ocurrió horas previas a la maximización del Jet Core en el escenario central. Además, una característica espacial propia del JCBN fue la presencia de un núcleo anómalo de alta presión significativa frente al codo de Perú – Chile.

Objetivo Específico 2: Determinar las condiciones sinópticas influyentes en el desarrollo del JCBN para casos de eventos extremos en invierno y primavera.

En la trayectoria oeste – este del patrón sinóptico cuña – vaguada de tropósfera alta, la proyección latitudinal del JS Subtropical estuvo denotada por el rol advectivo del JS polar, identificándose una región dinámicamente seca y otra de fuerte intrusión estratosférica asociadas al eje de la vaguada inclinada hacia la región de estudio, las cuales mantuvieron una cerrada proximidad hacia su eje un día previo el evento central; reflejo de la fuerte intrusión de masas de aire estratosférico.

En superficie, la huella sinóptica para la sucesión de eventos extremos de JCBN fue el desarrollo de una fuerte ciclogénesis frente a la costa de Chile días previos al evento central, cuando se evidenció la intensificación de un sistema de alta presión anómalo sobre la región Suroriental del Pacífico modulado por una vaguada profundizada.

Durante el evento central, fue posible observar la persistencia de esta onda baroclínica frente a Chile, la cual mantuvo el repliegue noreste del sistema de alta presión móvil frente al codo de Perú – Chile. El efecto reducido de la ciclogénesis en esta etapa fue compensado por la propagación sureste de un eje de dorsal de tropósfera media.

El tipo de proyección de la vaguada hacia continente no sostuvo una relación directa con la intensidad del JCBN para el día central; sin embargo, la posición latitudinal y profundidad de la caída de la TD, mantuvieron mejor asociación con el alcance latitudinal norte – sur del JCBN. En especial, bajo un patrón de COL en su fase final; siendo más (menos) frecuente para los casos de invierno (primavera).

Objetivo Específico 3: Determinar los mecanismos físicos asociados al JCBN para los casos de eventos extremos en invierno y primavera.

La evolución de una onda baroclínica precursora de tropósfera media y alta sobre el Pacífico Suroriental respondió al fuerte gradiente horizontal anómalo de VP inducido por la dinámica de la TD. La intrusión de la TD hacia la tropósfera baja desde latitudes medias a subtropicales fue el principal gatillador sinóptico precursor para la sucesión de eventos extremos del JCBN frente a la costa del Perú durante el invierno, principalmente.

La caída de la TD fue identificada como el transporte vertical de un núcleo intenso de anomalía de VP a lo largo del eje de una surgencia fría denotada por una vaguada contraída horizontalmente e inmersa en la estructura del JS Subtropical.

Desde el enfoque isentrópico, el incremento de la advección de presión isentrópica, delante de la región de fuerte gradiente vertical de VP (≈ 295 K), asoció el hundimiento de la TD entre 30°S y 20°S con pulsos de subsidencia exacerbada desde tropósfera media a baja, ≈ 325 K, previos a la sucesión del JCBN. En la estructura de la TD, el forzamiento de estos pulsos en la región de máximo plegamiento isentrópico coincidió con las áreas de advección fría y confluencia del viento; factores principales para el incremento del gradiente horizontal de la TD durante la translocación meridional del eje del JS.

Desde el enfoque QG aplicado en la profundización de la vaguada de tropósfera alta, la componente dominante fue la advección de vorticidad geostrófica ciclónica, la cual, favoreció el incremento de la convergencia del flujo de viento y, con ello, el hundimiento de la TD. Asimismo, la mayor advección de vorticidad anticiclónica hacia la base de la vaguada se asoció con la proyección noreste de la cuña superficial que irrumpió sobre la tendencia ciclónica inicial, evidenciándose un incremento sustancial de la SLP. Por otro lado, la translocación latitudinal e intensificación de la onda baroclínica precursora fue explicada con la advección diferencial cálida desde la tropósfera media, a través de la amplificación del eje de una cuña intrusiva hacia el centro de la vaguada.

En el intercambio QG de alta a baja tropósfera, la tendencia total negativa del geopotencial fue descrita por la máxima estratificación vertical térmica impuesta por el gradiente vertical de la VP tras la caída de la TD hacia la base de la vaguada en tropósfera media,

observándose una fuerte compresión adiabática al norte de 25°S que mantuvo fuerte la advección horizontal fría de masas de aire en tropósfera baja y el gradiente meridional del geopotencial hacia el núcleo del JCBN.

De todos los eventos encontrados para el JCBN de fuerte intensidad, se encontró que la VP en 200 hPa y el gradiente meridional del geopotencial entre 600 hPa y 950 hPa frente a la costa central y norte de Chile explicaron hasta un 60% la variabilidad del JCBN frente a la costa sur del Perú con ≈ 24 horas de antelación. Por otro lado, durante el evento central, el gradiente meridional del geopotencial en el nivel de 950 hPa explicó la mayor parte de la intensificación del JCBN frente a la costa peruana.

En el balance del JCBN, el gatillador de mesoescala fue la incursión de una cuña superficial frente a la costa norte de Chile y sur del Perú, como resultado de la elongación meridional de la vaguada en tropósfera alta y los pulsos de subsidencia corriente arriba a su base.

El incremento inicial de la SLP mar afuera fue dominado por la advección horizontal de aire frío y divergencia débil dentro de la CLM. Luego, la progresiva estratificación de la CLM contribuyó en el aumento positivo de la SLP a lo largo del eje de la cuña superficial.

La intensificación de los pulsos de subsidencia anómalos dentro de la CLM desde mar afuera permitió el allanamiento paulatino de la CLM frente a la costa sur del Perú, intensificando al JCBN debajo de la base de la inversión térmica hacia el día central. Sumado a ello, se observó que una profundización de la CLM (≈ 800 hPa) en la costa central, siendo particular durante eventos de JCBN de fuerte intensidad, lo cual mantuvo un potencial alto de lloviznas continuas durante las horas de la madrugada y mañana del día posterior al evento central (ej. Lima).

Objetivo Específico 4: Determinar un modelo conceptual de pronóstico de tiempo relacionado al JCBN.

En la sucesión de eventos extremos del JCBN, el evento central se caracterizó por la configuración anómala de un patrón sinóptico de cuña – vaguada sobre el Pacífico Suroriental en la tropósfera alta, denotada por la elongación meridional del JS Subtropical hacia latitudes tropicales, predominando la vaguada frente a la costa de Chile.

En el mecanismo acoplado de altura, la paulatina amplificación de la cuña sobre el eje de la vaguada permitió la translocación latitudinal norte de la vaguada en niveles medios, modulando la intensidad y movilidad del AM anómalo de superficie, al oeste de la cordillera de costa. Por tanto, la consecuencia inmediata a la extensión latitudinal de la vaguada fue el incremento de la SLP frente a la costa norte de Chile para el día central.

El gatillador sinóptico previo al evento central fue la intensa anomalía de VP ciclónica a lo largo del eje de la vaguada contraída horizontalmente, la cual condujo en el hundimiento de la TD sobre la región de máxima cizalladura ciclónica hacia la tropósfera baja. La intensidad y alcance norte – sur de la intrusión vertical de la TD se asoció con la mayor extensión latitudinal del JCBN frente a la costa en el día central.

La configuración sinóptica de una COL en etapa final, incrementó la penetración de la TD en la tropósfera, con mayor frecuencia en invierno. Su posición al norte de los 30°S y el dominio de una fuerte ciclogénesis frente a la costa central de Chile, días previos al evento central, demostraron ser huellas sinópticas para la sucesión de eventos de JCBN de fuerte intensidad, respecto del área de estudio.

En superficie, durante el evento central, la tendencia negativa de la SLP disminuyó hacia al sur del continente, evidenciándose la extensión horizontal anómala de una cuña superficial inmersa en el AM que caracterizó al gatillador de mesoescala, cuyo desplazamiento mantuvo un sentido noreste hacia la costa norte de Chile y fue modulado por el eje de la vaguada de troposfera media. Esta situación sinóptica incrementó el gradiente horizontal y meridional de presión frente a la región de estudio intensificando al JCBN.

La combinación del máximo gradiente vertical (horizontal) de la TD por debajo de 500 hPa (al norte de 30°S) y el incremento del gradiente horizontal de la SLP entre 25°S y 15°S modularon el alcance espacial e intensidad del JCBN, respectivamente. En la dinámica de la CLM, días previos y durante el evento, los pulsos de subsidencia por la compensación de masas de aire se asociaron con la advección horizontal de aire frío y la convergencia débil, lo cuales modularon el incremento de la SLP a lo largo del eje de la cuña superficial.

VI. RECOMENDACIONES

Los resultados obtenidos en la presente investigación proponen dos enfoques de escala meteorológica diferentes de investigación con el uso de los datos de Reanálisis del ERA – Interim con una resolución de 0.75° utilizados para caracterizar al JCBN y las recomendaciones son detalladas a continuación:

- ✓ Realizar un análisis más profundo de la estructura vertical del JCBN con el uso de un modelo de mayor resolución espacio – temporal y parametrizaciones físicas más robustas de mesoescala asociadas a la respuesta dinámica de la CLM. Trabajos que se pueden tomar apoyo sería el de Muñoz., et al., (2005) y Rahn., et al., (2010).
- ✓ Realizar una análisis de eventos extremos de vientos y su dinámica atmosférica asociada durante el periodo de verano y contrastar resultados con los encontrados en el presente estudio. Adicionalmente, estudiar el comportamiento de la temperatura superficial del mar durante los escenarios extremos del JCBN en la costa peruana. Una referencia a tomar es el de Xiaodong Hong., et al., (2013).
- ✓ Proponer pruebas de globos de sondeo piloto para mediciones del perfil vertical atmosférico en las zonas costeras donde la recurrencia del JCBN es significativa (ej. Pisco), con el fin de evaluar la dinámica (sinóptica – local) y el comportamiento real del JCBN respecto del terreno costero adyacente. Existen buenas referencias en California, resaltando el trabajo de Parish, T. R., (2000) para el Jet Costero de California y su interacción con la topografía costera.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Albert, A., Echevin, V., Lévy, M., & Aumont, O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(12), 1–13.
DOI: 10.1029/2010JC006569.
2. Ancapichún, S. (2012). Variabilidad del Anticiclón del Pacífico Sur su relación con la Oscilación Decadal del Pacífico: Implicancias Oceanográficas a lo largo de la costa centro-norte de Chile. *Tesis Licenciatura*. Chile, UACH. 63p.
3. Appelhans, T., Sturman, A., & Zawar-Reza, P. (2013). Synoptic and climatological controls of particulate matter pollution in a Southern Hemisphere coastal city. *International Journal of Climatology*, 33(2), 463–479.
DOI: 10.1002/joc.3439.
4. Bell, G. D., & Bosart, L. F. (1993). A Case Study Diagnosis of the Formation of an Upper-Level Cutoff cyclonic Circulation over the Eastern United States. *Monthly Weather Review*.
5. Howard B. Bluestein. Synoptic and Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Volume II. Observations and Theory of Weather Systems-Oxford University Press, USA (1993).pdf.
6. Bronnimann, S., Martius, O., Von Waldow, H., Welker, C., Luterbacher, J., Compo, G. P., Usbeck, T. (2012). Extreme winds at northern mid-latitudes since 1871. *Meteorologische Zeitschrift*, 21(1), 13–27.
DOI: 10.1127/0941-2948/2012/0337.
7. Boyle, J. S., & Bosart, L. F. (1985). Cyclone-Anticyclone Couplets over North America. *Monthly Weather Review*.

8. Belmadani, A., Echevin, V., Codron, F., Takahashi, K., & Junquas, C. (2013). What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? *Climate Dynamics*, 43(7–8), 1893–1914. DOI: 10.1007/s00382-013-2015-2.
9. Beardsley, R. C., C. E. Dorman, C. A. Friche, L. K. Rosenfeld, y C. D. Winant, (1987). Local atmospheric forcing during the Coastal Ocean Dynamics Experiment: A description of the marine boundary layer and atmospheric conditions over a Northern California upwelling region. *Journal of Geophysics Research*, 92(C2), 1467 – 1488.
10. Burk, S. D., & Thompson, W. T. (1996). The summertime low-level jet and marine boundary layer structure along the California coast. *Monthly Weather Review*. DOI: 10.1175/1520-0493(1996)124<0668:TSLJJA>2.0.CO;2
11. Dee, D.P;etal. (2011). The ERA-Interim reanalysis:configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R.Meteorological Society*.,137:553–597. DOI:10.1002/qj.828.
12. Doubler, D. L., Winkler, J. A., Bian, X., Walters, C. K., & Zhong, S. (2015). An NARR-derived climatology of southerly and northerly low-level jets over North America and coastal environs. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(7), 1596–1619. DOI: 10.1175/JAMC-D-14-0311.1.
13. Escobar D. Evaluación climatológico y sinóptico del fenómeno de vientos paracas. [Tesis de Ingeniería]. Lima (PE): Universidad Nacional Agraria de La Molina; (1993).
14. Zemba, J., & Friche, C. A. (1987). The marine atmospheric boundary layer jet in the Coastal Ocean Dynamics Experiment. *Journal of Geophysical Research*., 92(C2)(6). 1489–1496.
15. Godoy, A.; Campetella C.; Possia N. Un caso de baja segregada en el sur de Sudamérica: descripción del ciclo de vida y su relación con la precipitación. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.26, n.3, 491 - 502, (2011).
16. Gilford, M; et al. (1992). South America South of the Amazon River: A Climatological Study (en línea). Consultado 15 de Mar. 2014.
Disponible en:
www.dtic.mil/cgibin/GetTRDoc?Location=U2&doc=GetTRDoc.pdf&AD=ADA259541.

17. Garreaud R, Rutllant J, Fuenzalida H. (2002). Coastal lows in northcentral Chile: mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 130: 75–88.
18. Garreaud, R., & Rutllant, J. (2003). Coastal lows in north-central Chile: Numerical simulation of a typical case. *Monthly Weather Review*, 131(5), 891–908.
DOI: 10.1175/1520-0493(2003)131<0891:CLATSW>2.0.CO;2.
19. Garreaud RD, Muñoz RC. (2005). The low-level jet off the West Coast of subtropical South America: structure and variability. *Monthly Weather Review* 133: 2246–2261.
20. Garreaud, R. D., Rutllant, J. A., Muñoz, R. C., Rahn, D. A., Ramos, M., & Figueroa, D. (2011). VOCALS-CUpEx: The Chilean Upwelling Experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(5), 2015–2029.
DOI: 10.5194/acp-11-2015-2011
21. Nielsen-Gammon, J. W., & Lefevre, R. J. (1996). Piecewise Tendency Diagnosis of Dynamical Processes Governing the Development of an Upper-Tropospheric Mobile Trough. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
DOI: 10.1175/1520-0469(1996)053<3120:PTDODP>2.0.CO;2.
22. Grados, C., Chaigneau, A., Takahashi, K., Dewitte, B., Garreaud, R., and Gallardo, L.: VOCALS-REx Coastal Component, CLIVAR-Exchanges Newsletter, 15, 23–28, (2010).
23. Haack T, Burk SD, Dorman C, Rodgers D. (2001). Supercritical flow interaction within the Cape Blanco–Cape Mendocino orographic complex. *Monthly Weather Review*, 129: 688–708.
24. Hirschberg P. y J. Michael Fritsch, (1991): Tropopause Undulations and the Development of Extratropical Cyclones. Part I. Overview and Observations from a Cyclone Event. *Monthly Weather Review*, Vol. 119 (2): 496–517.
25. Holton J. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology* (4th Edition). Department of Atmospheric Sciences. University of Washington, Seattle, Washington.
26. Hoskins, B. (1997). A potential vorticity view of synoptic development. *Meteorol. Appl.* 4, 325 – 334.
27. Hoskins, A. J., M. E. McIntyre, y A. W. Robertson, (1985): On the use and significance of Isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Royal of Meteorological Society*. 111. 877 – 946.

28. Keyser, D., y M. J. Pecnick, (1985): Diagnosis of ageostrophic circulations in a two – dimensional primitive equation model of frontogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 114, 1283 - 1305.
29. Lackmann., G. 2010. Midlatitude synoptic meteorology : dynamics, analysis, and forecasting. *American Meteorological Society*.
30. Martin., J. E. (2006). Mid – Latitude Atmospheric Dynamics (A first course). The University of Wisconsin – Madison.
31. Douglas, M. W., (1995): The summertime low-level jet over the Gulf of California. *Monthly Weather. Review*, 123, 2334–2347,
DOI: 10.1175/1520-0493(1995)123,2334:TSLLO.2.0.CO;2.
32. Mohanakumar., K. (2008). Stratosphere – Troposphere Interactions. Dean, Faculty of Marine Sciences. *Department of Atmospheric Sciences, India*.
33. Montecinos A, Muñoz R, Garreaud R, Arriagada A, Conejero C, Morales J, Burger F, S´anchez E, Vizcarra A. (2011). Experimento de Surgencia Costera en el Golfo de Arauco (CUPEX-II). *Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima Coquimbo, Chile*.
34. Muñoz, R. C., & Garreaud, R. (2005). Dynamics of the Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 133(12), 3661–3677.
DOI: 10.1175/MWR3074.1.
35. Muñoz RC. (2008). Diurnal cycle of surface winds over the subtropical southeast Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 113: D13107.
DOI: 10.1029/2008JD009957.
36. Nieto, R., Sprenger, M., Wernli, H., Trigo, R. M., & Gimeno, L. (2008). Identification and climatology of cut-off lows near the tropopause. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 256–290.
Disponible en:
[http10.1196/annals.1446.016](http://10.1196/annals.1446.016)
37. Neiburger, M., D. S. Johnson y C. W. Chein, (1961): Studies of the structure of the atmosphere over the eastern Pacific Ocean in summer. The inversion over the eastern north Pacific Ocean. Univ. Calif. Publ. Meteor., 1, 94 pp.

38. Painemal, D., Garreaud, R., Rutllant, J., & Zuidema, P. (2010). Southeast Pacific stratocumulus: high-frequency variability and mesoscale structures over San Félix Island. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(3), 463–477.
DOI: 10.1175/2009JAMC2230.1.
39. Pizarro, J. & A. Montecinos. (2000). Cut-off cyclones off the subtropical coast of Chile. Preprints 6th Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, pp 278–279.
40. Parish, T. R., (2000): Forcing of the summertime low-level jet along the California coast. *Journal Applied Meteorology and Climatology*, 39, 2421–2433.
DOI:10.1175/1520-0450(2000)039<2421:FOTSLL.2.0.CO;2.
41. Quispe N (2005) Condiciones sinópticas de la incursión de una masa de aire frío en Sudamérica y su impacto en los cultivos de la selva caso específico: Verano de 1996 e Invierno de 2000. *Tesis UNALM, Ing. Meteorólogo. Lima-Perú*, 134 pp.
42. Quispe N (2010) Estructura dinámica de una baja fría. *Rev Peruana. Geo-Atmosférica* 1:125–133.
43. Quijano J., (2011). Simulación de la dinámica del viento superficial sobre la costa de Ica utilizando el modelo numérico de la atmósfera de mesoescala MM5. *Tesis para optar por el título de Ingeniero Mecánico de Fluidos. UNMSM*, 2011; 1:1-150.
44. Quijano J., (2013). Estudio numérico y observacional de la dinámica de viento paracas, asociado al transporte eólico hacia el océano frente a la costa de Ica – Perú. Tesis para optar por el título de Magíster en Ciencias del Mar. UNMSM, 2013; 1:1-151.
45. Jiang, Q., Wang, S., & O'Neill, L. (2010). Some Insights into the Characteristics and Dynamics of the Chilean Low-Level Coastal Jet. *Monthly Weather Review*, 138(8), 3185–3206.
DOI: 10.1175/2010MWR3368.1.
46. Rutllant, J., Montecino, V., (2002). Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off north – central Chile. *Rev. Chil. Hist. Nat.* 75, 217 – 231.
47. Rahn, D. A., Garreaud, R. D., & Rutllant, J. A. (2011). The Low-Level Atmospheric Circulation near Tongoy Bay–Point Lengua de Vaca (Chilean Coast, 30°S). *Monthly Weather Review*, 139(11), 3628–3647.
DOI: 10.1175/MWR-D-11-00059.1.

48. Rahn, D. A., & Garreaud, R. D. (2014). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *International Journal of Climatology*, 34(3), 780–792.
DOI: 10.1002/joc.3724.
49. Renault, L., Dewitte, B., Falvey, M., Garreaud, R., Echevin, V., & Bonjean, F. (2009). Impact of atmospheric coastal jet off central Chile on sea surface temperature from satellite observations (2000-2007). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(8), 1–22.
DOI: 10.1029/2008JC005083.
50. Roger, D. P., Dorman, C. E., Edwards, K. A., Brooks, I. M., Melville, W. K. and co-authors. (1998). Highlights of coastal waves 1996. *Bulletin American Meteorological Society*. 79, 1307_1326.
51. Rotunno, R., Grubišić, V., & Smolarkiewicz, P. K. (1999). Vorticity and Potential Vorticity in Mountain Wakes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(16), 2796–2810.
DOI: 10.1175/1520-0469(1999)056<2796:VAPVIM>2.0.CO;2.
52. Seluchi, M. E., Saulo, a. C., Nicolini, M., & Satyamurty, P. (2003). The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. *Monthly Weather Review*, 131, 2361–2378.
DOI: 10.1175/1520-0493(2003)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2.
54. Santurette P. y Georgiev., C. 2005. Weather Analysis and Forecasting. Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis.
55. Semedo, A. (2013). Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from ERA-interim reanalysis. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 65(1), 1–21.
DOI: 10.3402/tellusa.v65i0.20412.
56. Sherman K, Hempel G (eds). (2009). The UNEP Large Marine Ecosystem Report: a perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas. UNEP Regional Seas Report and Studies No. 182. United Nations Environment Programme Nairobi: Kenya.
57. Santurette, R, Joly, A. (2002). ANASYG/PRESYG, Meteo-France's new graphical summary of the synoptic situation. *Meteorol. Appl.* 9, 129-154.

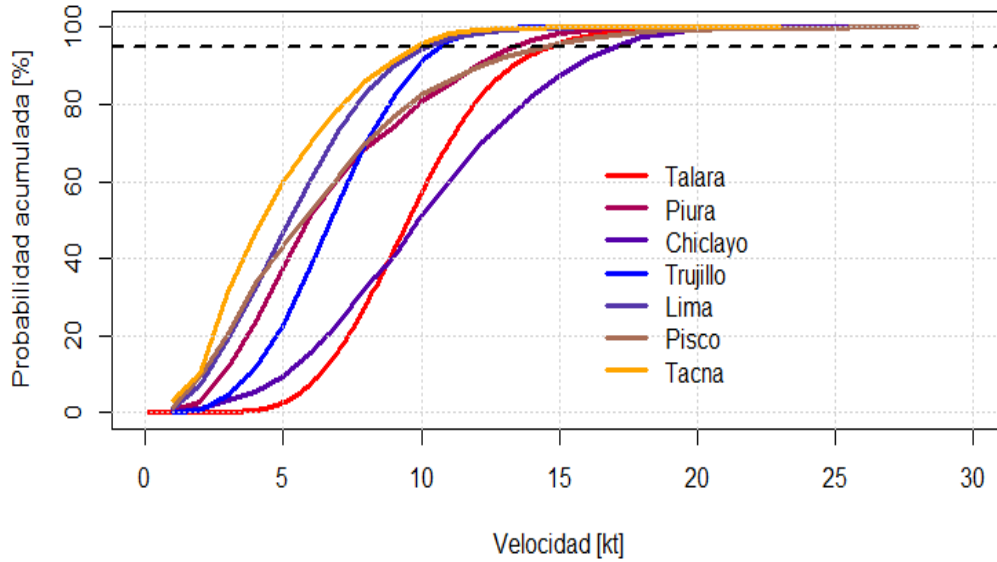
58. Shapiro, M. A., (1981): Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream – frontal zone systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 954 – 973.
59. METED. (2004). Low Level Coastal Jets (en línea). COMET. Consultado 15 diciembre 2016.
Disponible en:
www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=153#.WStzms1_cc
60. Toniazzo, T., Abel, S. J., Wood, R., Mechoso, C. R., Allen, G., & Shaffrey, L. C. (2011). Large-scale and synoptic meteorology in the south-east Pacific during the observations campaign VOCALS-REx in austral Spring 2008. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(10), 4977–5009.
DOI: 10.5194/acp-11-4977-2011.
61. Brill, K. F., Uccellini, L. W., Burkhart, R. P., Warner, T. T., & Anthes, R. A. (1985). Numerical Simulations of a Transverse Indirect Circulation and Low-Level Jet in the Exit Region of an Upper-Level Jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
DOI: 10.1175/1520-0469(1985)042<1306:NSOATI>2.0.CO;2.
62. Uccellini, L. W., & Kocin, P. J. (1987). The Interaction of Jet Streak Circulations during Heavy Snow Events along the East Coast of the United States. *Weather and Forecasting*.
DOI: 10.1175/1520-0434(1987)002<0289:TIOJSC>2.0.CO;2.
63. Veblen, T. T., Young, K. R., & Orme, A. R. (2007). The physical geography of South America. Oxford regional environments.
Disponible en:
www.loc.gov/catdir/enhancements/fy0725/2006016266-d.html.
64. Wallace., J. M y Hobbs., P. V., (2005). Atmospheric Science (second edition). An introductory survey. University of Washington.
65. Winant, C. D., C. E. Dorman, C. A. Friehe, and R. C. Beardsley (1988), The marine layer off northern California: An example of supercritical channel flow, *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 3588–3605.
66. Wang, H., Feingold, G., Wood, R., and Kazil, J.: Modelling microphysical and meteorological controls on precipitation and cloud cellular structures in Southeast Pacific stratocumulus, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 6347–6362,

DOI:10.5194/acp 10-6347-2010, (2010).

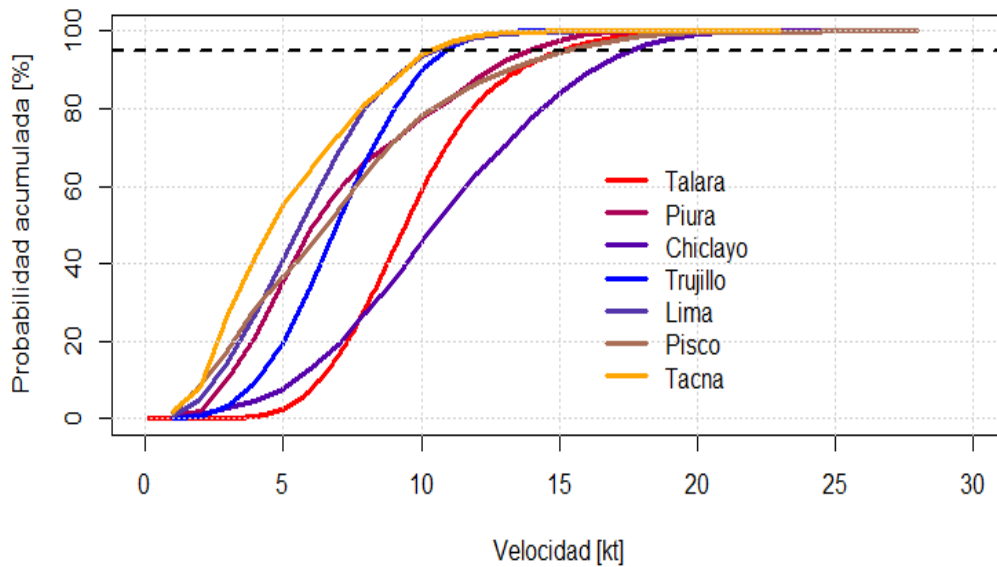
67. Wandishin, M. S., J. W. Nielsen-Gammon, and D. Keyser, (2000): A potential vorticity diagnostic approach to upper-level frontogenesis within a developing baroclinic wave. *Journal of Atmospheric Sciences*, 57, 3918-3938.
68. Weldon, R. B., Holmes, S. J. (1991). Water vapor imagery: interpretation and applications to weather analysis and forecasting, NOAA Technical Report. NESDIS 57, NOAA, US Department of Commerce, Washington D.C., 213 pp.
69. Whitaker, J. S., L. W. Uccellini, y K. F. Brill, (1988): A model – based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents’ Day cyclone. *Monthly Weather Review*, 116, 2337 – 2365.
70. Hong, X., Wang, S., Holt, T. R., Martin, P. J., & O’Neill, L. (2013). Modulation of the sea-surface temperature in the Southeast Pacific by the atmospheric low-level coastal jet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(9), 3979–3998.
DOI: 10.1002/jgrc.20289.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Función de Densidad de Probabilidad Acumulada (PDF) para JJA y SON.



(a)



(b)

Figura 89: Función de densidad de probabilidad acumulada (PDF) para todas las estaciones costeras con información disponibles de aeropuertos (2006 – 2014) durante invierno (a) y primavera (b), se incluye la estación de Tacna. La línea punteada representa el p95 de la información a partir del cual se consideran valores extremos de viento.

Anexo 2: Frecuencia y distribución horaria del viento para las estaciones control a lo largo de la costa.

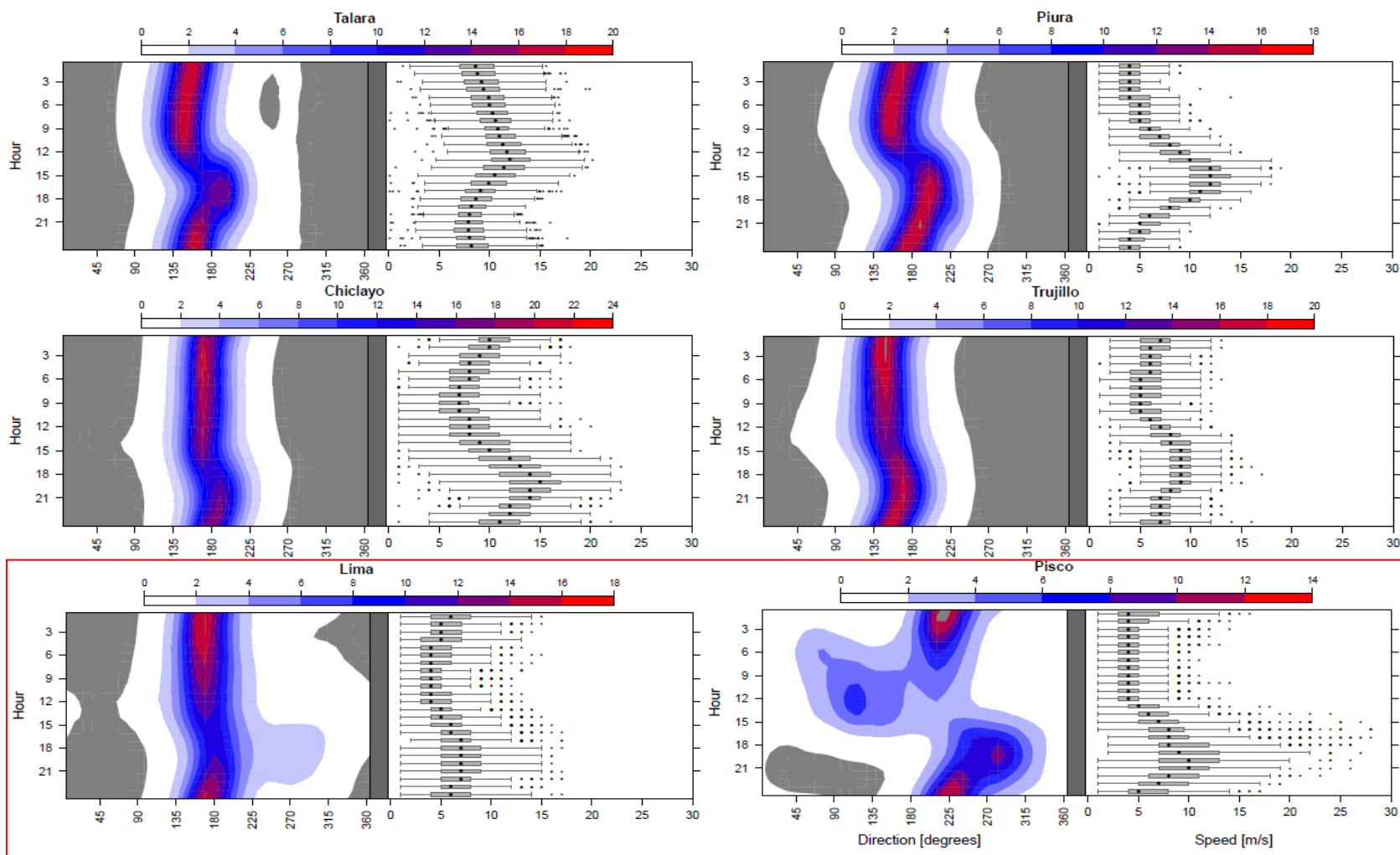


Figura 90: Frecuencia (colores) y distribución (diagramas Box-Plot) de la ocurrencia horaria (UTC) de la dirección del viento (grados) y velocidad del viento (Kt) por estación para invierno (JJA).

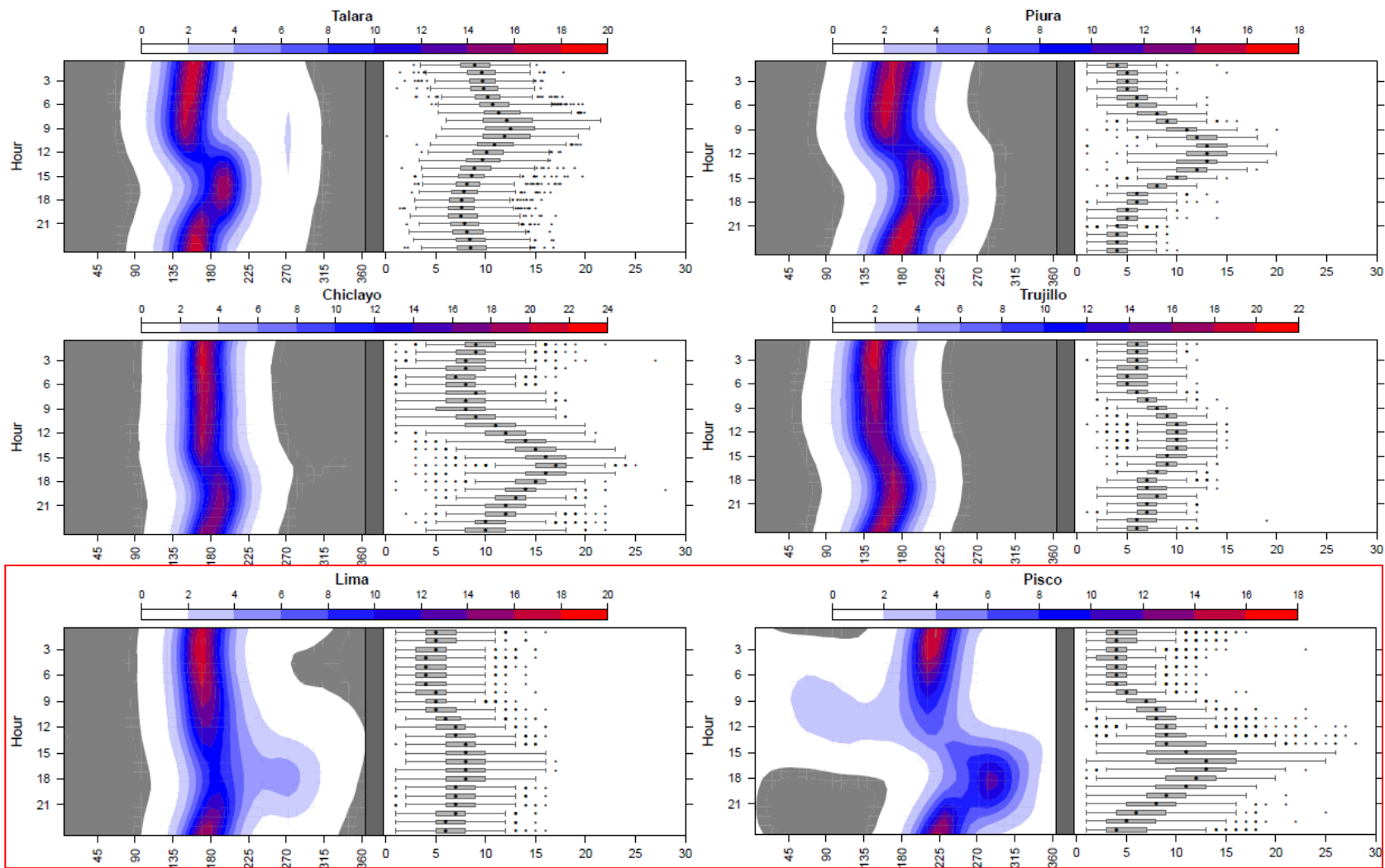


Figura 91: Análisis similar que en la Figura 90, pero para primavera (SON).

Anexo 3: Relieve Topográfico.

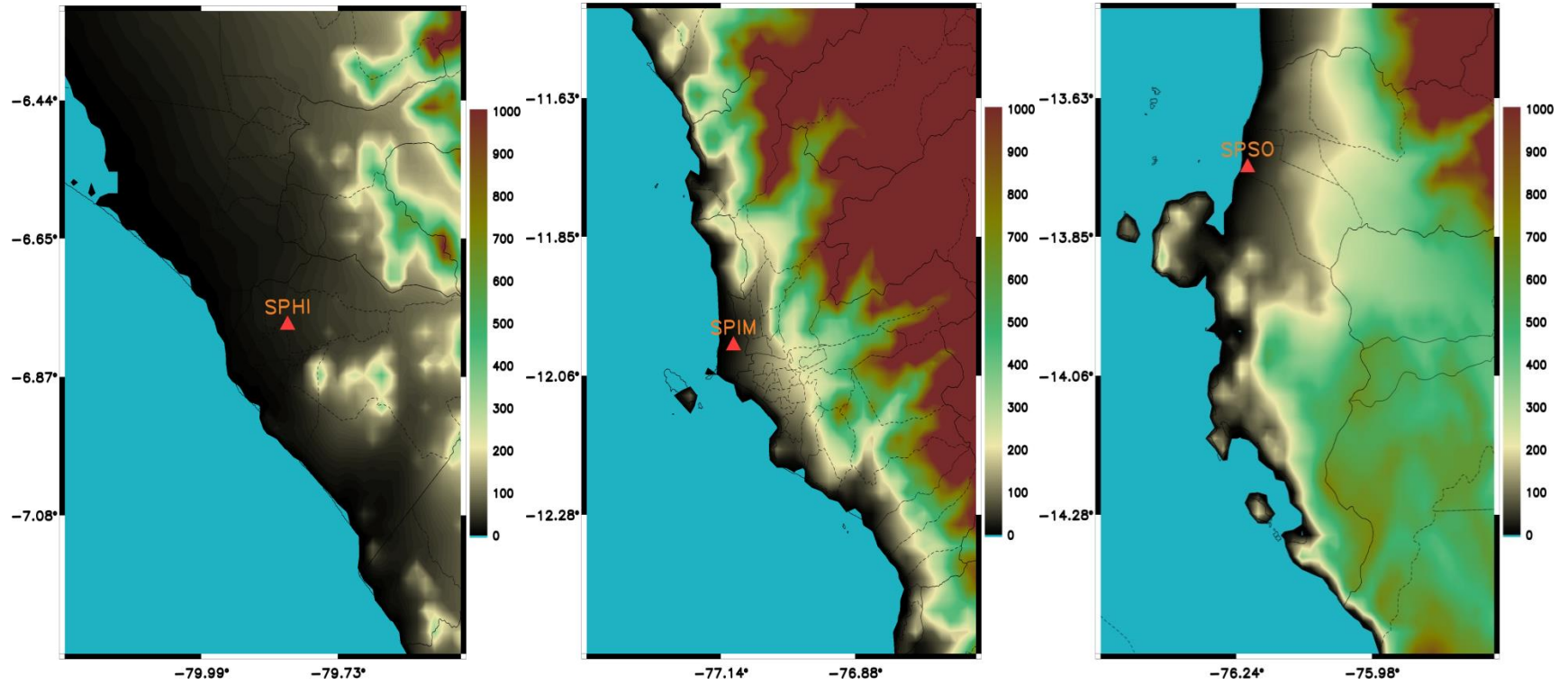


Figura 92: Mapa de elevación topográfica (m) a partir del arc-minute (≈ 1.85 km) modelo de relieve superficial terrestre para a regiones norte (SPHI), centro (SPIM) y sur (SPSO) de la costa peruana.

Anexo 4: Composites a partir del p95 para eventos extremos alineados y centrados a las 00UTC identificados en las estaciones “control” desde JJA a SON.

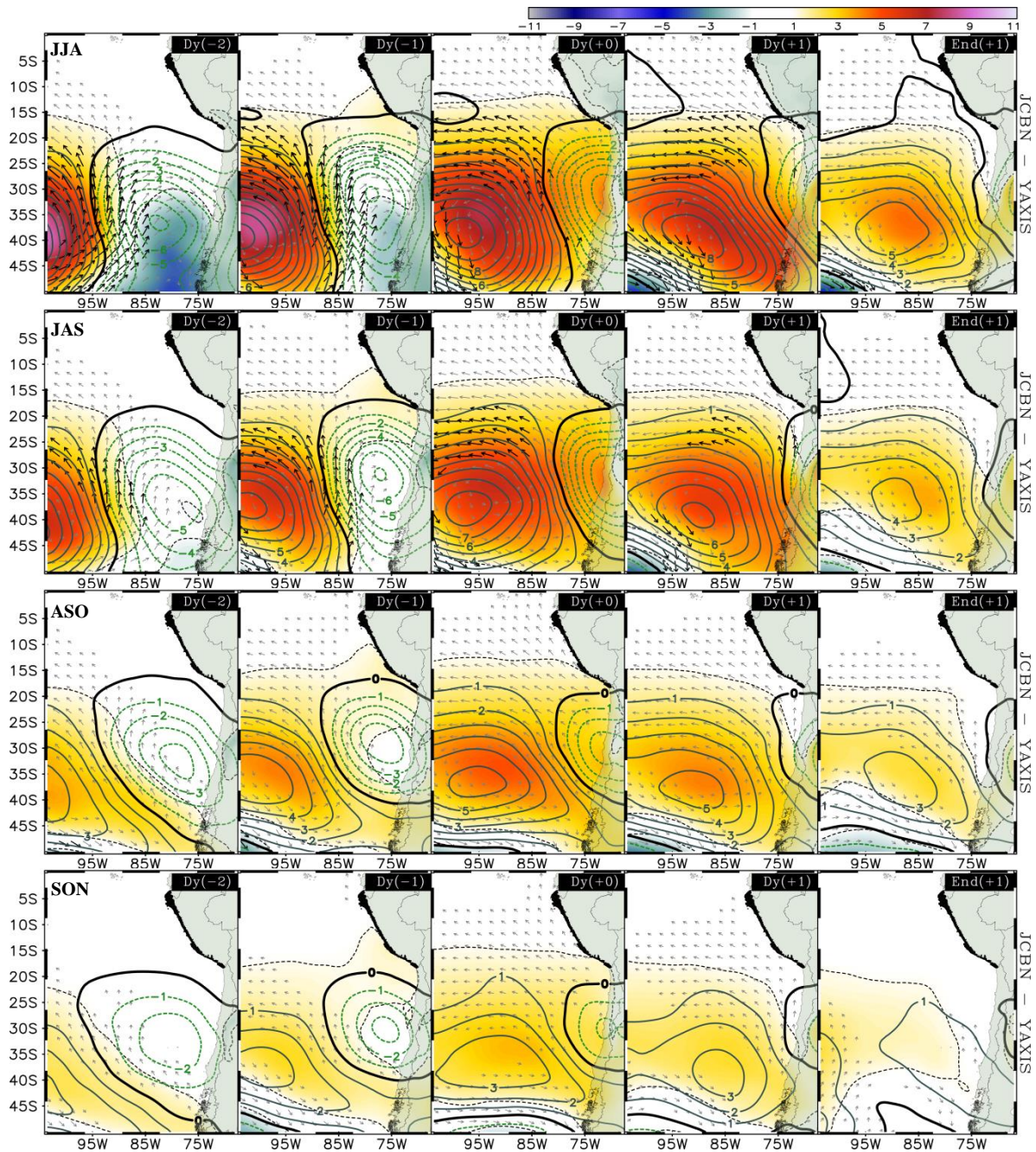


Figura 93: Análisis de compuestos de los campos de anomalía promedio de la altura de geopotencial en 500 hPa (1m, contornos positivos en líneas negras y negativos en líneas punteadas), anomalías de SLP (hPa, colores), y anomalías de la velocidad del viento a 10 m (vectores, ms^{-1}) para días relativos a los eventos extremos indicados en la esquina superior de cada figura para la secuencia trimestral desde JJA a SON, a las 00 UTC del reanálisis ERA-Interim. Vectores sobre 1 m.s^{-1} (gris) y 3 m.s^{-1} (negro) cada 3 puntos de grilla.

Anexo 5: Composites a partir del p99 para todos los eventos extremos identificados por cada estación “control” en JJA y SON.

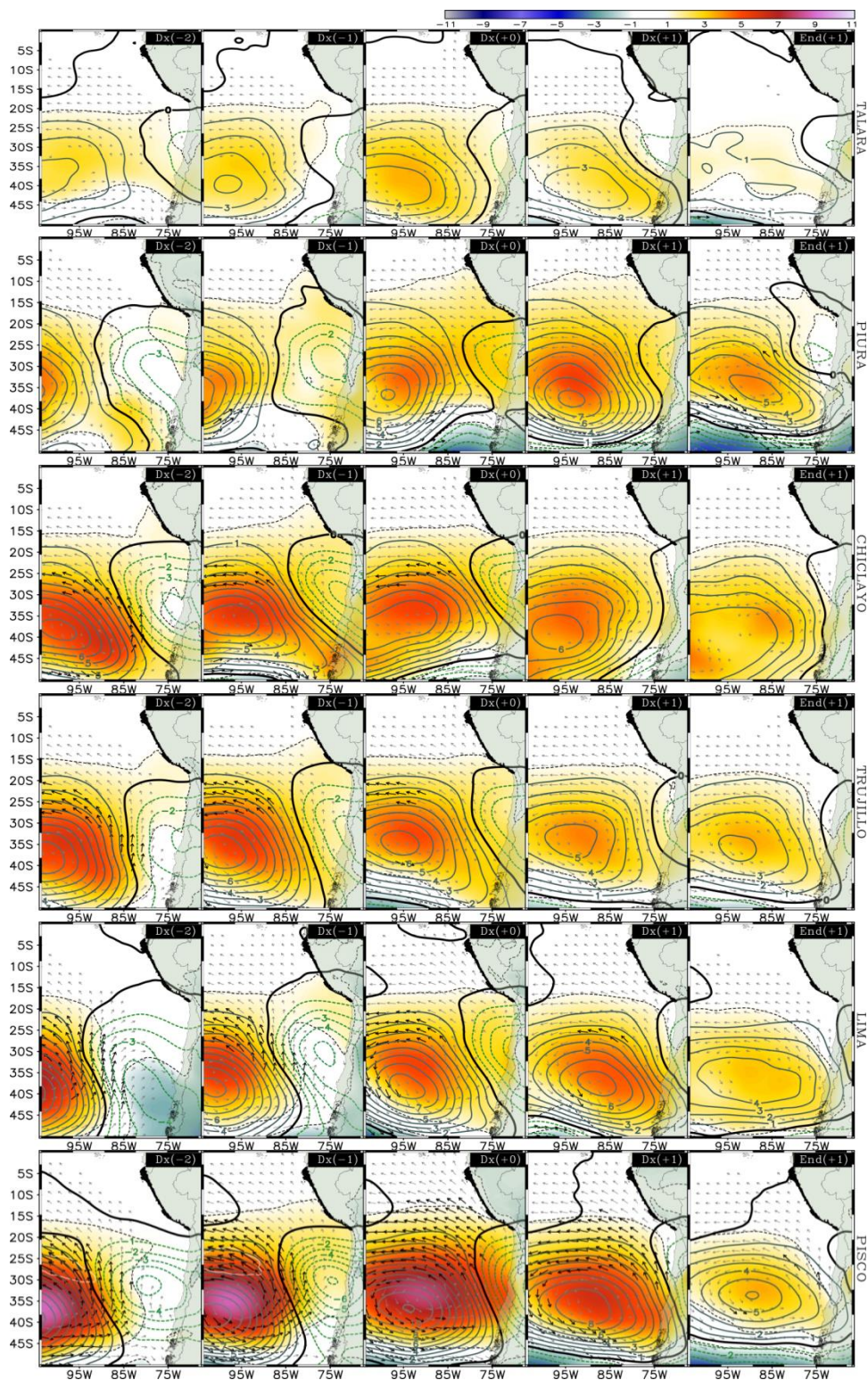


Figura 94: Análisis de compuestos similar a la Figura 93, pero respecto de cada estación “control” en JJA.

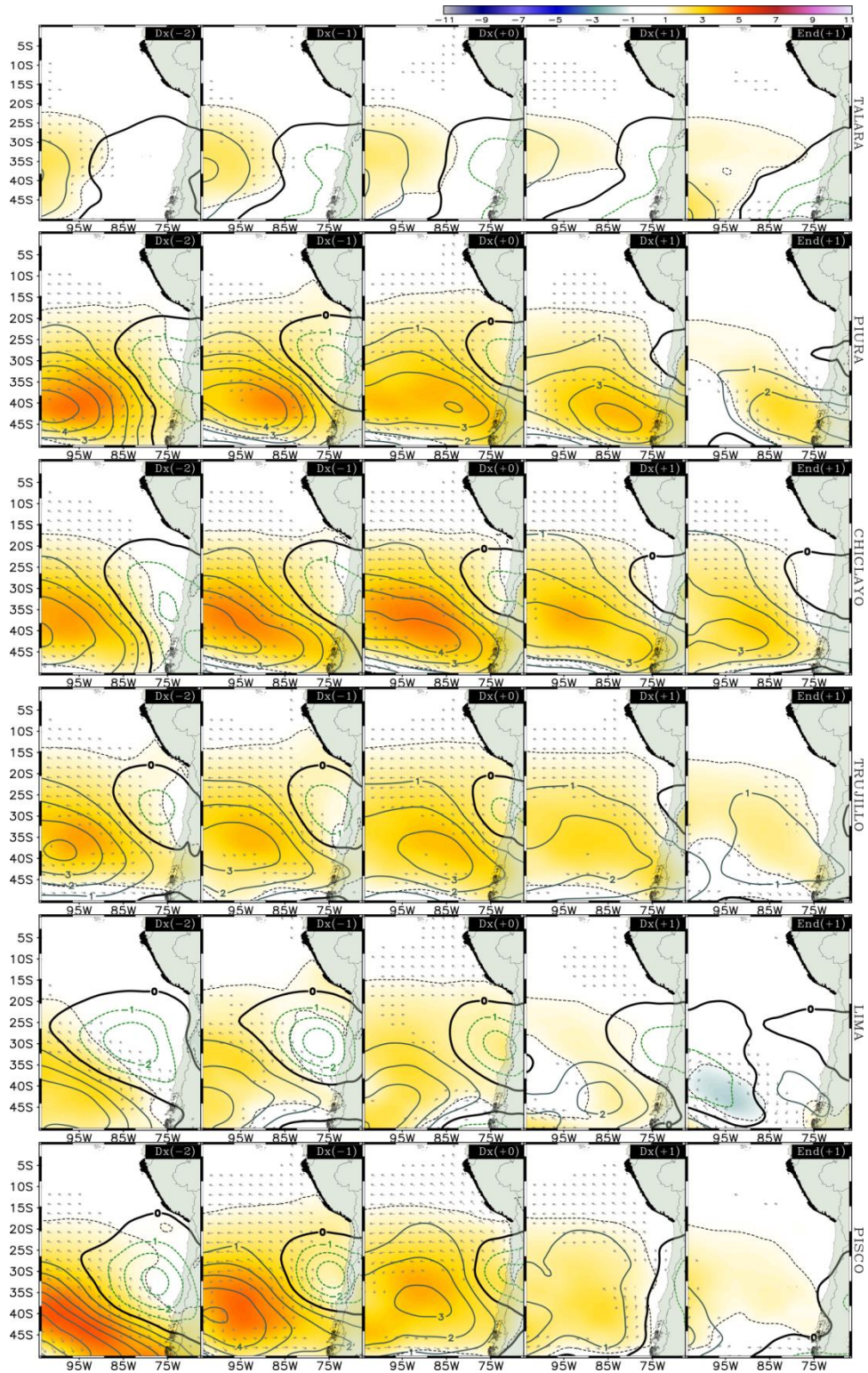


Figura 95: Similar a la Figura 94, pero para SON.

Anexo 6: Frecuencia Mensual del JCBN a las 00 UTC.

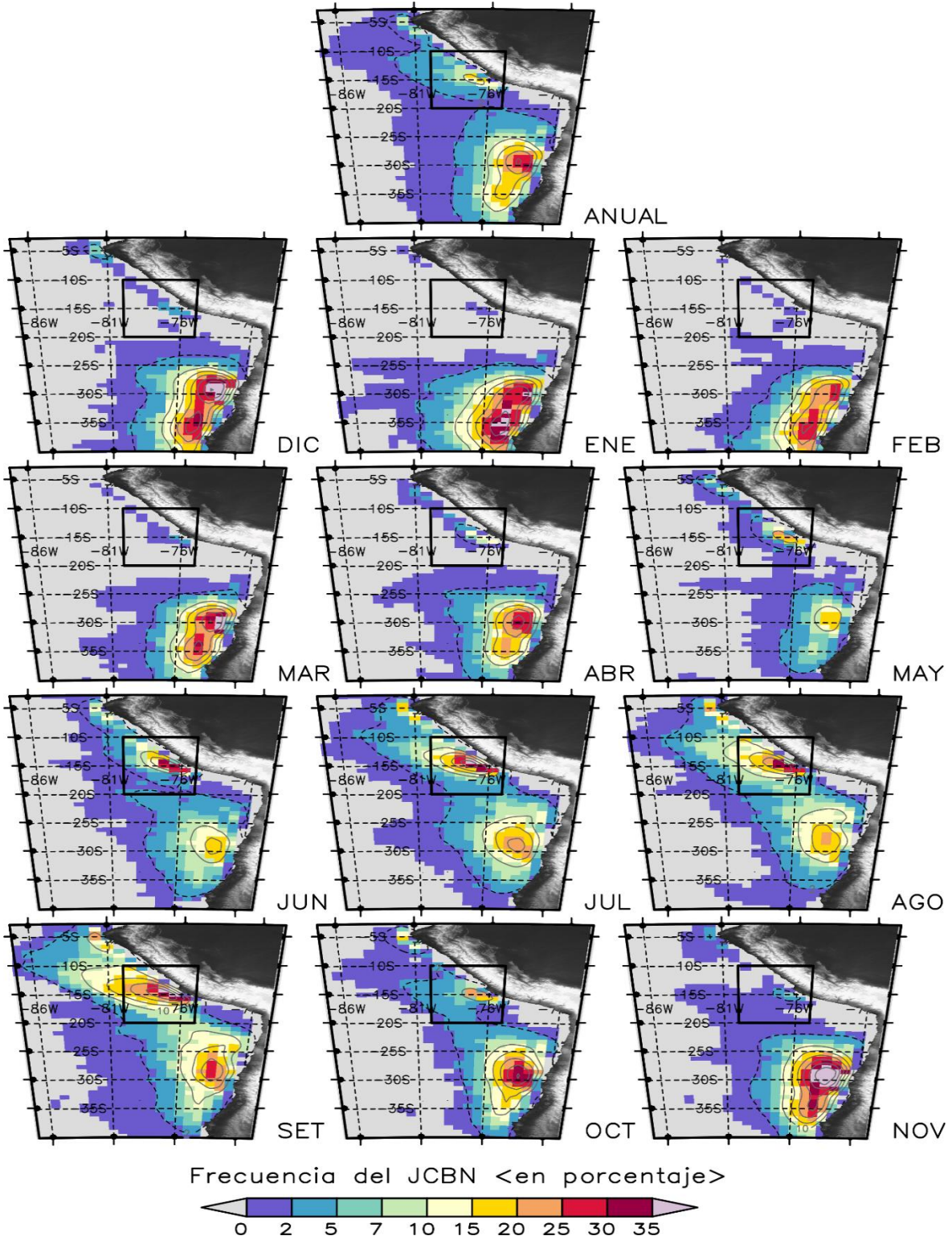


Figura 96: Frecuencias mensuales (clima: 2004 – 2014), expresadas como porcentaje del total de información a las 00 UTC del reanálisis ERA-Interim. Puntos de grilla con casos “No-jets” o elevaciones sobre > 2 km están sombreados de color blanco. La topografía es mostrada en grises.

Anexo 7: Frecuencia Anual del JCBN para JJA y SON a las 00 UTC.

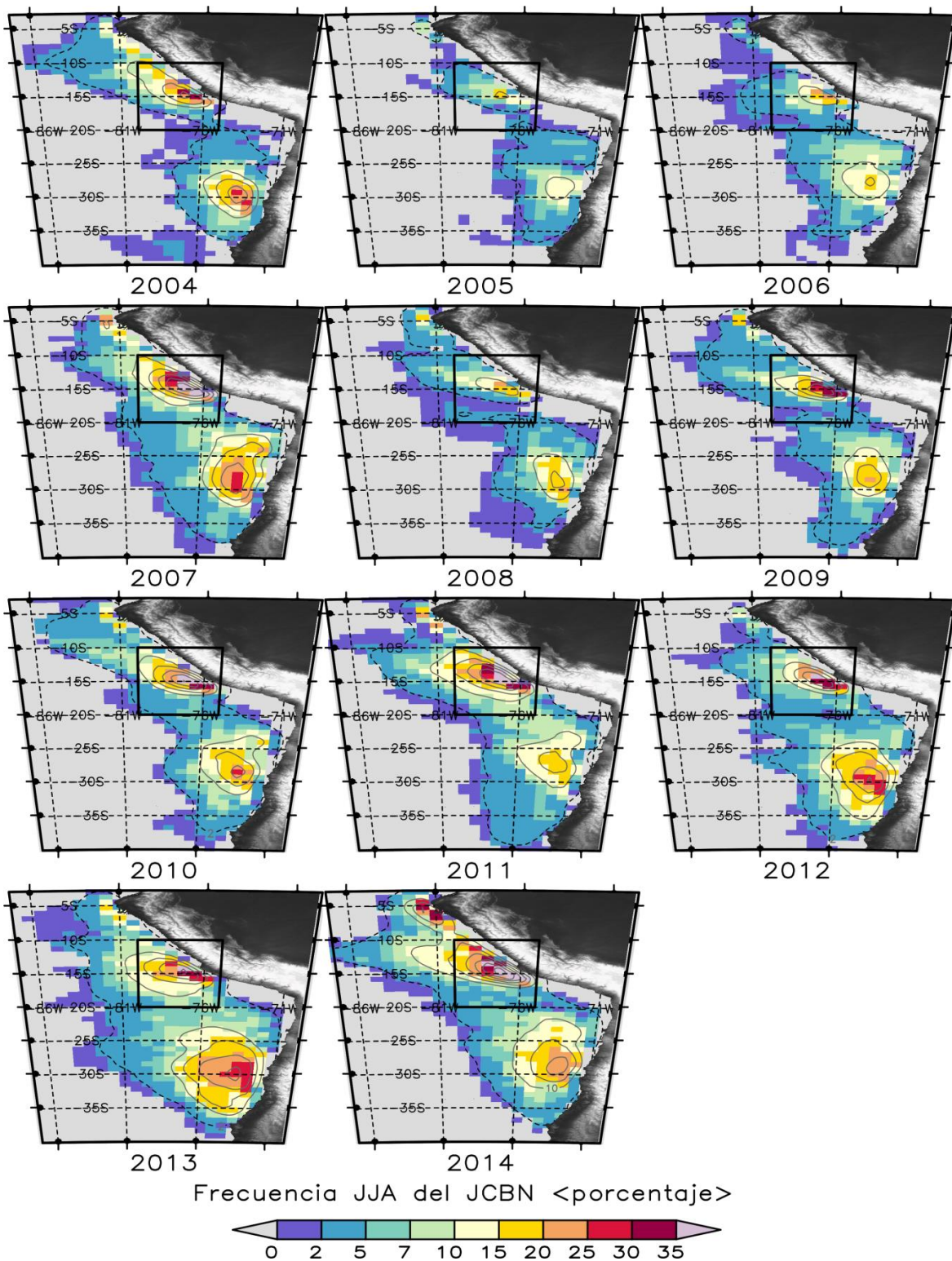


Figura 97: Frecuencias anuales expresadas como porcentaje del total de información a las 00 UTC para los meses de JJA del reanálisis ERA-Interim. Puntos de grilla con casos “No-jets” o elevaciones sobre > 2 km están sombreados de color blanco. La topografía es mostrada en grises.

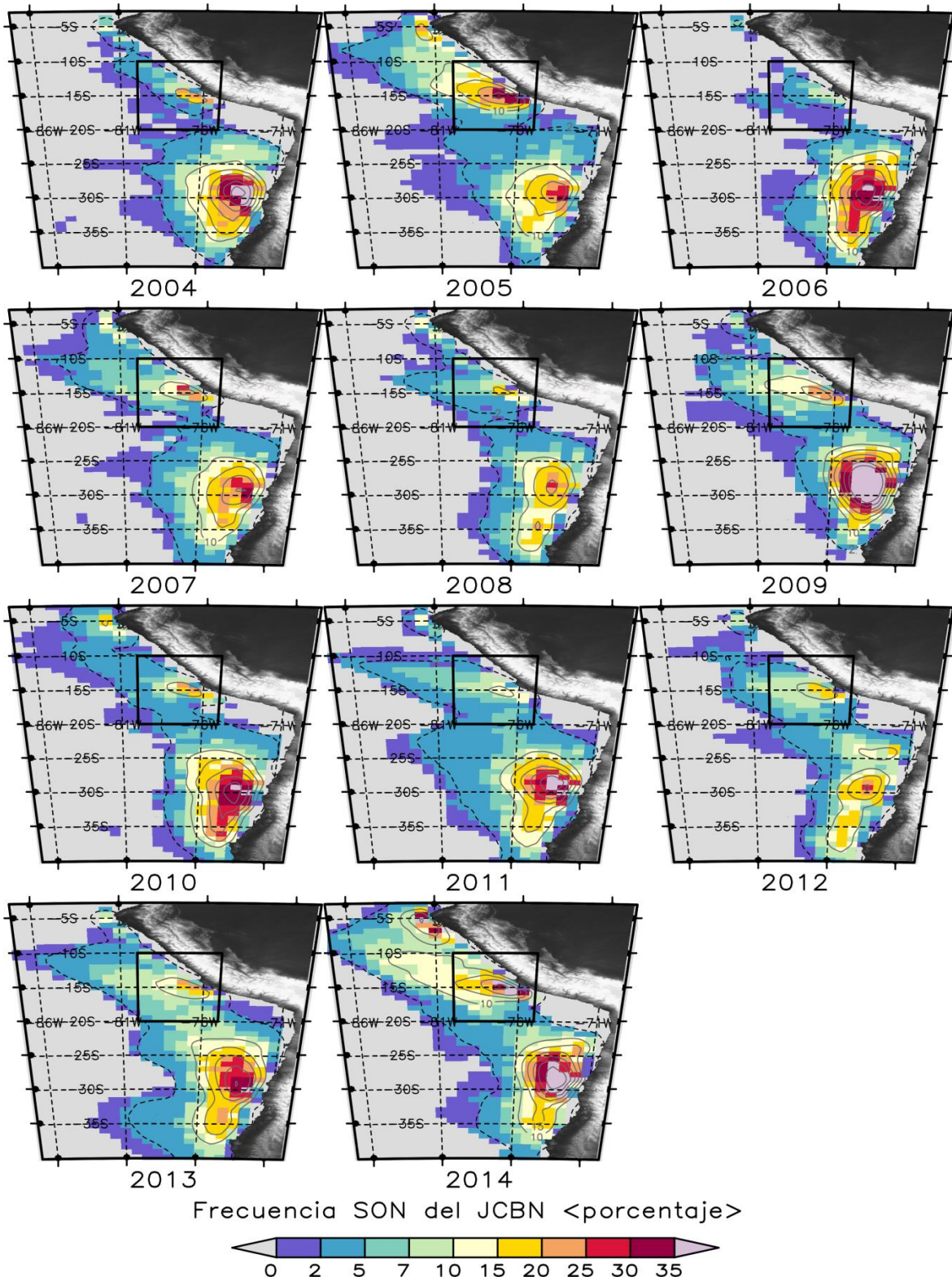


Figura 98: Similar a la Figura 97, pero para SON.

Anexo 8: Pulsos de la TD asociados al JCBN para los casos de invierno y primavera.

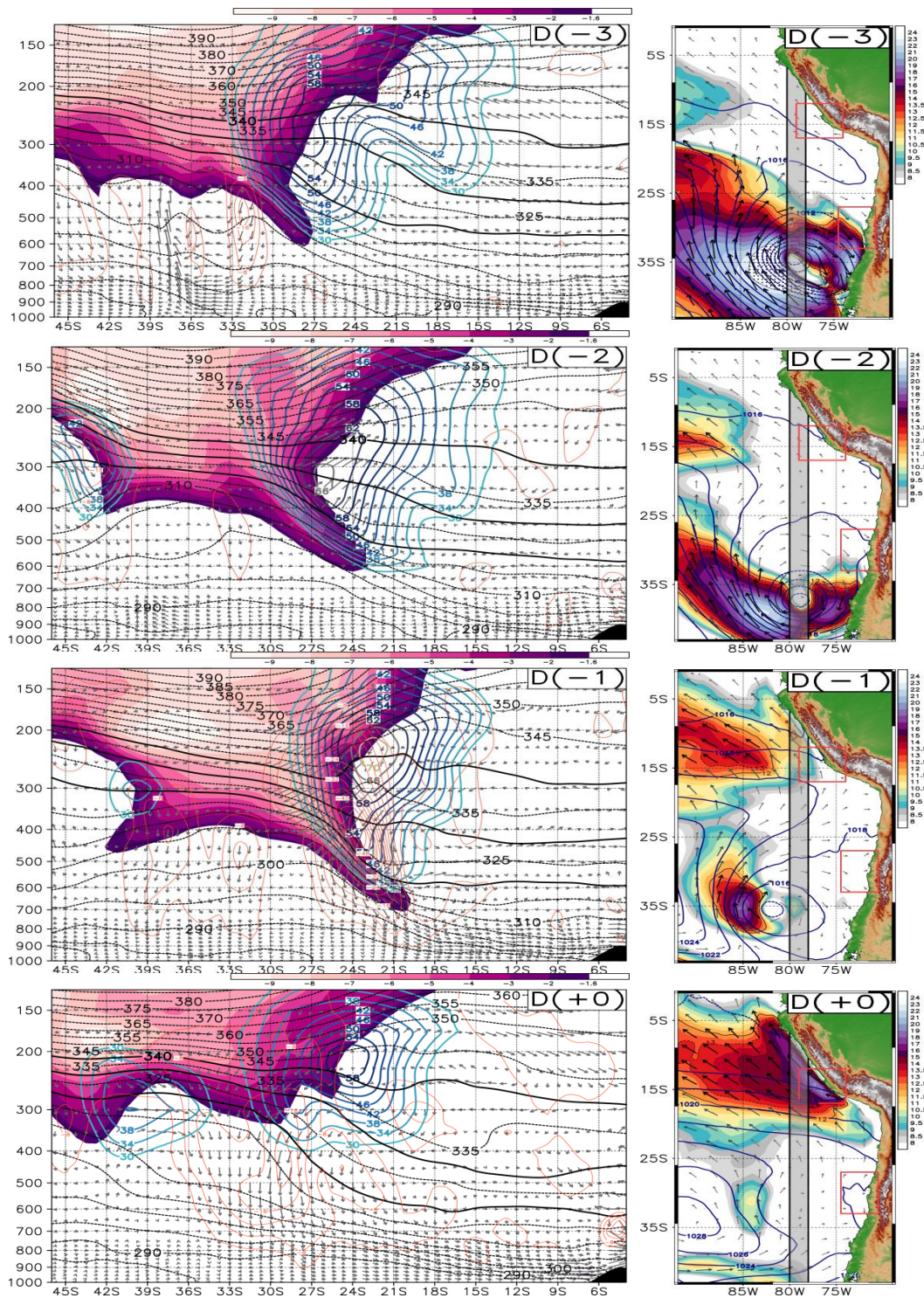


Figura 99: Secuencia de escenarios D (-3) a D (+0) para el caso de invierno. Panel izquierdo, secciones longitudinales promedio (entre 80°W – 78°W, derecha) de los pulsos de TD (VP < -1.6UVP), temperatura potencial (contornos, cada 5 K), viento ageostrófico (vectores) y la posición del JST, JPN y JPS. Panel derecho, mapa espacial de la velocidad (vectores negros, WR > 12m.s⁻¹) del viento (WR) entre 1000 – 950 hPa y SLP (contornos, cada 2 hPa). En ambos se resalta el relieve topográfico.

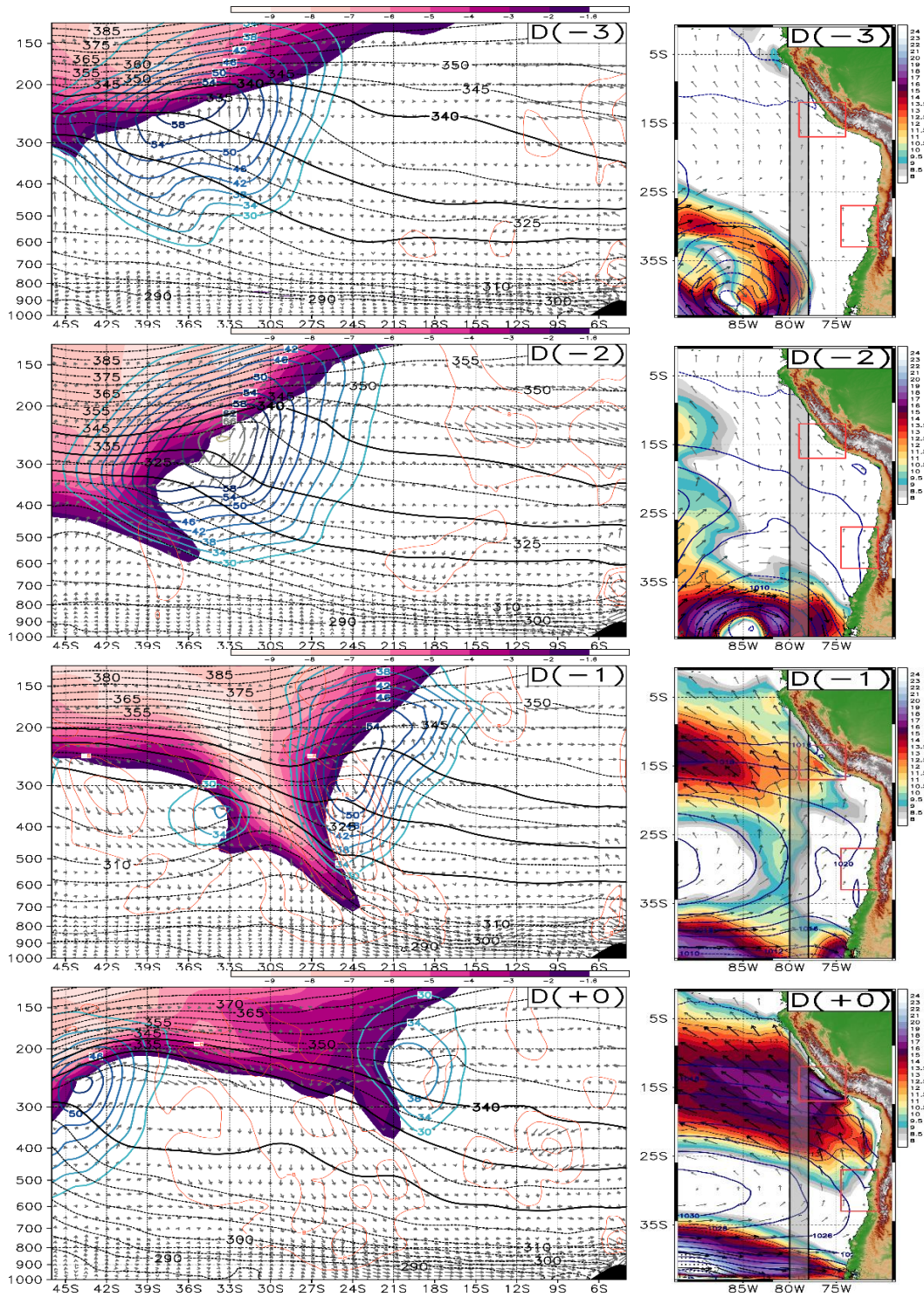


Figura 100: Similar a la Figura 99, pero para el caso de primavera.

Anexo 9: Características sinópticas relevantes correspondientes a los eventos encontrados en invierno y primavera.

Tabla 17: Resumen descriptivo para los casos de invierno.

ESCENARIO D (-1)	JCBN – ISOTACA WR $\geq 12 \text{ ms}^{-1}$	MAX. INTRUSIÓN – TD –	MAX. ESTAB. ESTÁTICA – TD –	PATRÓN ATM. – CUÑA/VAGUADA –	INTENSIDAD OBSERBADA (SPSO)
12Z – 31/07/2008	LAT: 03.5°S – 17.0°S	TD _{MAX} \approx 400 mb	LAT: 24°S – 18°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 24Kt
06Z – 27/07/2004	LAT: 03.5°S – 17.0°S	TD _{MAX} \approx 700 mb	LAT: 27°S – 18°S	Evento: COL \perp Costa	Wr _{surf} = 26Kt
06Z – 15/07/2005	LAT: 09.5°S – 16.0°S	TD _{MAX} \approx 700 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: COL \perp Costa	Wr _{surf} = 25Kt
06Z – 25/08/2007	LAT: 05.0°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 600 mb	LAT: 27°S – 18°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 28Kt
06Z – 29/07/2008	LAT: 09.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 580 mb	LAT: 27°S – 18°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 25Kt
00Z – 24/08/2007	LAT: 03.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 650 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 26Kt
12Z – 26/06/2010	LAT: 06.0°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 650 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 26Kt
00Z – 06/06/2011	LAT: 10.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 680 mb	LAT: 33°S – 24°S	Evento: COL \perp Costa	Wr _{surf} = 25Kt
00Z – 25/07/2011	LAT: 12.0°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 720 mb	LAT: 33°S – 24°S	Evento: VAG \perp Costa	Wr _{surf} = 28Kt
00Z – 31/07/2011	LAT: 05.0°S – 17.0°S	TD _{MAX} \approx 750 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: COL \angle Costa	Wr _{surf} = 26Kt
00Z – 11/07/2012	LAT: 12.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 480 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 24Kt
00Z – 25/07/2012	LAT: 13.0°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 450 mb	LAT: 33°S – 24°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 24Kt
00Z – 06/08/2012	LAT: 10.0°S – 17.0°S	TD _{MAX} \approx 700 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: COL \angle Costa	Wr _{surf} = 25Kt
06Z – 23/08/2012	LAT: 04.5°S – 18.0°S	TD _{MAX} \approx 800 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \perp Costa	Wr _{surf} = 28Kt
00Z – 19/06/2013	LAT: 04.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 500 mb	LAT: 27°S – 18°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 26Kt
06Z – 24/08/2013	LAT: 02.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 700 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 27Kt
12Z – 06/06/2014	LAT: 04.5°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 580 mb	LAT: 33°S – 24°S	Evento: VAG \perp Costa	Wr _{surf} = 24Kt
00Z – 26/06/2014	LAT: 02.0°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 510 mb	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 27Kt
06Z – 27/06/2014	LAT: 05.0°S – 17.5°S	TD _{MAX} \approx 450 mb	LAT: 27°S – 18°S	Evento: VAG \angle Costa	Wr _{surf} = 24Kt

Tabla 18: Resumen descripción para los casos de primavera.

ESCENARIO D (-1)	JCBN – ISOTACA WR $\geq 12 \text{ ms}^{-1}$	MÁX. INTRUSIÓN – TD –	MÁX. ESTAB. ESTÁTICA – TD –	PATRÓN ATM. – CUÑA/VAGUADA –	INTENSIDAD – OBS (SPSO)
00Z – 07/10/2004	LAT: 06.0°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 710 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	$Wr_{surf} = 27Kt$
00Z – 10/09/2005	LAT: 04.5°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 650 \text{ mb}$	LAT: 33°S – 24°S	Evento: VAG \angle Costa	$Wr_{surf} = 26Kt$
00Z – 22/09/2007	LAT: 03.0°S – 16.5°S	$TD_{MAX} \approx 590 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	$Wr_{surf} = 27Kt$
12Z – 31/10/2007	LAT: 13.0°S – 16.5°S	$TD_{MAX} \approx 550 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: COL \angle Costa	$Wr_{surf} = 24Kt$
00Z – 18/09/2008	LAT: 13.0°S – 16.0°S	$TD_{MAX} \approx 500 \text{ mb}$	LAT: 33°S – 24°S	Evento: VAG \perp Costa	$Wr_{surf} = 26Kt$
00Z – 09/09/2009	LAT: 10.0°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 610 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	$Wr_{surf} = 28Kt$
06Z – 02/09/2010	LAT: 02.0°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 750 \text{ mb}$	LAT: 24°S – 18°S	Evento: COL \perp Costa	$Wr_{surf} = 25Kt$
00Z – 03/09/2010	LAT: 05.0°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 720 \text{ mb}$	LAT: 33°S – 24°S	Evento: COL \perp Costa	$Wr_{surf} = 24Kt$
00Z – 13/09/2010	LAT: 13.0°S – 20.0°S	$TD_{MAX} \approx 500 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \perp Costa	$Wr_{surf} = 26Kt$
00Z – 07/09/2011	LAT: 13.0°S – 20.0°S	$TD_{MAX} \approx 450 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	$Wr_{surf} = 26Kt$
06Z – 07/10/2011	LAT: 05.0°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 510 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: COL \perp Costa	$Wr_{surf} = 25Kt$
18Z – 22/09/2014	LAT: 05.0°S – 17.5°S	$TD_{MAX} \approx 600 \text{ mb}$	LAT: 30°S – 21°S	Evento: VAG \angle Costa	$Wr_{surf} = 26Kt$

Anexo 10: Composites a partir de la VP de Ertel durante el JJA y SON.

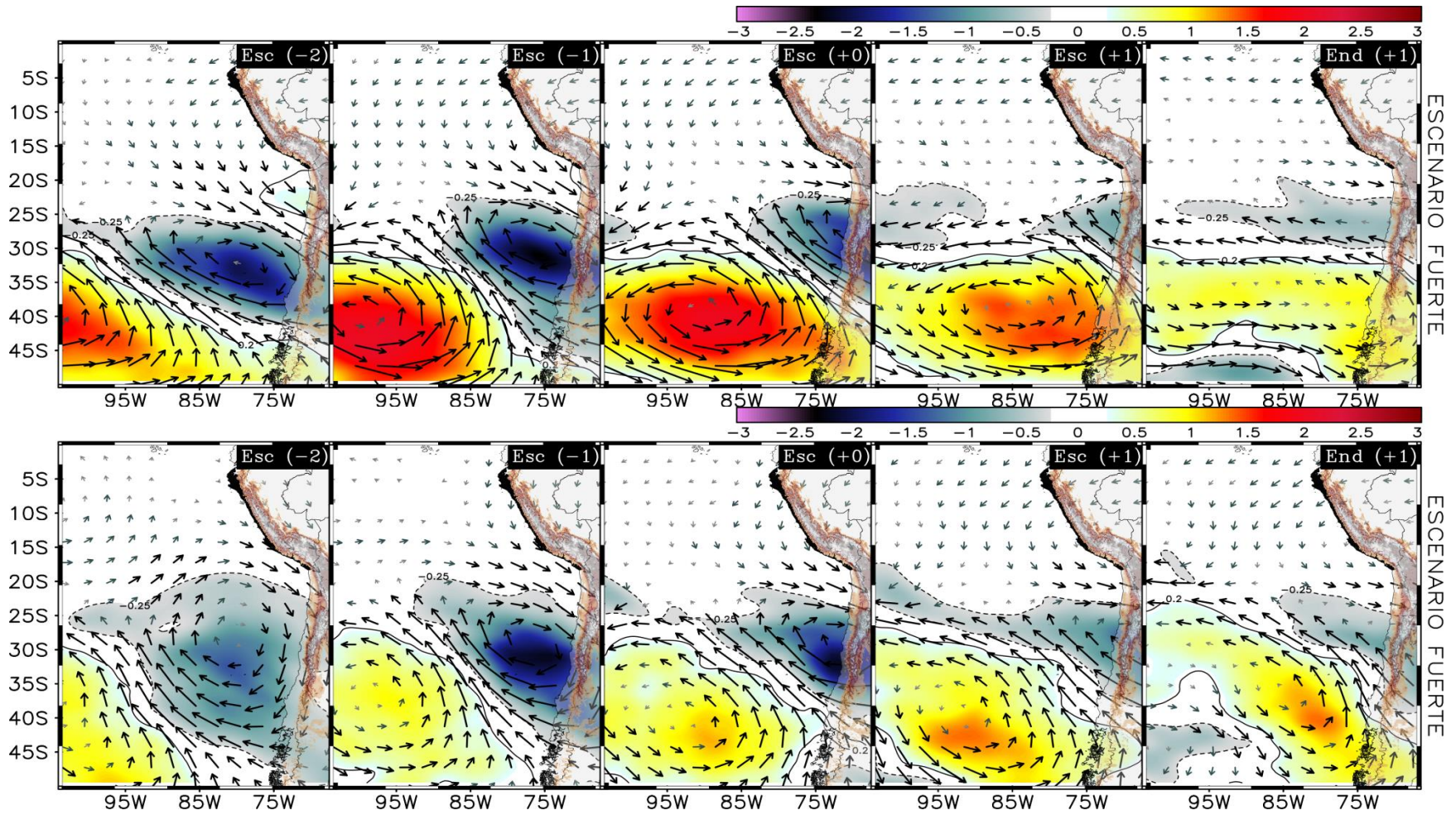


Figura 101: Análisis de compuestos para los casos de JJA y SON. Anomalia promedio de campos espaciales entre 300 y 150 hPa para la VP de Ertel y viento total. Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).

Anexo 11: Composites a partir de la divergencia y velocidad vertical durante el JJA y SON.

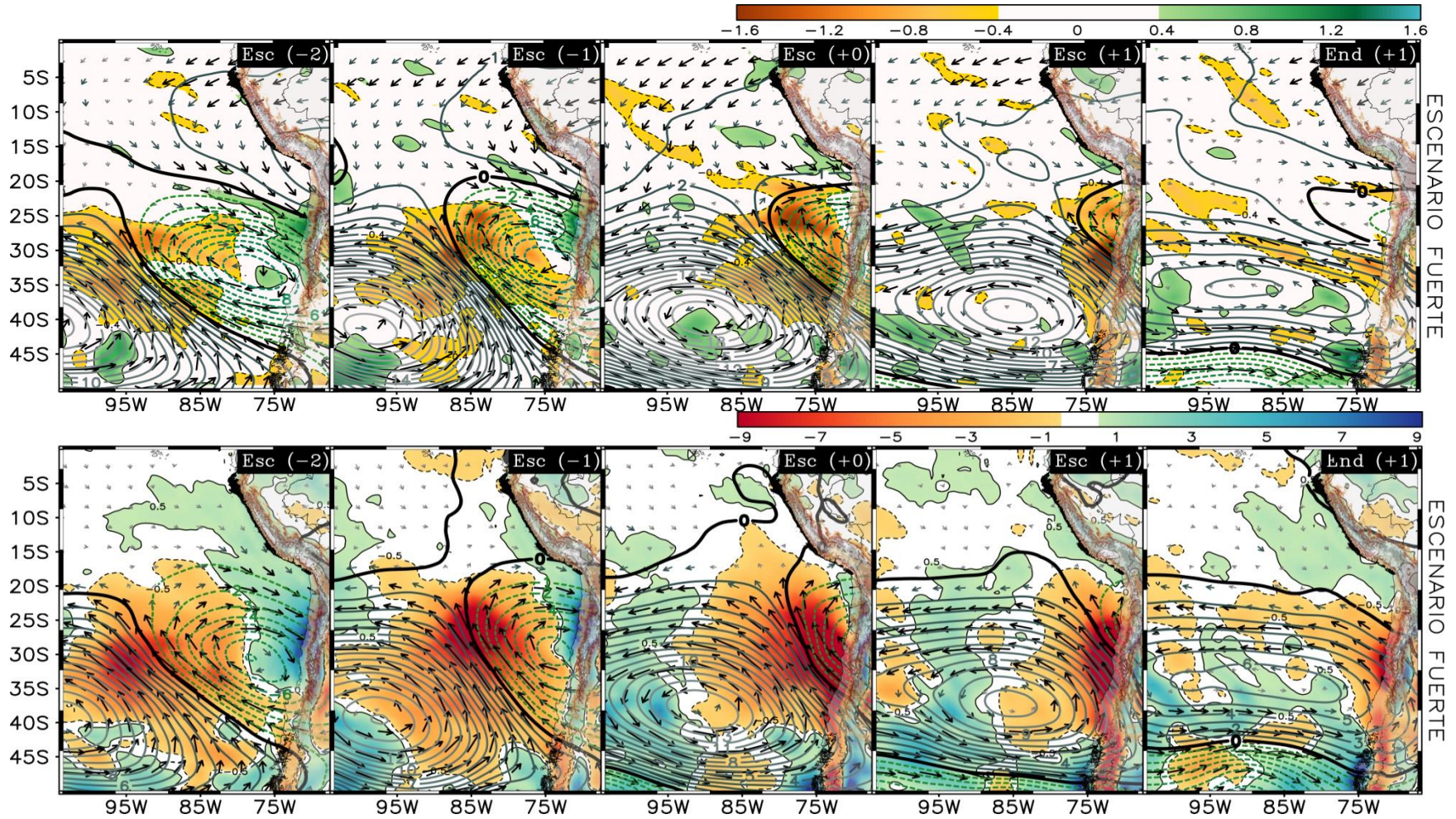


Figura 102: Análisis de compuestos para los casos de JJA. Anomalía promedio de campos espaciales para la divergencia en 200 hPa, velocidad vertical (ω) entre 400 y 600 hPa y viento total en 500 hPa. Los ascensos (descensos) de ven en matices de colores verdes (rojos). Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).

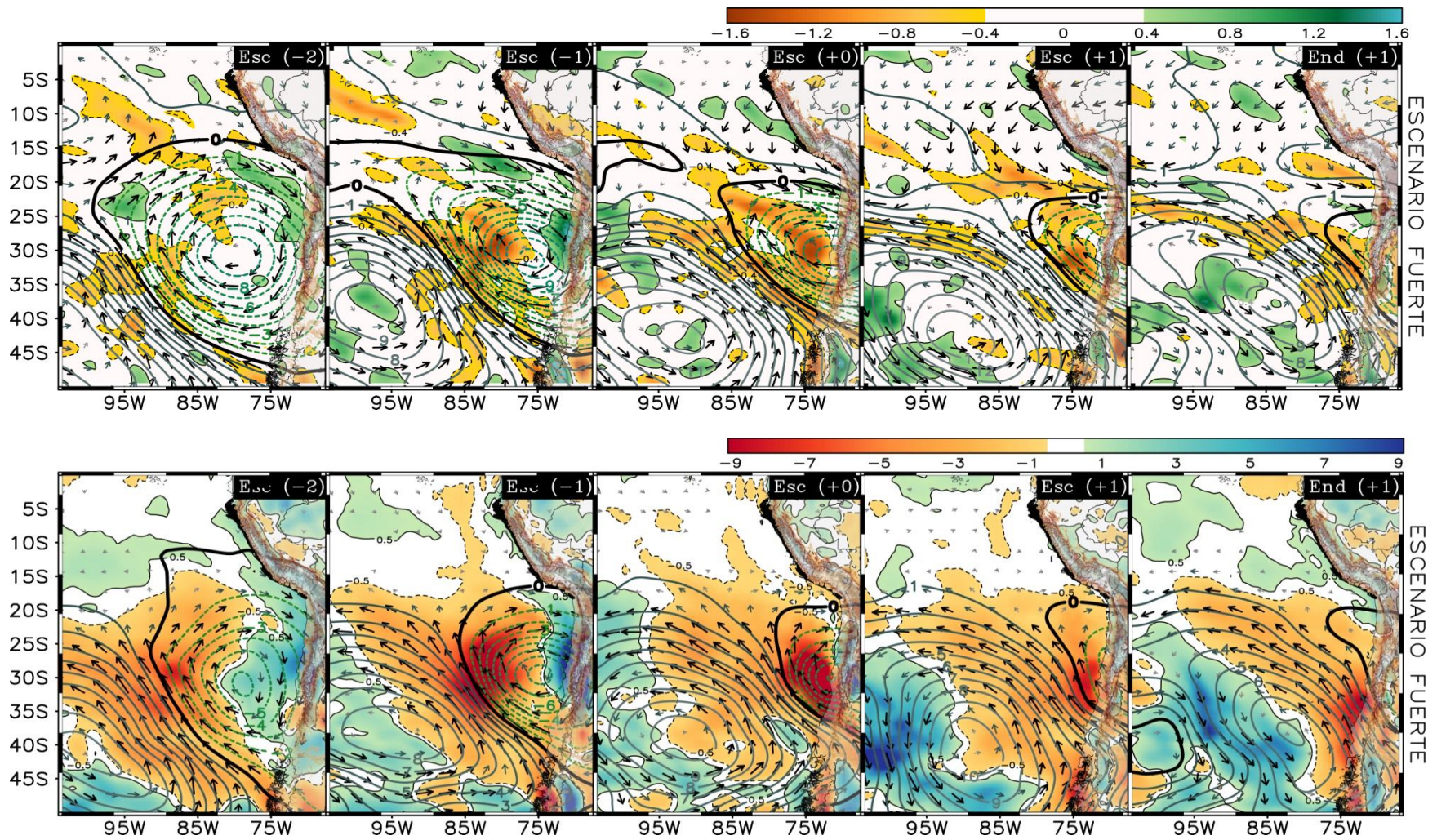


Figura 103: Similar análisis a la Figura 102, pero para SON.

Anexo 12: Composites a partir de los espesores de tropósfera media y baja durante el JJA y SON.

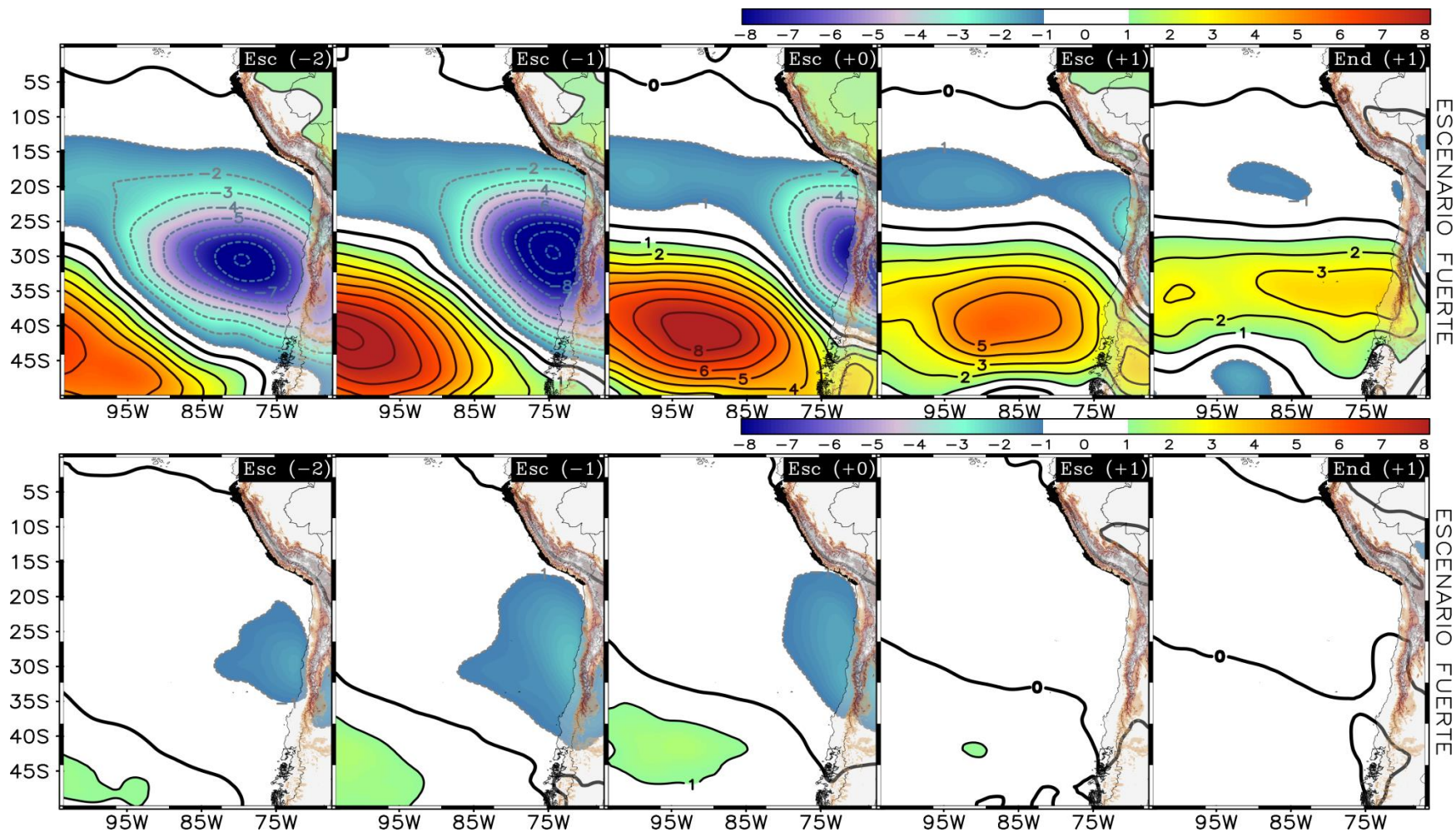
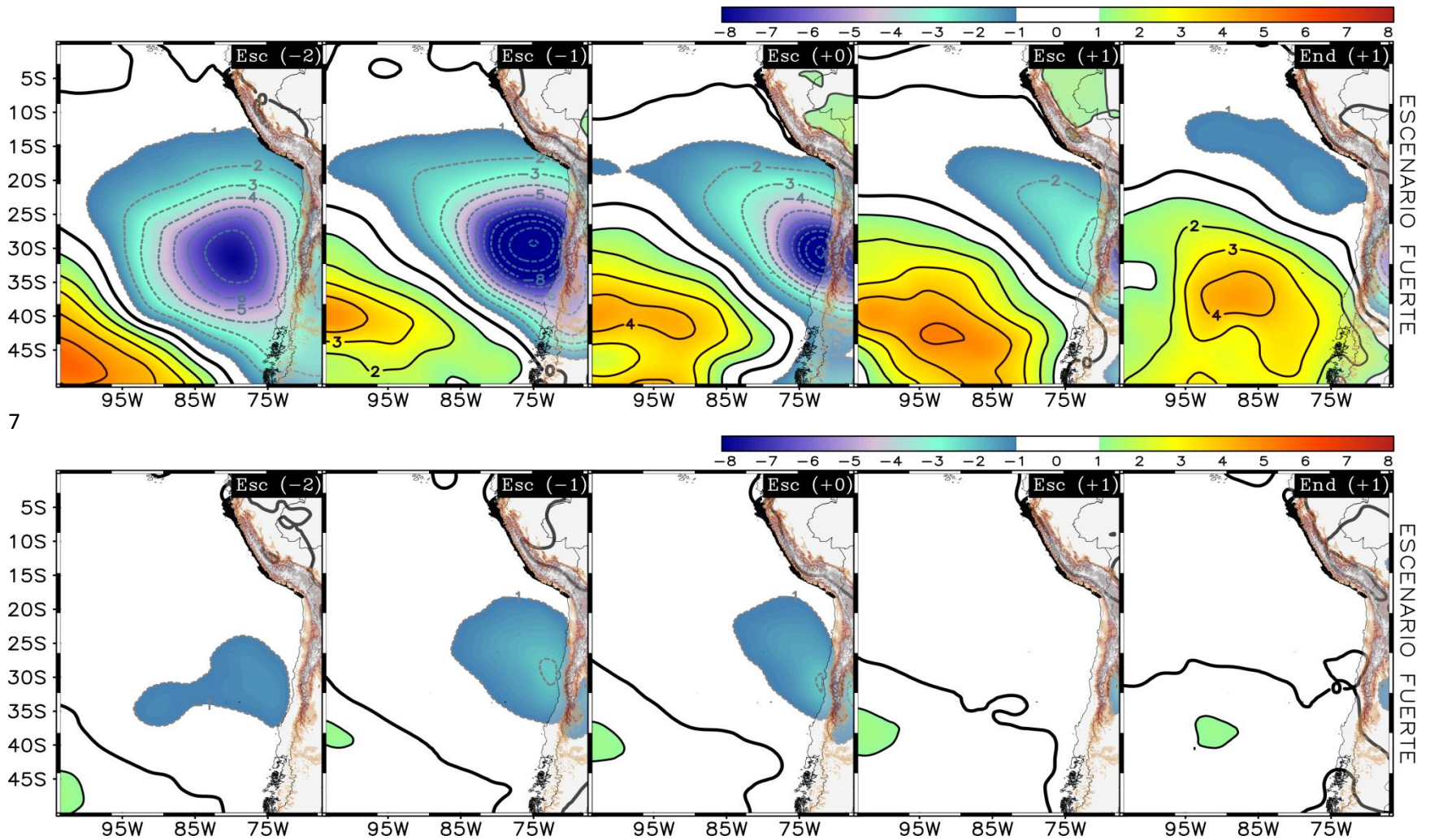


Figura 104: Análisis de compuestos para los casos de JJA. Anomalía promedio de campos espaciales para los espesores de capa media (entre: 500 – 850 hPa) y capa baja (entre: 850 – 1000 hPa). Los escenarios mostrados presentan un desfase temporal de 24 hrs a partir del evento central, Esc (+0).



7

Figura 105: Similar análisis a la Figura 104, pero para SON.

Anexo 13: Correlaciones lineales de Pearson con desfases temporales para todos los eventos de JCBN fuerte en JJA y SON.

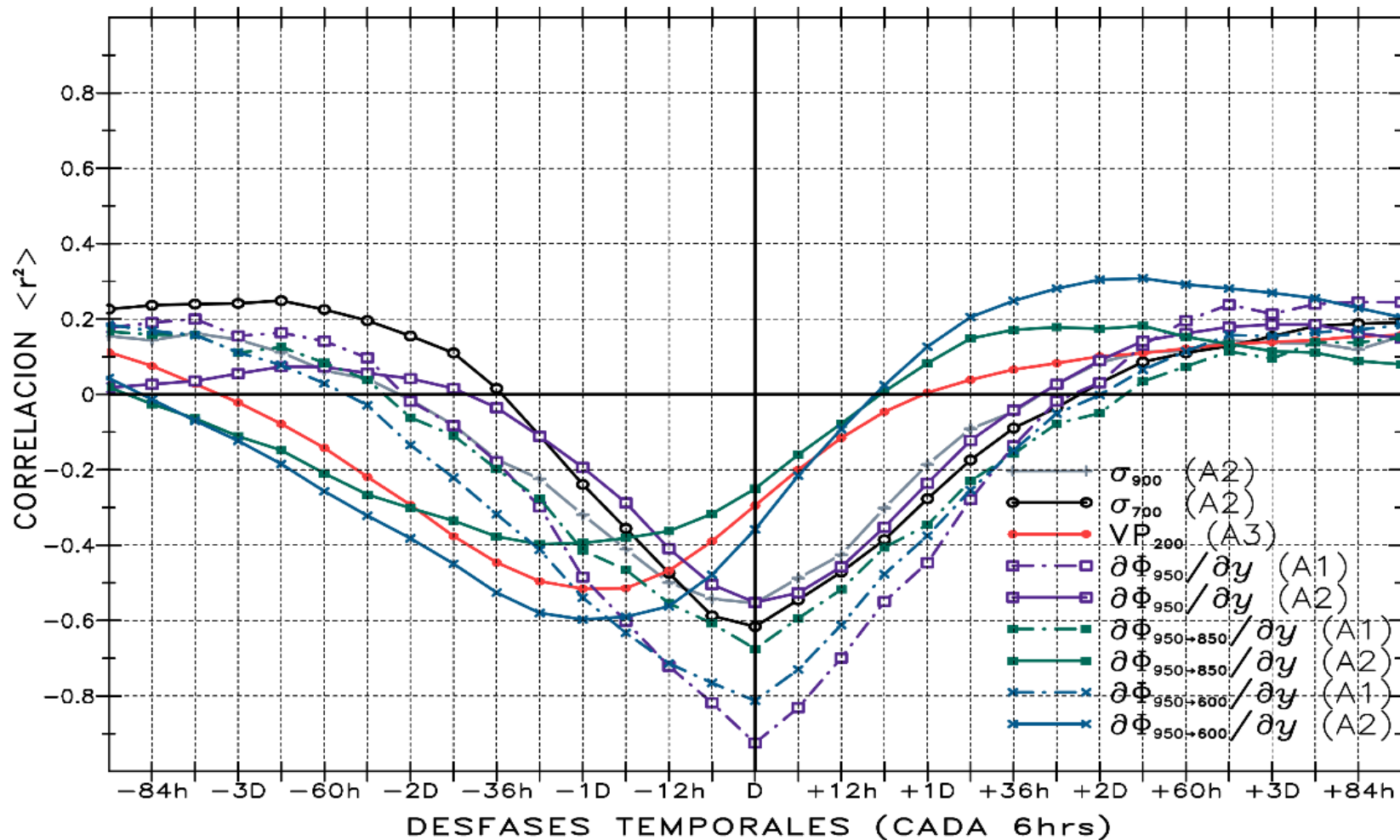


Figura 106: Análisis de correlación lineal de Pearson con desfases temporales (Tabla 9) para el total de eventos de JCBN de intensidad fuerte comprendidos en las estaciones de JJA y SON. Se calculó el índice de correlación temporal, a partir de la serie lineal promedio de la magnitud del viento total entre los niveles de 975 – 950 hPa en A1 y los campos promedio de parámetros físicos en las áreas A1, A2, y A3 (Fig. 35) señalados en la leyenda gráfica.

Anexo 14: Análisis de la perturbación anómala del AGP a lo largo de la costa oeste de Sudamérica para el total de casos asociados al JCBN de categoría fuerte.

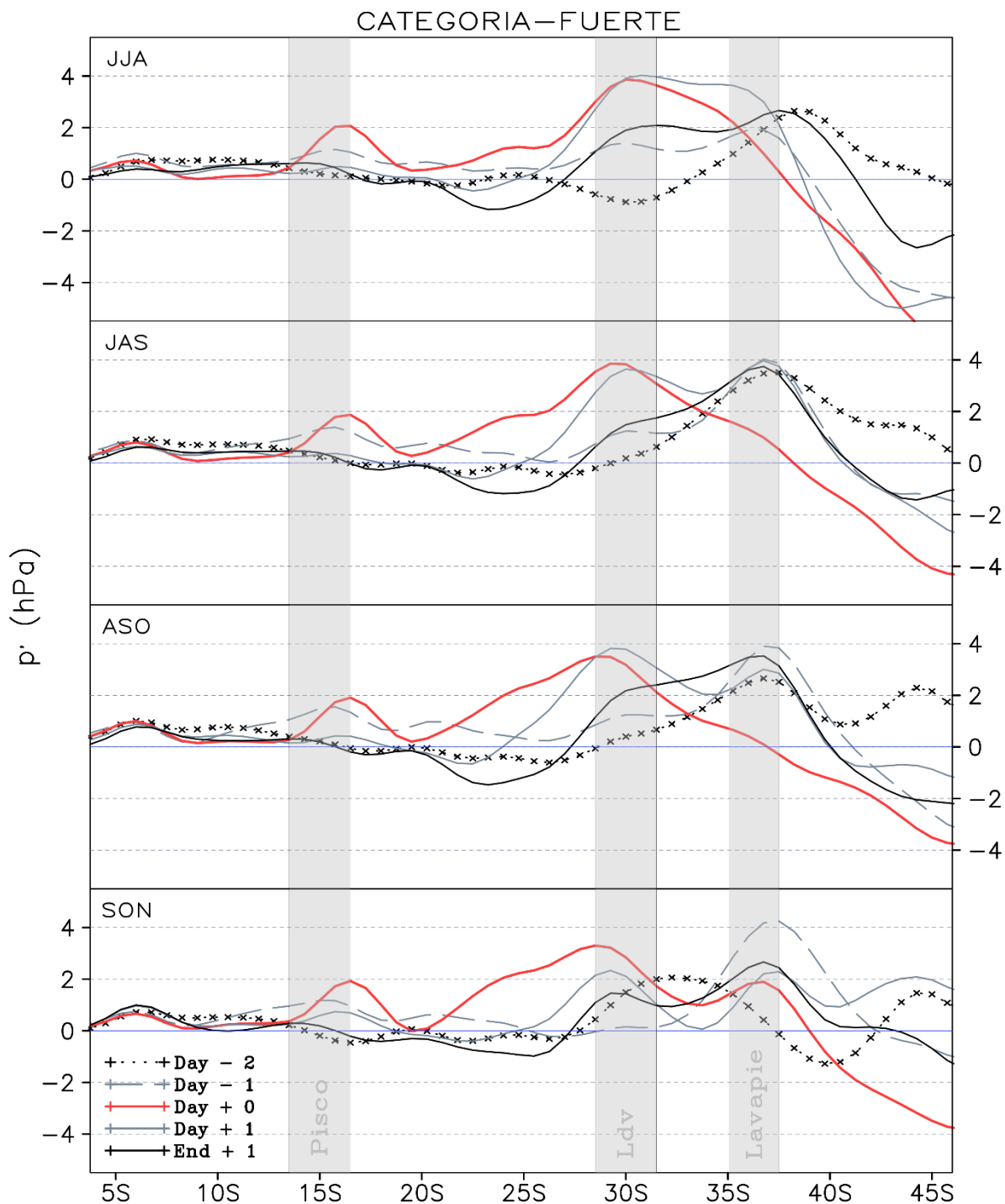


Figura 107: Perturbación del gradiente meridional de presión (p' , en hPa) a las 00 UTC calculados a partir de los eventos extremos de JCBN de categoría fuerte calculado para una ventana de tiempo de ± 2 días durante los trimestres JJA, JAS, ASO, y SON.

Anexo 15: Variación temporal del Jet Core y el nivel de inversión térmica del JCBN en la costa del Perú y norte de Chile.

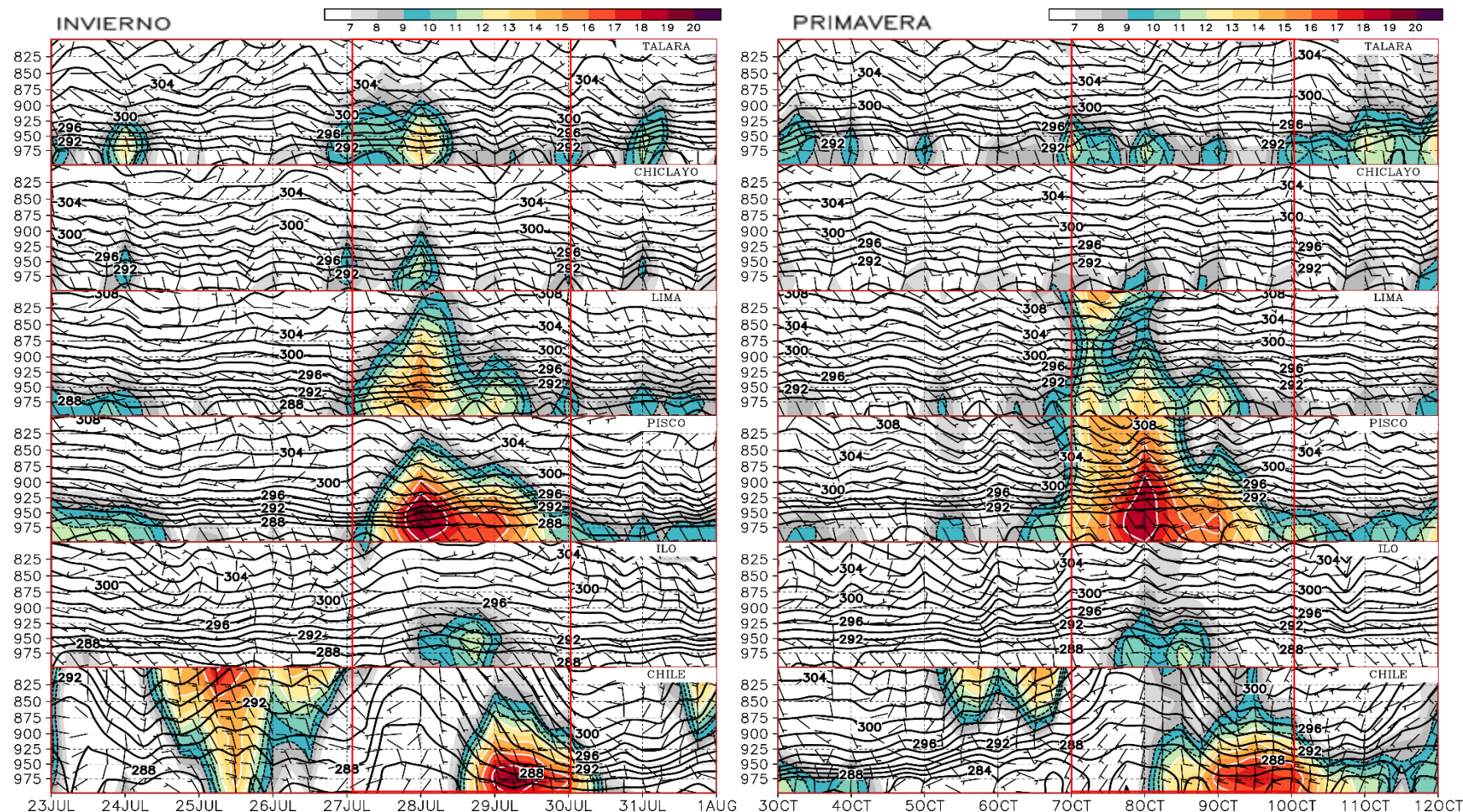


Figura 108: Análisis temporal del Jet Core e inversión térmica del JCBN para el evento de invierno (Panel izquierdo) y primavera (Panel derecho) en una ventana de tiempo de ± 4 días. Velocidad del viento en ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e iséntropas entre los niveles de 1000 – 700 hPa. Los puntos de grilla escogidos varían como sigue, Talara ($5^{\circ}\text{S}/81.5^{\circ}\text{W}$), Chiclayo ($6.8^{\circ}\text{S}/80^{\circ}\text{W}$), Lima ($12.3^{\circ}\text{S}/78^{\circ}\text{W}$), Pisco ($14^{\circ}\text{S}/77^{\circ}\text{W}$), Ilo ($17.7^{\circ}\text{S}/73^{\circ}\text{W}$), y Chile ($30^{\circ}\text{S}/72.5^{\circ}\text{W}$). El recuadro rojo corresponde a los escenarios D (-1), D (+0), y D (+1).

Anexo 16: Meteorogramas de las condiciones costeras sobre la región central y sur para los eventos de invierno y primavera.

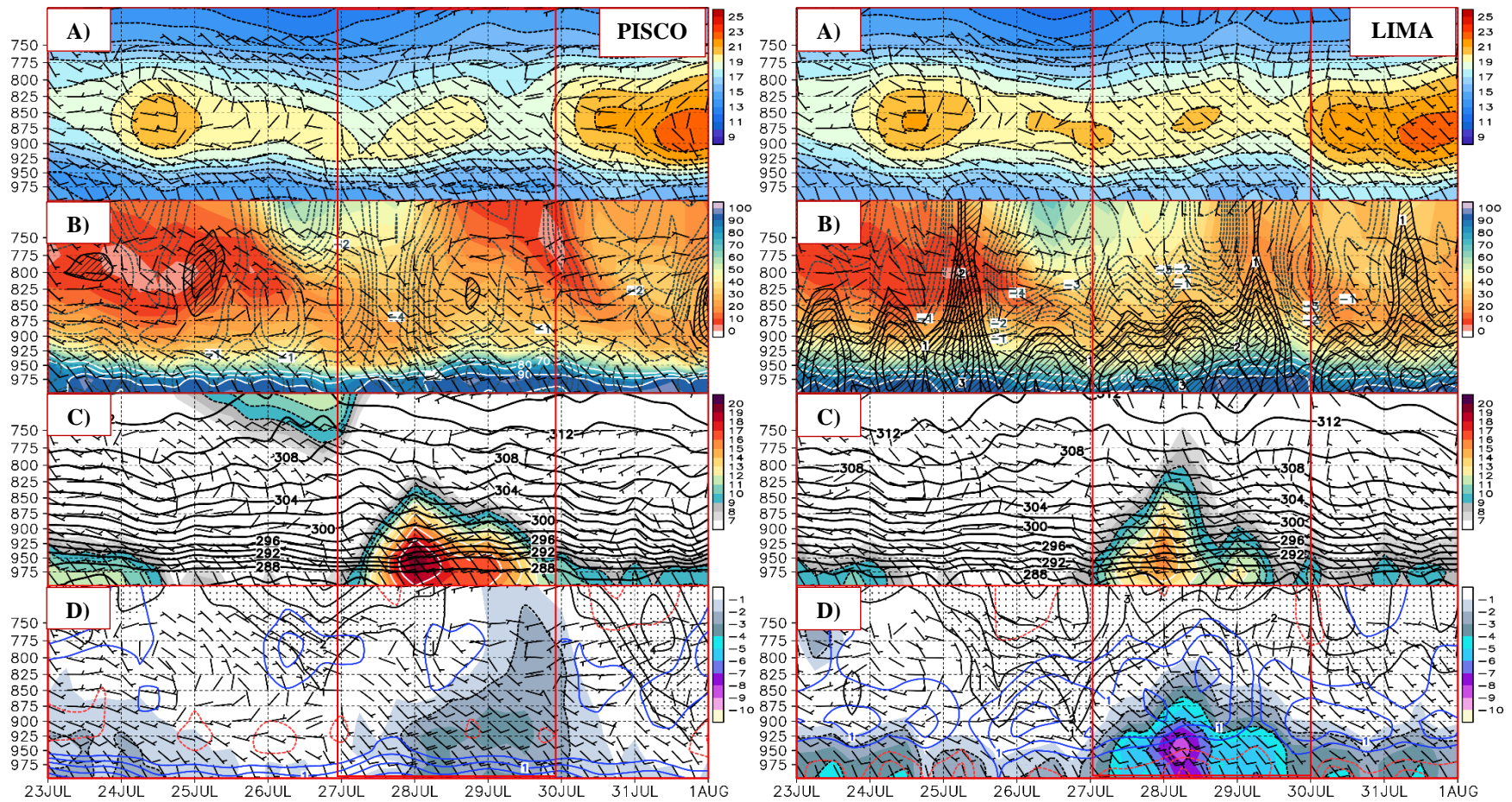


Figura 109: Condiciones costeras para la región central (Panel derecho, Lima: 12°S/78°W) y sur (Panel izquierdo, Pisco: 14°S/77°W) del litoral peruano para el caso de invierno en una ventana de tiempo ± 4 días. Gráfico A), temperatura del aire (en °C). Gráfico B), humedad relativa (en %) y omega (cada $1 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$), descensos (ascensos) en contornos negros entrecortados (continuos). Gráfico C), magnitud del viento (matices de colores) y temperatura potencial (K). Gráfico D), vorticidad relativa ciclónica (anticiclónica) en matices de colores (contornos negros con puntos), cada 1×10^{-5} , y divergencia (convergencia) en contornos rojos, cada 0.5×10^{-5} . El recuadro rojo corresponde a los escenarios D (-1), D (+0), y D (+1).

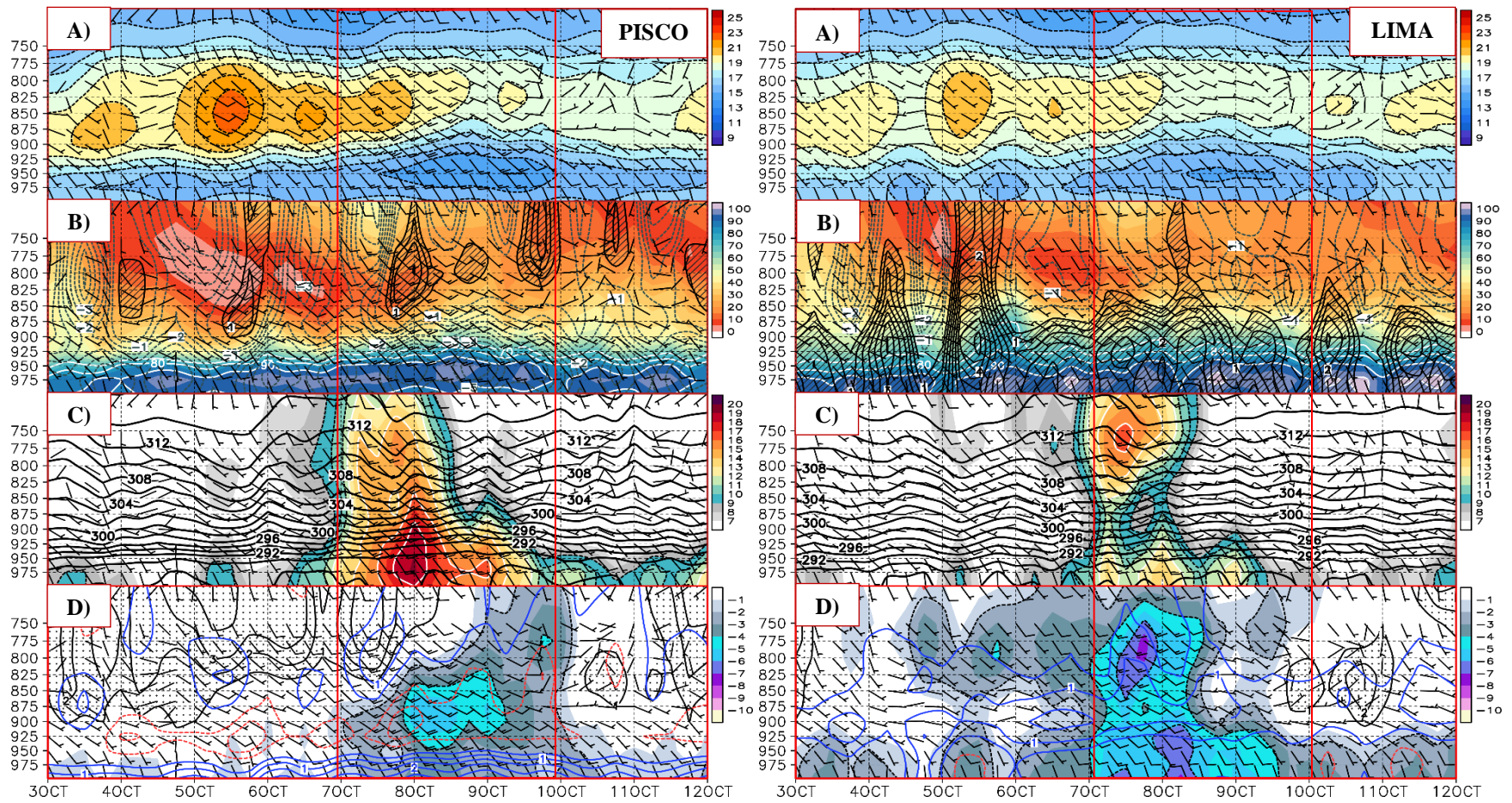


Figura 110: Similar análisis a la Figura 109, pero para el caso de primavera.

Anexo 17: Variación diaria de la estructura vertical anómala de la CLM para el evento de invierno y primavera.

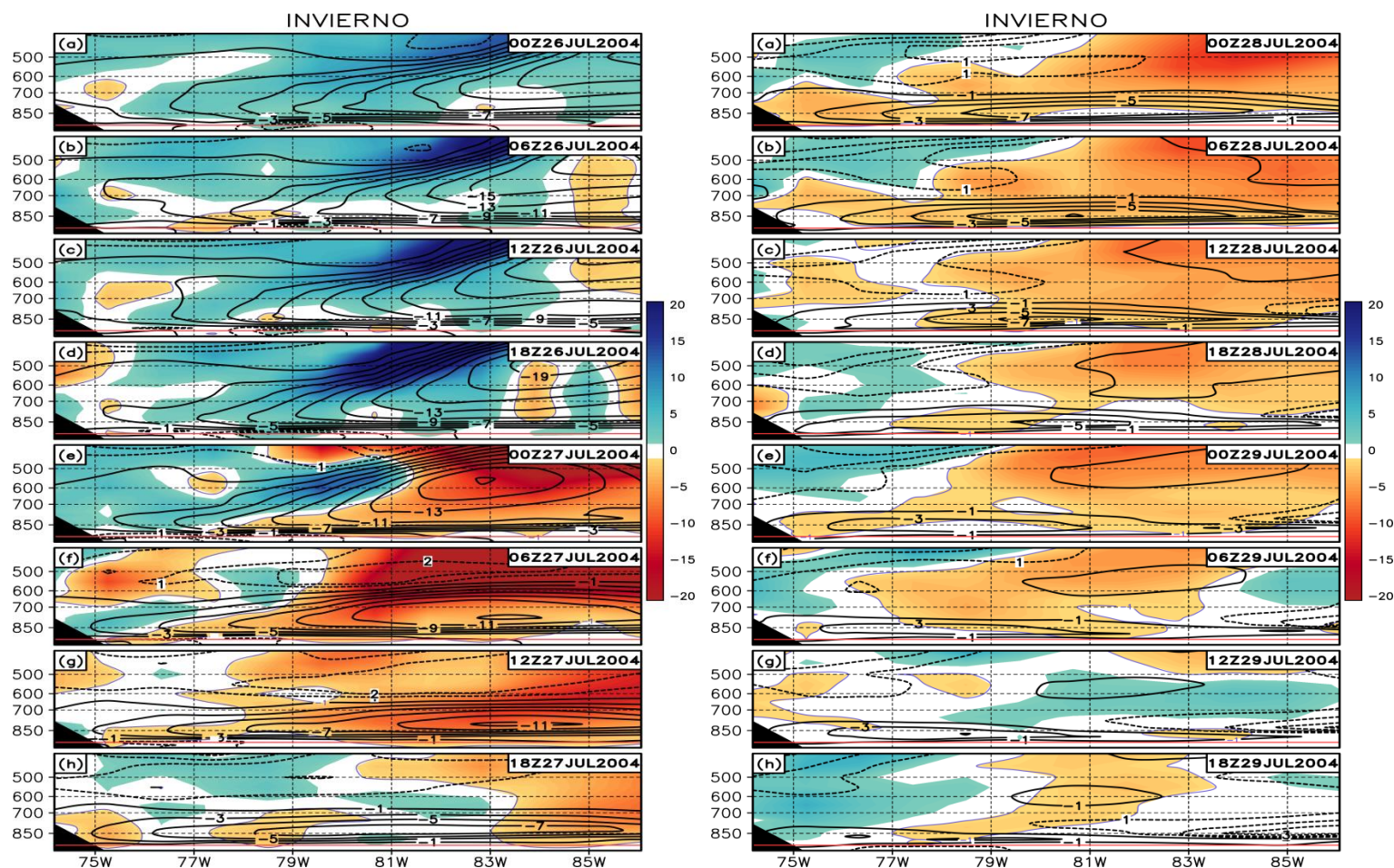


Figura 111: Secciones transversales de la estructura vertical diaria de la CLM, entre 1000 – 400 hPa, cada 6 hrs desde el escenario D (-2) al D (+1), y extendiéndose al suroeste desde la costa sur del Perú, tal como se indica en la Figura 36 (sección A – B). Se muestran las anomalías horarias a partir de los ascensos (matices azuladas) y descensos (matices naranjas) y la temperatura potencial anómala con valores negativos/positivos asociados a una CLM más profunda (más llana), denotada en contornos negros entrecortados (continuos).

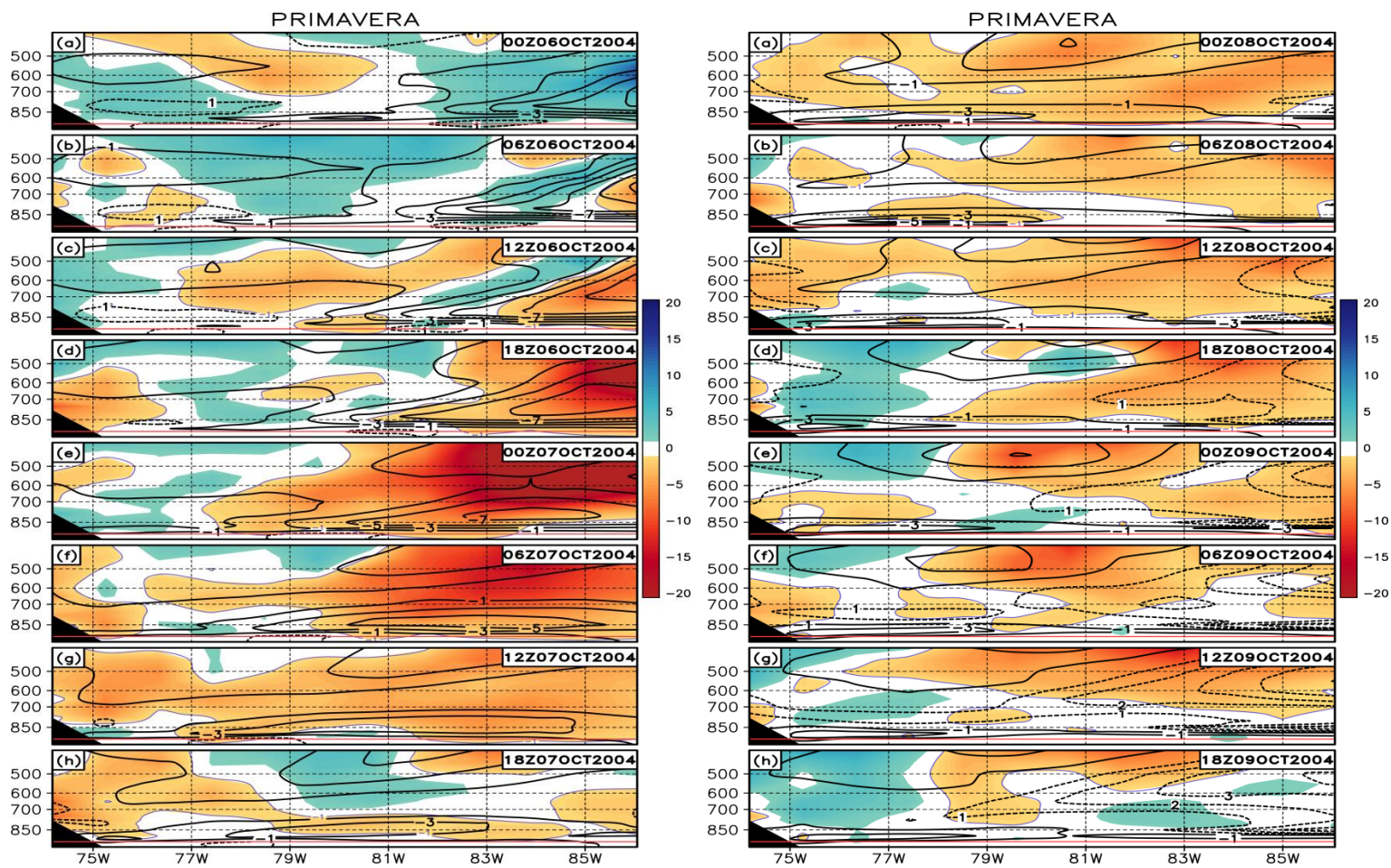


Figura 112: Similar análisis que la Figura 111, pero para el caso de primavera.