



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

CARACTERIZACIÓN DE PROCESOS DEL DESARROLLO DE BAJAS COSTERAS EN LA COSTA OESTE SUBTROPICAL DE SUDAMÉRICA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y
CLIMATOLOGÍA

ÁLVARO JAVIER CÉSPED CHEA

PROFESOR GUÍA:
RENÉ GARREAUD SALAZAR

PROFESOR COGUÍA:
RICARDO MUÑOZ MAGNINO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JOSÉ RUTLLANT COSTA
MARTÍN JACQUES COPER

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por *Fondecyt*, proyecto número 1170214

SANTIAGO DE CHILE
2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: ÁLVARO JAVIER CÉSPED CHEA
FECHA: MARZO 2023
PROF. GUÍA: RENÉ GARREAUD
PROF. COGUÍA: RICARDO MUÑOZ

CARACTERIZACIÓN DE PROCESOS DEL DESARROLLO DE BAJAS COSTERAS EN LA COSTA OESTE SUBTROPICAL DE SUDAMÉRICA

La presencia del anticiclón del sudeste del Pacífico mantiene un régimen de vientos sur-suroeste a lo largo de la costa de Chile entre 25 y 35°S, donde la capa límite marina queda bien definida bajo la capa de inversión térmica de subsidencia asociada al anticiclón, y generalmente con una cubierta de nubes estratocúmulos bastante extensa en su tope. Típicamente de 2 a 4 veces por mes un núcleo de baja presión en niveles bajos, gatillado en la mayoría de los casos por el paso de una dorsal en niveles medios y altos, modifica el régimen de vientos y nubosidad en la capa límite marina.

Ocasionalmente interrumpido por un núcleo de baja presión en niveles bajos, que es gatillado, en la mayoría de los casos, por el paso de una dorsal en niveles medios y altos. La recurrencia de este escenario es típicamente de 2-4 veces por mes, y en Chile central se pueden identificar mejor durante el invierno y la primavera austral.

A través de observaciones y datos del reanálisis ERA5 se encontró que la caída de presión está ligada a un aumento de la temperatura especialmente entre los niveles 950 y 850 hPa. Este calentamiento se atribuye al descenso de aire que se calienta adiabáticamente al bajar por la Cordillera. La intrusión de este aire cálido hace que la altura de la capa límite marina disminuya y la cubierta de estratocúmulos se retire hacia el noroeste, causando días con cielo despejado y fuertes vientos del sur en la costa. En este documento se muestra que en el desarrollo de la baja costera del 4 de septiembre de 2018, existe un aumento de la divergencia horizontal de vientos en torno a 900 hPa. Esto implica un refuerzo en la subsidencia, que calculada a través del método cinemático mostró un origen diferenciado al norte y sur de 30°S.

*Para todos quienes me apoyaron,
me alentaron y acompañaron.*

Gracias

Agradecimientos

Primeramente quiero agradecer a mis padres por siempre buscar que mi vida sea mejor, que cumpla mis objetivos, y por sobre todo, por apoyarme en todo lo que me propongo. Es gracias a ellos que estoy donde estoy, que tengo educación, valores y ambiciones. Muchas gracias Mamá, muchas gracias Papá.

Quiero agradecer también a mis compañeros de universidad, tanto de pregrado como de postgrado. A Gabriela Arancibia, por ser la mejor amiga que siempre estaba cuando la necesitaba; a Dafne Badilla y Belén Barrios, por siempre alegrar todas las actividades que hacíamos juntos, y finalmente a Rocío Ormazábal, la mejor compañera del magíster que podría haber tenido.

También quiero agradecer a los profesores de la comisión. A René Garreaud y Ricardo Muñoz, que fueron los mentores que yo necesitaba para avanzar todo este proceso. Gracias por creer en mi y siempre empujarme a seguir y no dejar esto de lado. Además, un especial agradecimiento a José Rutllant, que a pesar de no ser ni profesor guía o co-guía, conversar con él siempre fue de ayuda para la tesis en particular, como también para problemas anexos al proceso. Por último, pero ciertamente no menos importante, a Martín Jacques, porque a veces unas buenas palabras de felicidades y de "buen trabajo" son más que suficientes reanimar a un estudiante que batalla contra su tesis.

Finalmente, agradezco al profesor Ricardo Muñoz y reconozco el financiamiento parcial de parte del proyecto Fondecyt 1170214 sobre dinámicas de mesoescala de viento Raco para el desarrollo de esta tesis.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	4
1.3. Resultados esperados	5
2. Metodología	6
2.1. Caso estudio	6
2.2. Observaciones y datos	7
2.2.1. Mediciones locales en altura	7
2.2.2. ERA5	8
2.3. Ecuaciones de diagnóstico	9
2.3.1. Hipsométrica	9
2.3.2. Termodinámica	10
2.3.3. Continuidad	10
3. Caracterización del evento	11
3.1. Caracterización observacional	11
3.1.1. Estaciones meteorológicas y datos en altura	11
3.1.2. Imágenes satelitales	16
3.1.3. Datos AMDAR	17
3.2. Caracterización con datos de reanálisis	20
3.2.1. Plano horizontal	21
3.2.1.1. Presión a nivel de mar y altura geopotencial en 500 hPa	21
3.2.1.2. Altura de capa límite marina	22
3.2.1.3. Fracción nubosa total	24
3.2.2. Plano vertical	26
3.2.2.1. Variables en distintos niveles del perfil vertical y su variación longitudinal	26
3.2.2.2. Variables en distintos niveles del perfil vertical y su variación latitudinal	31
Corte latitud-altura de la temperatura	31
Corte latitud-altura de la componente zonal del viento	31
Corte latitud-altura de la componente meridional del viento	35
3.2.2.3. Cortes latitud-tiempo de variables en niveles específicos	36
Presión a nivel de mar y su variación	37
Temperatura en 900 hPa	38
Variación de altura geopotencial en 500 hPa	40

Viento horizontal en 900 hPa	41
Velocidad vertical en 900 hPa	44
4. Estudio a través de ecuaciones de diagnóstico	46
Validación de la metodología de las ecuaciones	46
4.1. Ecuación Hipsométrica	47
4.1.1. Variación de la presión a nivel de mar por cambios en el geopotencial	48
4.1.2. Variación de la presión a nivel de mar por cambios en la temperatura	49
4.1.3. Análisis específico del nivel 900 hPa	51
4.2. Ecuación Termodinámica	54
4.2.1. Efecto de la advección térmica horizontal sobre el calentamiento local	57
4.2.2. Efecto de la advección térmica vertical sobre el calentamiento local .	58
4.2.3. Detalle de la componente vertical	59
4.3. Ecuación de Continuidad	61
4.3.1. Diagnóstico y cálculo de la velocidad vertical a través del método cinemático	64
4.3.2. Efecto de las componentes zonal y meridional de la divergencia horizontal sobre el cálculo de la velocidad vertical	66
5. Discusión y conclusiones	74
Bibliografía	77
Anexo	79
Figuras Adicionales	79

Índice de Tablas

2.1.	Estaciones meteorológicas costeras usadas con su respectiva corrección por altura aproximada (en hPa) según nivel de mar.	7
4.1.	Cálculo de aporte porcentual de capas sobre los cambios de presión por temperatura. Superficie (1020 hPa, aprox) es el nivel base.	51
4.2.	Cambios generados en el cálculo de velocidad vertical en 900 hPa (ω_{900}) por ambas divergencias, y su porcentaje sobre el cambio original.	70

Índice de Ilustraciones

3.1.	Estaciones costeras marcadas en rojo en orden descendente. Punto verde indica la ubicación de Santiago. La línea azul corresponde al perfil oblicuo usado para caracterizar ciertas variables en las secciones siguientes.	12
3.2.	Datos horarios de presión a nivel de superficie (en hPa) de las estaciones costeras. Las correcciones por altitud se muestran para cada estación. La curva segmentada roja corresponde a datos cada 12 horas de altura geopotencial en el nivel 500 hPa (Z500, en mgp) en Santo Domingo. Franja gris corresponde a la fase de desarrollo estimada en base a las curvas de la misma figura.	13
3.3.	Temperatura y presión en las estaciones en Santiago. En orden descendente, Quinta Normal, Lo Prado y Talagante. Franja gris corresponde a la fase de desarrollo estimada anteriormente.	14
3.4.	Mapas de altura geopotencial en nivel 500hPa. La fila superior muestra desde las 00Z del 1 hasta las 00Z del 3 de septiembre, cada 24 horas. Desde la segunda fila se muestra desde las 12Z del 3 hasta las 12Z del 5, cada 12 horas. Los contornos son cada 60 mgp.	15
3.5.	Imágenes satelitales de MODIS/TERRA (canal visible) de la costa oeste subtropical sudamericana. En orden cronológico, el panel superior izquierdo corresponde al día 1 de septiembre y el panel inferior derecho al día 6 de septiembre, a las 1830Z (aprox). La culminación se ubica entre el tercer y cuarto panel. . .	17
3.6.	Temperatura horaria observada por instrumentos AMDAR en Pudahuel el año 2018, desde nivel suelo hasta 5000 m de altura.	18
3.7.	Vientos horarios zonal (arriba) y meridional (abajo) observados por instrumentos AMDAR en Pudahuel, en 2018, desde nivel suelo hasta 5000 m de altura. . .	19
3.8.	Comparación de datos de presión en superficie de ERA5 con los datos de presión de la estación de Santo Domingo corregidos por altura para el período del 31 de agosto al 5 de septiembre.	20
3.9.	Evolución de la presión a nivel de mar y del geopotencial en 500 hPa entre el 2 y el 5 de septiembre. Los contornos de colores corresponden a la presión a nivel de mar cada 2 hPa, y los contornos punteados al geopotencial cada 100 mgp. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el segundo y tercer panel.	21
3.10.	Evolución de la altura de la capa límite entre el 2 y el 5 de septiembre. Los contornos rellenos corresponden a la altura de la capa límite cada 50 m, y los contornos blancos la presión a nivel de mar cada 5 hPa. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el segundo y tercer panel.	23

3.11.	Evolución de la fracción total de nubes entre el 2 y el 5 de septiembre. La escala es en blanco y negro (cada 0.01), donde entre más blanco mayor porcentaje de nubosidad en el punto. Los contornos magenta (sin valores mostrados) marcan el esquema de la presión a nivel de mar, que corresponden a los contornos blancos de la figura (3.10). Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el segundo y tercer panel.	25
3.12.	Evolución de la temperatura, viento zonal y vertical, en distintas alturas y en latitud 33°S, para los días del 1 al 5 de septiembre. Contornos rellenos representan el viento zonal, cada 0.5 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, mientras que las líneas punteadas la velocidad vertical, cada 0.01 m/s. Las líneas sólidas muestran la temperatura cada 5 K. Los paneles muestran las 16Z y el área gris es la topografía.	27
3.13.	Evolución de la temperatura, viento meridional y vertical, en distintas alturas y en latitud 33°S, para los días del 1 al 5 de septiembre. Contornos rellenos representan el viento zonal, cada 1 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, mientras que las líneas punteadas la velocidad vertical, cada 0.01 m/s. Las líneas sólidas muestran la temperatura cada 5 K. Los paneles muestran las 16Z y el área gris es la topografía.	29
3.14.	Evolución de la temperatura en el perfil vertical entre el 1 y el 5 de septiembre. Contornos cada 2 K, y la línea blanca corresponde a 273 K. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el tercer y cuarto panel.	32
3.15.	Evolución de la componente zonal del viento en el perfil vertical entre el 31 de agosto y el 5 de septiembre. Contornos cada 0.5 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el cuarto y quinto panel.	34
3.16.	Evolución de la componente meridional del viento en el perfil vertical entre el 31 de agosto y el 5 de septiembre. Contornos cada 1 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el cuarto y quinto panel.	35
3.17.	Variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos rellenos cada 0.025 hPa/hr, con el 0 marcado por la línea blanca, y presión a nivel de mar en contornos punteados cada 3 hPa.	37
3.18.	Temperatura en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 1 K, con 273 K marcado por la línea blanca, y presión a nivel de mar en contornos punteados cada 3 hPa.	38
3.19.	Variación horaria de la temperatura en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.	39
3.20.	Variación horaria del geopotencial en 500 hPa en contornos rellenos cada 0.5 mgp/hr, con el 0 marcado por la línea blanca, y evolución de la variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.	41
3.21.	Viento zonal (U) en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.5 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.	43
3.22.	Viento meridional (V) en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 1 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.	44

3.23.	Velocidad vertical en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.005 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.	45
4.1.	Validación cálculo ec. hipsométrica. Contornos rellenos representan el cálculo realizado de la variación horaria de la presión a nivel de mar y los contornos magenta son los datos crudos de ERA5 para la misma variable. Los primeros están cada 0.025 hPa/hr y los segundos cada 0.1 hPa/hr.	47
4.2.	Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad del geopotencial en 500 hPa y la temperatura fija. Los contornos rellenos, que están cada 0.05 hPa/hr, representan el cálculo con temperatura fija, mientras que los contornos punteados representan esta variable con los datos crudos de ERA5 cada 0.1 hPa/hr.	49
4.3.	Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad de la temperatura y el geopotencial fijo. Los contornos rellenos, que están cada 0.05 hPa/hr, representan el cálculo con el geopotencial fijo, mientras que los contornos punteados representan esta variable con los datos crudos de ERA5 cada 0.1 hPa/hr.	50
4.4.	Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad de la temperatura y el geopotencial fijo para distintos límites superiores en la integral para el punto aproximado de 33°S 72.5°O. La curva negra representa el cálculo inicial con el límite en 500 hPa.	52
4.5.	Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad de la temperatura y el geopotencial fijo para el nivel de 900 hPa como límite superior. Los contornos rellenos, que están cada 0.01 hPa/hr, representan el cálculo realizado, mientras que los contornos punteados representan esta variable con los datos crudos de ERA5 cada 0.1 hPa/hr.	53
4.6.	Diagnóstico de la ecuación termodinámica y de sus términos mostrados por separado en nivel 900 hPa. Cálculos hechos para el punto del corte aproximado a 33°S 72.5°O y graficados horariamente. En negro se muestra el calentamiento horario (lado izquierdo de la ec. (4.2)), en azul la advección térmica vertical (término B) y en verde la advección térmica horizontal (término A). Las curvas entrecortadas son las advecciones horizontales por separado (celeste zonal y magenta meridional) y la curva roja corresponde a la suma de las advecciones en las tres direcciones (lado derecho de la ec. (4.2)). Todo en unidades de K/hr.	55
4.7.	Diagnóstico de la advección térmica (lado derecho ecuación (4.2)) en nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, y calentamiento horario observado (lado izquierdo ecuación (4.2)), que corresponde a los contornos punteados cada 0.1 K/hr.	56
4.8.	Diagnóstico de la advección térmica horizontal (término A de la ec. (4.2)) en nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, y calentamiento horario observado, que corresponde a los contornos punteados cada 0.1 K/hr.	58
4.9.	Diagnóstico de la advección térmica vertical (término B de la ec. (4.2)) en nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, y calentamiento horario observado, que corresponde a los contornos punteados cada 0.1 K/hr.	59

4.10.	Diagnóstico del término asociado a advección térmica vertical, con velocidad vertical y estabilidad en nivel 900 hPa para 33°S 72.5°O. En negro se muestra el calentamiento horario, en rojo se muestra la advección térmica vertical. En azul se muestra el término B cuando se mantiene constante la estabilidad y la velocidad vertical variando, y en verde lo contrario.	60
4.11.	Advección térmica vertical (término B de la ec. (4.2)) en nivel 900 hPa, considerando velocidad vertical variable y estabilidad constante, en contornos rellenos cada 0.05 K/hr. Los contornos punteados corresponden al calentamiento horario cada 0.1 K/hr.	61
4.12.	Diagnóstico ecuación continuidad en punto 33°S 72.5°O en nivel 900 hPa. En negro se muestra el lado izquierdo de la ecuación (4.4) referente a la divergencia horizontal de vientos, en azul se muestra la divergencia zonal y en rojo la meridional, mientras que en verde se muestra la divergencia de viento vertical. Todas las curvas en unidades de s^{-1}	62
4.13.	Diagnóstico de los cálculos realizados con la ecuación de continuidad en nivel 900 hPa. Contornos rellenos corresponden a la divergencia horizontal de vientos (lado izquierdo de la ecuación (5.3)) y están cada $0.025 s^{-1}$, y los contornos punteados corresponden a la divergencia vertical de viento (lado derecho de la ecuación (5.3)) y están cada $0.1 s^{-1}$. Ambas curvas fueron calculadas con la metodología señalada en (2.2.2).	63
4.14.	Validación de cálculos del método cinemático. Contornos rellenos corresponden al cálculo de ω cada 0.02 hPa/s y los contornos punteados corresponden a ω del reanálisis cada 0.05 hPa/s. Ambos en el nivel 900 hPa.	65
4.15.	Campo de ω en 900 hPa calculado. Los contornos rellenos corresponden a la velocidad vertical cada 0.02 Pa/s y los contornos punteados representan el la variación horaria de la presión a nivel de mar cada 0.1 hPa/hr de la figura (3.17)	65
4.16.	Cálculo de ω en 900 hPa a través del método cinemático considerando solamente la divergencia zonal ($\partial u/\partial x$). Los contornos rellenos corresponden al cálculo de la velocidad vertical cada 0.02 Pa/s y los contornos punteados representan el la variación horaria de la presión a nivel de mar cada 0.1 hPa/hr. Los recuadros sólidos de color verde y lila son las áreas designadas para las comparaciones del comportamiento de ω	67
4.17.	Cálculo de ω en 900 hPa a través del método cinemático considerando solamente la divergencia meridional ($\partial v/\partial y$). Los contornos rellenos corresponden al cálculo de la velocidad vertical cada 0.02 Pa/s y los contornos punteados representan el la variación horaria de la presión a nivel de mar cada 0.1 hPa/hr. Los recuadros sólidos de color verde y lila son las áreas designadas para las comparaciones del comportamiento de ω	69
4.18.	Serie temporal de la velocidad vertical (ω) en 900 hPa calculada a través de método cinemático considerando la divergencia horizontal de viento (curva roja sólida), la componente zonal (curva azul entrecortada) y la componente meridional (curva verde entrecortada), en valores de Pa/s. La línea negra entrecortada marca el cambio de signo para la velocidad vertical, mientras que la curva negra sólida muestra la presión en superficie en hPa. El panel superior corresponde al promedio calculado para el sector norte (entre 25 y 30°S), y el inferior para el sector sur (30 y 35°S).	72

A.1.	Diagnóstico de la ecuación termodinámica calculada y de sus términos mostrados por separado en nivel 900 hPa. Los paneles corresponden a 23, 30, 34 y 36°S del corte oblicuo usado. Símil figura 4.6	79
A.2.	Diagnóstico de la ecuación de continuidad calculada y de sus términos mostrados por separado en nivel 900 hPa. Los paneles corresponden a 23, 30, 34 y 36°S del corte oblicuo usado. Símil figura 4.12	80

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

El anticiclón subtropical que se ubica en el sureste del océano Pacífico gobierna, en su mayor parte, la condición casi permanente de vientos sur presentes en la costa oeste de Sudamérica. Como consecuencia de estos vientos se genera subsidencia constante en los niveles medios que mueve aire desde niveles superiores hacia niveles bajos. Este descenso ocurre por la ladera oeste de la cordillera de los Andes, donde es calentado adiabáticamente en el proceso (Garreaud 2009). Es esta intrusión de aire la que ayuda a que la capa límite costera quede bien definida, relativamente fría, y que esté limitada en su tope por una capa de inversión (Garreaud et al. 2002; Garreaud y Aceituno, 2007). Debido a esto, se puede observar una cubierta de estratocúmulos persistente y muy extensa en la zona costera.

Sin embargo, esta situación no es permanente. Observaciones han mostrado que existen secuencias recurrentes (de aproximadamente una semana), sobre todo en invierno austral, donde la cubierta de estratocúmulos se retrae hacia el noroeste, lo que da paso a que la costa chilena tenga cielos despejados y altas temperaturas anómalas dentro del continente. Esto rápidamente tiende a recuperarse en un par de horas luego de aproximadamente 3 días de un constante incremento de la temperatura y del retroceso de las nubes (Garreaud et al. 2002; ejemplo en Garreaud et al. 2003). Estas características se atribuyen al fenómeno de baja costera.

La baja costera (o BC) es un evento subsinóptico localizado en la costa centro norte de Chile y que tiene una escala aproximada de 1000 km a lo largo de la costa y de 500 km en eje zonal. En ella se observa que la presión a nivel de superficie desciende notoriamente en latitudes generalmente entre 30 y 33°S. A su vez, la formación de este núcleo genera cambios tanto en la circulación local como en otras variables meteorológicas, que generalmente se traducen, como ya se mencionó, en días despejados y de altas temperaturas tanto en la costa como dentro del continente, pero también a eventos de contaminación extrema dado el refuerzo de la subsidencia y consecuente confinamiento de la capa límite, por lo que su estudio guarda interés en distintas áreas de investigación meteorológica y climatológica.

Estos eventos se caracterizan específicamente por la consolidación de un núcleo de baja presión ubicado entre los 25 y 32°S y bien cerca del continente (72°O aprox). Se ha estudiado que uno de los escenarios (el más común, según Rutllant 1994) previos a la formación de una BC es el paso de una dorsal en la troposfera media, la cual produce el movimiento de una alta presión en superficie desde el Océano Pacífico hacia el continente.

Esto se refleja en que, en un rango de aproximadamente 2-3 días, la presión en superficie al norte de la alta presión en superficie disminuye hasta aproximadamente 8 hPa, mientras que en la troposfera media la presión aumenta paulatinamente debido al paso de la dorsal, e incluso continúa aumentando hasta en promedio 12 horas después de que la presión en superficie dejase de caer (Garreaud et al. 2002 y 2003). Ese exacto momento en que se llega al mínimo de presión en superficie mientras la presión en altura está aumentando es la llamada culminación de la BC. Posterior a la culminación (en la etapa de término), la presión en superficie se restaura lentamente, intentando volver a los valores que existían previo al desarrollo de la BC, aunque generalmente se puede observar que esta recuperación en la presión superficial se ve afectada por la aproximación de un sistema frontal típicamente entre 40 y 45°S.

El paso de la dorsal en altura ocurre en promedio a una latitud cercana a los 40°S, y su presencia genera dos cambios importantes en las circulaciones locales, y que se asocian directamente a la generación de la BC frente a la costa chilena. Uno de ellos es el fortalecimiento del jet costero entre 25 y 35°S: este fenómeno se ha asociado directamente a cielos despejados justo en la zona del jet y también hacia el norte (Muñoz y Garreaud 2005). El viento meridional, que es generalmente viento sur, aumenta su magnitud a lo largo de dicha porción de la costa, y esto se debe al gradiente de presión negativo producido a lo largo de la costa dada la alta presión en superficie, que se balancea con la fricción dentro de la capa límite marina (Muñoz y Garreaud 2005).

El segundo cambio asociado al paso de este sistema baroclínico tiene que ver con efectos directos en los vientos zonales, ya que genera que la circulación entre la superficie y niveles medios (hasta los 700 o 750 hPa), tenga una predominantemente componente este. Sin embargo, la existencia de la cordillera impide que ocurran flujos en su posición (cerca de la superficie) por condiciones de borde, por lo que, en resumen, se observa que el paso de la alta migratoria produce un flujo débil, en torno a los 850 hPa, que nace desde la cordillera y en dirección hacia la costa.

Cada uno de estos cambios tiene efectos directos sobre la creación de la BC: en base al fortalecimiento del jet costero se genera un gradiente en los vientos meridionales, es decir, la velocidad de viento en esta componente aumenta progresivamente desde los 35°S hacia el norte, pero solo hasta 25°S, donde se observa incluso una tendencia a la disminución. Esta divergencia (entre 35°S y el centro del jet) en superficie, por continuidad se debe compensar con subsidencia local, la cual se debe ubicar en la entrada del jet (alrededor de los 35°S). Por otro lado, considerando que la velocidad del viento zonal debe tender a cero al acercarse a la ladera de la cordillera de los Andes, y teniendo en cuenta la componente este de viento que se generó desde la cordillera hacia la costa, se puede observar la clara existencia de un gradiente zonal de dicho viento. Esto se traduce en una divergencia zonal y por tanto un refuerzo adicional de la subsidencia. En resumen, en ambos ejes horizontales existe una configuración de vientos que genera un refuerzo de la subsidencia, y ambos se localizan en sectores muy

cercanos al centro de la zona de estudio.

En ambos casos la subsidencia genera que aire más cálido y seco, ubicado por sobre la capa de inversión, descienda hacia la capa límite marina, que se caracteriza por ser más fría y húmeda (Garreaud et al. 2002). Este cambio en las características del aire hace que, por hidrostática, la presión en superficie comience a caer. Además del descenso de la presión, se debe recordar que los vientos se vieron alterados por el paso de la dorsal, donde se observa un régimen de vientos este al sur de la zona donde está cayendo la presión (cerca de los 30°S), que en conjunto con el balance geostrófico del centro de baja presión en formación, refuerzan los vientos ciclónicos y consolidan la formación de esta BC.

Una BC se caracteriza por el aumento paulatino pero de gran magnitud en la temperatura en niveles bajos a medios, llegando a su máximo valor cuando se produce la culminación (Rutllant 1994; Garreaud et al. 2002). La temperatura puede aumentar en promedio 5-7°C en un par de días (Garreaud et al. 2003), lo que además viene acompañado de una baja en la humedad relativa. Por otro lado, los vientos en el momento de la culminación adquieren una componente este cerca de los 850 hPa, con magnitudes no considerablemente altas pero claramente contrarias al régimen observado cuando no hay BC.

Los efectos de una BC son varios y dependerá de la zona que se esté observando. Uno de ellos se asocia al descenso adiabático de aire más cálido y seco. Este movimiento vertical genera que la capa límite marina se deprima, por lo que las condiciones para la formación de la cubierta de estratocúmulos se pierden en esta porción de la costa (Garreaud et al. 2002 y 2003). Por otro lado, las BC están vinculadas a los eventos de contaminación extrema en ciudades cercanas a la latitud de formación de la BC, que es generalmente cerca de 30°S, como por ejemplo Santiago, que se encuentra en 33°S (Gallardo et al. 2002). Esto se explica ya que durante la BC se refuerza el descenso de aire más cálido sobre el continente, lo que provoca que la capa límite terrestre se vea confinada en un menor espacio, y esto se traduce en un menor volumen en donde se mezclan los contaminantes, generando así un aumento importante en los índices de contaminación de las ciudades involucradas. A pesar de que las BC ayudan en la ocurrencia de estos eventos de contaminación, también se entiende que estos eventos se ven afectados por otras características, como la cantidad de contaminación neta, la ventilación en superficie, la época del año, etc., por lo que su estudio es más detallado y no guarda relación exclusivamente con la formación de la BC.

Una vez ocurrida la culminación, las variables intentan volver a sus valores pre-BC y también adecuarse al paso de la siguiente vaguada en altura. Esta recuperación de valores ocurre más rápido que los cambios observados durante el desarrollo, ya que se observa que ocurren en un rango promedio de 24 horas. En el caso de los vientos se restaura el régimen oeste acorde a la disipación del núcleo de baja presión, lo que también explica el alza en la presión superficial. Esta última fase (la fase de término) no será estudiada en este trabajo, pero su caracterización, que corresponde a la normalización tanto de la presión en superficie como de las otras variables mencionadas (vientos, temperatura, humedad, etc.), ayuda a establecer la fecha en que termina la BC.

Todo esto se puede resumir en que el desarrollo de la BC se asocia a condiciones de cielo despejado y días más secos y calurosos con, generalmente, mayores índices de contaminación,

por lo que son un tema de gran interés para la meteorología chilena. Bajo este contexto entonces se busca que este trabajo entregue respuestas sobre cómo afectan las dos componentes del viento horizontal a la formación de las BC y así complementar los antecedentes acerca de este fenómeno tan recurrente en Chile.

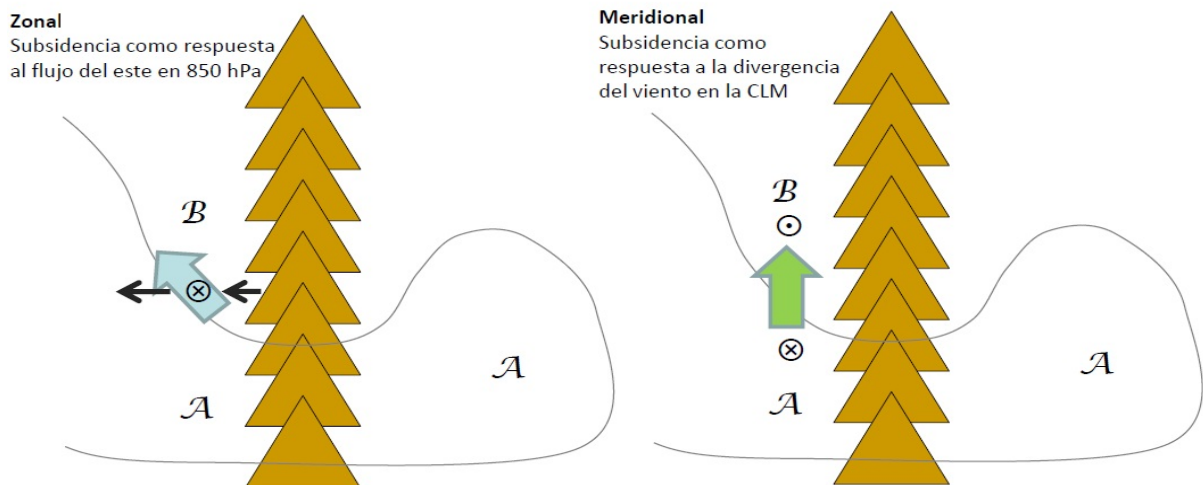
Actualmente no se tiene información acerca del aporte específico de cada uno de los mecanismos mencionados anteriormente sobre la formación y consolidación de la BC. Este trabajo busca esclarecer los mecanismos en que cada uno de estos procesos afecta el fenómeno de formación de la BC, teniendo como objetivo principal una caracterización detallada de cada uno de ellos, considerando que las BC son fenómenos de alta recurrencia (de 1 a 2 semanas, intensificado su período en invierno austral) y que, como se mencionó anteriormente, tienen impactos no menores en la meteorología de la costa centro norte de Chile.

1.2. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es el entendimiento y caracterización de los procesos que dan paso a la formación de las bajas costeras que ocurren en Chile central.

Los objetivos específicos se derivan de lo anterior y corresponden a:

- Evaluar distintas variables meteorológicas en el desarrollo de las bajas costeras, y estudiar la variabilidad que producen dentro de las distintas ecuaciones que diagnostiquen el evento.
- Evaluar el rol de la subsidencia en el desarrollo de una baja costera, entendiéndola además como la explicación de varios fenómenos observados durante una baja costera.
- Caracterizar la subsidencia inducida por la divergencia de los vientos zonales entre la cordillera de los Andes hasta el océano Pacífico.
- Caracterizar la subsidencia inducida por el fortalecimiento local del jet costero al sur del centro de baja presión en la costa.



1.3. Resultados esperados

A través de los datos observacionales, tanto locales como de otras fuentes, se espera caracterizar la baja costera de tal manera de poder ilustrar el paso de la dorsal en 500 hPa sobre el continente, además de encontrar el mínimo de presión, el máximo de temperatura, la depresión de la altura de capa límite y su asociado despeje de la nubosidad de la zona.

También se espera poder caracterizar, en base a la grilla de datos fina de ERA5, las variables meteorológicas de presión, temperatura, vientos horizontales y verticales, entre otros, y cómo fueron evolucionando durante la baja costera bajo distintas perspectivas, ya sea temporales como espaciales.

Además, en base al análisis numérico de las ecuaciones hipsométricas, termodinámica y de continuidad para una baja costera en específico, se busca caracterizar la evolución temporal de cada variable involucrada, de manera tal que se pueda estudiar cómo afecta cada una de ellas al resto de las componentes de cada ecuación. Esto se traduce específicamente en, para la:

- ecuación hipsométrica: perfilar la variabilidad en la presión superficial en base a los cambios de temperatura en toda la columna de atmósfera involucrada y de los cambios del geopotencial experimentados producto de las ondas baroclínicas que se experimentan en la zona.
- ecuación termodinámica: caracterizar el calentamiento que se produce en algunas zonas de interés bajo el efecto del movimiento horizontal y vertical de vientos y su asociada advección de temperatura.
- ecuación de continuidad: estimar la magnitud y dirección de los vientos verticales en base a la divergencia experimentada en los vientos horizontales.

Finalmente, con la ayuda del análisis de estas ecuaciones, específicamente de la ecuación de continuidad, se espera poder evaluar numéricamente el movimiento vertical en base a las divergencias zonales y meridionales de manera diferenciada, para así poder concluir acerca de cuál de las dos direcciones tiene un rol protagónico sobre la subsidencia reforzada en niveles medios de la tropósfera asociada a la ocurrencia de las bajas costeras.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Caso estudio

El fenómeno de baja costera es un evento sinóptico que ocurre a lo largo de todo el año. Existen al menos 3 escenarios en los se pueden generar BC en la costa chilena, sin embargo, uno de ellos es el que ocurre con mayor frecuencia y ocurre generalmente durante el período entre el invierno y la primavera austral (Rutllant 1994). Sea cual sea el escenario, durante una BC se observa un aumento de temperaturas dentro del continente, un claro despeje de la zona afectada, además de obviamente la caída de presión en superficie.

Bajo esta perspectiva, y considerando que los eventos de BC no son pocos, se buscó estudiar un evento que sea representativo, es decir, que cumpla con las anteriores características y que haya ocurrido entre invierno y primavera austral. Para ello, se buscó un día en dicho período en que la presión en una estación costera alcanzara un mínimo local y que la temperatura máxima en estaciones en continente fuera aumentando, todo dentro de un período de aproximadamente 7 días. Este proceso se hizo de manera manual usando el Explorador del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, (CR)², donde se buscaron mínimos de presión en la estación de Santo Domingo (33°S, 72°O, aproximadamente). Una vez encontrado un grupo de días donde se veía una caída de presión, se buscaron las series de temperatura para esa fechas en otras estaciones costeras y en algunas estaciones de Santiago para corroborar el aumento de temperatura en el continente. Este proceso concluyó con el uso de la BC que ocurrió el 4 de septiembre de 2018.

Una vez seleccionado el caso de estudio, de la red de estaciones meteorológicas disponibles en Chile (Dirección Meteorológica de Chile) se descargaron las series de presión y temperatura de las estaciones costeras de, en orden Norte-Sur, Universidad Católica del Norte, La Florida, Santo Domingo, Pichilemu y Carriel Sur, y las estaciones de la región Metropolitana de Quinta Normal, Lo Prado y Talagante. Con estas estaciones se abarca desde los 23°S hasta los 37°S, aproximadamente. Finalmente, con estos datos se verificó que en las demás estaciones se presentaron las mismas condiciones asociadas a la presencia de la BC, con lo que también se pudo hacer un estimado del período y extensión espacial en que se produjo.

2.2. Observaciones y datos

Para caracterizar una BC es necesario observar el comportamiento de la presión y la temperatura, sin embargo, un cambio en ellas significa necesariamente un reajuste de otras variables. Bajo esta perspectiva, para una buena caracterización se requieren un par de variables que localmente no tienen disponibilidad, tales como la altura geopotencial y vientos horizontales ya que que presentan una gran variabilidad en la vertical, o que no son directamente medibles, como es el caso de la componente vertical del viento.

Además de los datos de temperatura y presión de las estaciones meteorológicas anteriormente mencionadas, también se usaron datos de otras fuentes locales, como los datos AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay) para Pudahuel (Muñoz. et al. 2022) y de radiosondeos de las estaciones de Santo Domingo (Fuente: Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming, *weather.uwyo.edu*), además de imágenes satelitales de MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de TERRA (Satélite con órbita heliosin-crónica) (Fuente: NASA's Worldview, *worldview.earthdata.nasa.gov*).

Para complementar los datos locales se usaron datos de reanálisis. Estos datos son una representación de cada variable en todo el planeta, por lo que usarlos soluciona el problema tanto de la disponibilidad fuera de una estación meteorológica y además agrega escalas verticales y horizontales más finas que normalmente no se podrían tener.

2.2.1. Mediciones locales en altura

El período usado fue desde el 28 de agosto al 6 de septiembre de 2018, que fue estimado en base a los datos de las estaciones de Santo Domingo (33.65°S, 71.61°O) y Talagante (33.66°S, 70.93°O). Las estaciones costeras no están todas a la misma altura sobre el nivel de mar, por lo que a cada dato de presión se le hizo una corrección por altura (aproximada) para poder trabajarlas todas al mismo nivel. Las correcciones fueron como lo señala la siguiente tabla:

Tabla 2.1: Estaciones meteorológicas costeras usadas con su respectiva corrección por altura aproximada (en hPa) según nivel de mar.

Estación meteorológica	Coordenadas	Altura [m]	Corrección [hPa]
Universidad Católica del Norte	-23.68, 289.59	31	+3
La Florida	-29.91, 288.81	137	+13
Santo Domingo	-33.65, 288.39	77	+7
Pichilemu	-34.39, 287.99	25	+2
Carriel Sur	-36.78, 286.94	13	+1

Los datos de las estaciones meteorológicas están en un formato de datos por minuto, por lo que se hizo necesario transformar los datos de presión (en Pa) y temperatura (en °C) de cada estación a datos horarios, y para ello se hizo una media de los 60 minutos correspondientes a cada hora. En el caso de los datos AMDAR, se usaron los registros entre el 26 de agosto y el 8 de septiembre de 2018, que son datos por hora y corresponden a información acerca de la temperatura, en °C, y de los vientos horizontales, en m/s, en la vertical hasta 5000 m sobre Pudahuel, Santiago (Muñoz et al. 2022). La ubicación geográfica de Pudahuel es bastante cercana a la de Quinta Normal, por lo que los datos de AMDAR pueden ser comparados directamente con los de esta última estación meteorológica.

De los datos de los radiosondeos de Santo Domingo se usó la altura geopotencial en 500 hPa que estaban en formato cada 12 horas y en unidades de mgp, y se usó un período concordante con los usados para los datos de las estaciones meteorológicas, es decir, del 28 de agosto al 6 de septiembre de 2018. Por otro lado, los datos de altura geopotencial derivados de los radiosondeos del departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming estaban en formato cada 6 horas y también en mgp. Finalmente, las imágenes satelitales de MODIS/TERRA usadas corresponden a tiempos específicos en las que el satélite pasó por la zona de estudio, por lo que hay solamente una imagen por día.

2.2.2. ERA5

El reanálisis ERA5 combina observaciones locales de todo el mundo en un set de datos global que logra dividir el planeta en una grilla de resolución espacial definida. Su principal ventaja es que logra generar datos en lugares geográficos en los que comúnmente no serían fáciles de obtener, y que en base a pronósticos hechos cada 12 horas y que considera el pronóstico anteriormente hecho, genera la mejor estimación para el estado de la atmósfera, y en consecuencia estos datos son consistentes con las leyes de la física, como lo son las ecuaciones de conservación o leyes termodinámicas (fuente: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (*ECMWF*)). Este reanálisis posee datos desde 1979 hasta la actualidad y corresponden a un dato cada hora, con una resolución espacial horizontal de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y un alcance vertical desde los 1000 hasta 1 hPa, diferenciados en 37 niveles de presión.

Para este estudio se utilizaron datos en altura de los niveles desde 1000hPa hasta 500hPa. Estos datos tienen una separación de 25hPa entre 1000 y 825 hPa y de 50hPa entre los 800 y 500 hPa. Para el uso local del reanálisis se limitó a una extensión espacial desde 10°S hasta 50°S , con una resolución de 0.25° por dato, (161 datos de grilla) y desde 80°O hasta 60°O con la misma resolución (81 datos de grilla). Estos datos son de temperatura, altura geopotencial, humedad, velocidad vertical (ω), viento horizontal (zonal y meridional) y altura de capa límite. También se utilizaron datos a niveles específicos, en el mismo dominio espacial, referentes a la presión a nivel de superficie, temperatura a 2m (nivel suelo), temperatura de punto de rocío y cubierta nubosa total. Todos estos datos vienen en formato horario y el período usado corresponde al registro previamente estimado y que es desde las 00Z del 28 de Agosto hasta las 00Z del día 06 de Septiembre en el año 2018.

Para una mejor visualización de estos datos (en las secciones correspondientes) se usaron distintos suavizados. Estos suavizados para series temporales fueron normalmente de 12 horas, es decir, cada dato horario era un promedio de los valores entre 6 horas antes y después de dicha hora. En algunos casos este suavizado es menor y se explicita en la figura, y es consecuencia de que dicha variable tiene características importantes que varían durante cada día, en contraste con el suavizado general que elimina en buena parte dicha variación.

Para los cortes latitudinales (o longitudinales) interpolados primero se buscó tener la misma resolución espacial que ERA5, es decir, que cada grado de latitud o longitud sea dividido en 4 partes. En esta región se tiene que la separación entre grados es de aproximadamente 108 km (independiente latitud o longitud), por lo que en la grilla cada dato estaría separado por 27 km. Bajo esta perspectiva, se consideró usar un suavizado espacial en la dirección del corte de al menos 4 datos, es decir, por ejemplo para un corte latitudinal se promedió la latitud 30°S con 29.5, 29.75, 30.25 y 30.5°S para hacer un suavizado de aproximadamente 108 km en la dirección norte y sur y así visualizar los cambios de variables meteorológicas según la posición o el tiempo, dependiendo de la caracterización buscada. En estos casos también se usó el suavizado temporal general de 12 horas para tener consistencia, a menos que se diga lo contrario. Producto del uso de este suavizado espacial se consideró perder algunas características asociadas a topografía, lo que funcionaba para un acercamiento general al estudio pero que se debe reevaluar para casos específicos en donde la topografía local tenga efectos notorios en algunas variables, como es el caso de Lengua de Vaca (Rahn et. al 2011).

Finalmente, en las figuras que poseen el eje vertical como variable, es decir, que muestren distintos niveles geopotenciales, se usó un suavizado en el que se considera el nivel superior y el nivel inferior (un ancho de 50 hPa, en total) para promediar el valor en cada nivel, con lo que se asegura no perder la variabilidad importante entre los niveles pero también tener una visualización menos ruidosa de los cambios en altura.

2.3. Ecuaciones de diagnóstico

El análisis de las ecuaciones de diagnóstico tuvo algunas consideraciones respecto a la forma en que se trataban los datos, además de los suavizados previamente mencionados para la visualización de los resultados.

2.3.1. Hipsométrica

La ecuación

$$\frac{p_1}{p_2} = \exp\left(\frac{g(Z_2 - Z_1)}{RT_v}\right), \quad (2.1)$$

en su resolución contempla cálculos sobre el espesor entre la presión 1 y la presión 2, con su temperatura virtual asociada. Como se cuenta con datos discretos, para lograr usar los datos en forma de capas, y no con datos en cada nivel, se usó una discretización muy similar al suavizado espacial, donde cada capa está conformada por un límite inferior y superior,

siendo estos dos niveles consecutivos de niveles geopotenciales. Con esta discretización se calculó el promedio de la temperatura para cada capa, y luego usando la diferencia en hPa entre niveles como grosor de capa se hicieron los desarrollos y análisis de variabilidad de las distintas componentes involucradas en esta ecuación.

2.3.2. Termodinámica

La ecuación termodinámica,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} + \frac{J}{C_p}, \quad (2.2)$$

usa el cambio infinitesimal de la temperatura potencial en la dirección vertical, además de la advección horizontal de temperatura. Para esto último se consideró usar la mínima distancia entre cada punto de grilla que ya había sido calculada como 27 km. Para la variación infinitesimal de la temperatura potencial en altura, como se tienen solamente datos discretos, se calculó la diferencia entre el nivel superior e inferior del nivel en cuestión y se dividió por la diferencia, en hPa, de los niveles geopotenciales usados, puesto que los datos de temperatura potencial vienen en coordenadas de presión, y los niveles geopotenciales son discretos por definición.

2.3.3. Continuidad

En la ecuación

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = 0, \quad (2.3)$$

al usar regla de la cadena, y considerando coordenadas isobáricas, se encuentra una relación entre las divergencias horizontales y verticales de vientos en función de la presión. Nuevamente, como se requiere trabajar con distintos niveles de presión, la discretización usada fue la misma que para la ecuación termodinámica, donde para los datos de velocidad vertical se usaron dos niveles consecutivos de geopotencial, con su respectivo grosor en hPa, y para las componentes horizontales se usaron los datos de vientos divididos por la longitud entre puntos de grilla, que es 27 km.

Capítulo 3

Caracterización del evento

3.1. Caracterización observacional

3.1.1. Estaciones meteorológicas y datos en altura

Para identificar el evento se utilizaron los datos de la red de estaciones meteorológicas disponibles en Chile (Dirección Meteorológica de Chile), específicamente las estaciones costeras (en orden Norte-Sur) Universidad Católica del Norte, La Florida, Santo Domingo, Pichilemu y Carriel Sur, y las estaciones Quinta Normal, Lo Prado y Talagante de la Región Metropolitana. En la figura (3.1) se muestran todas las estaciones mencionadas. En el caso de Santiago, se incluyen las tres últimas estaciones mencionadas.

Como las bajas costeras suelen estar centradas en torno a los 30-33°S, la estación de Santo Domingo será la base para la observación de la caída de la presión. Además, en esta estación se cuenta con radiosondeos (ver (2.2.1)) que permiten observar la altura geopotencial y así verificar el cumplimiento de las dos condiciones necesarias para que se produzca este evento, que son la caída de la presión en superficie y el aumento del geopotencial en altura.

Como se mencionó en la sección (2.1), para elegir el caso de estudio se buscó un día en que la presión en superficie en la costa alcanzara un mínimo local y el geopotencial en altura alcanzara un máximo local, ambas con no más de 12 horas de separación. Este fenómeno representa la culminación de la BC. Para este estudio se usó un caso que alcanzó el máximo de geopotencial en 500 hPa durante la madrugada del 4 de septiembre de 2018 y el mínimo de presión de las estaciones costeras entre 6 a 12 horas después. Estimando que la fase de desarrollo de la BC, que es cuando la presión en superficie comienza a caer, ocurre entre dos a tres días previos a la culminación, y que el término, que corresponde a la recuperación de la presión en superficie luego del mínimo de presión, tiene una duración de dos días, se tuvo como primera estimación que el fenómeno ocurrió entre el 1 y el 6 de septiembre. Por otro lado, se consideró observar el comportamiento de la temperatura en continente puesto que esta tiene un comportamiento anómalo asociado a la presencia de la BC, ya que se observa que en las estaciones ubicadas en el valle central de Chile la temperatura tiende a aumentar (Garreaud et al. 2002a) en horas de la tarde, llegando a un máximo que coincide con la culminación de la BC. Este aumento anómalo de la temperatura es fácil de observar y por tanto complementa en la identificación del período del evento.

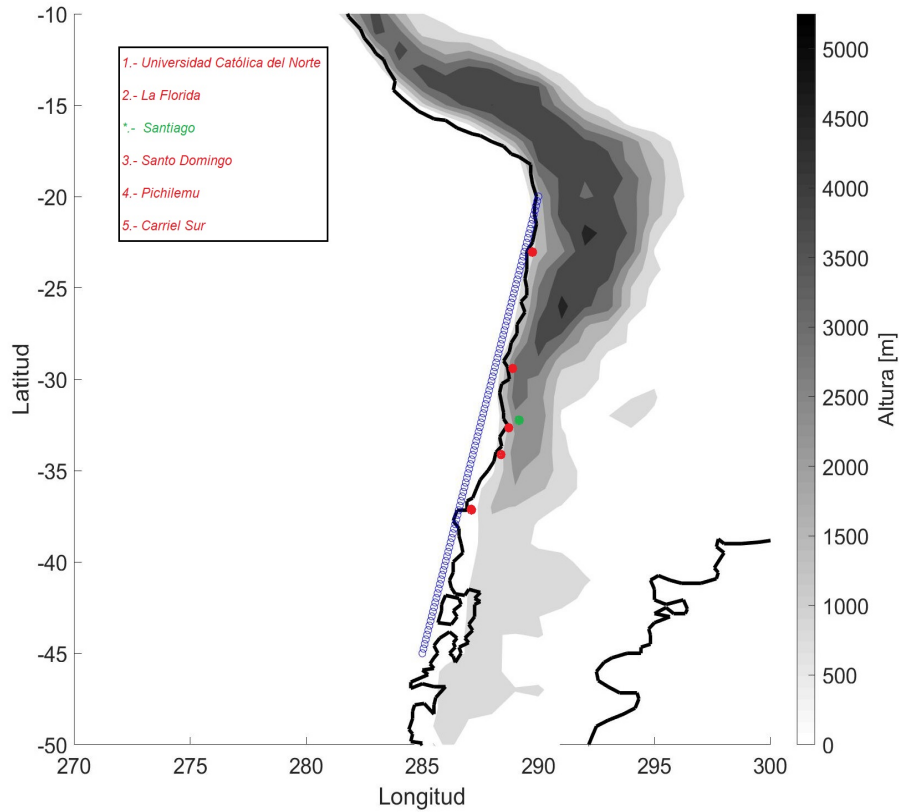


Figura 3.1: Estaciones costeras marcadas en rojo en orden descendente. Punto verde indica la ubicación de Santiago. La línea azul corresponde al perfil oblicuo usado para caracterizar ciertas variables en las secciones siguientes.

La serie temporal de la figura (3.2) muestra, para el período del 28 de agosto al 6 de septiembre, la curva de presión a nivel de superficie de las distintas estaciones (datos en la estación más su corrección por altura), además de la curva de altura geopotencial del radio-sondeo de Santo Domingo. Cabe recordar que estas curvas, específicamente las de presión en superficie, son hechas con datos horarios, por lo que su comportamiento está afectado por el ciclo diurno de calentamiento. No obstante esto, podemos observar que en las estaciones costeras entre el 28 y el 31 de agosto la presión a nivel de superficie tuvo una tendencia a disminuir levemente, con valores, por ejemplo en Santo Domingo, que partieron en 1017 hPa el 28 de agosto y bajaron a alrededor de 1015 hPa el 30 del mismo mes. A partir del 31 la presión aumentó continuamente hasta las 12:00 hrs del 1 de septiembre, llegando a valores 5-6 hPa mayores que los días anteriores, y luego decayó de manera gradual, partiendo desde las estaciones más al norte (fase de desarrollo, marcada en gris), alcanzando su mínimo el 4 entre las 06:00 y las 14:00 hrs (correspondiente a la culminación; se usará las 06:00 como referencia dado que la presión en superficie en Santo Domingo es cercana al mínimo y es el punto medio entre los valores más altos de geopotencial, que son cada 12 horas).

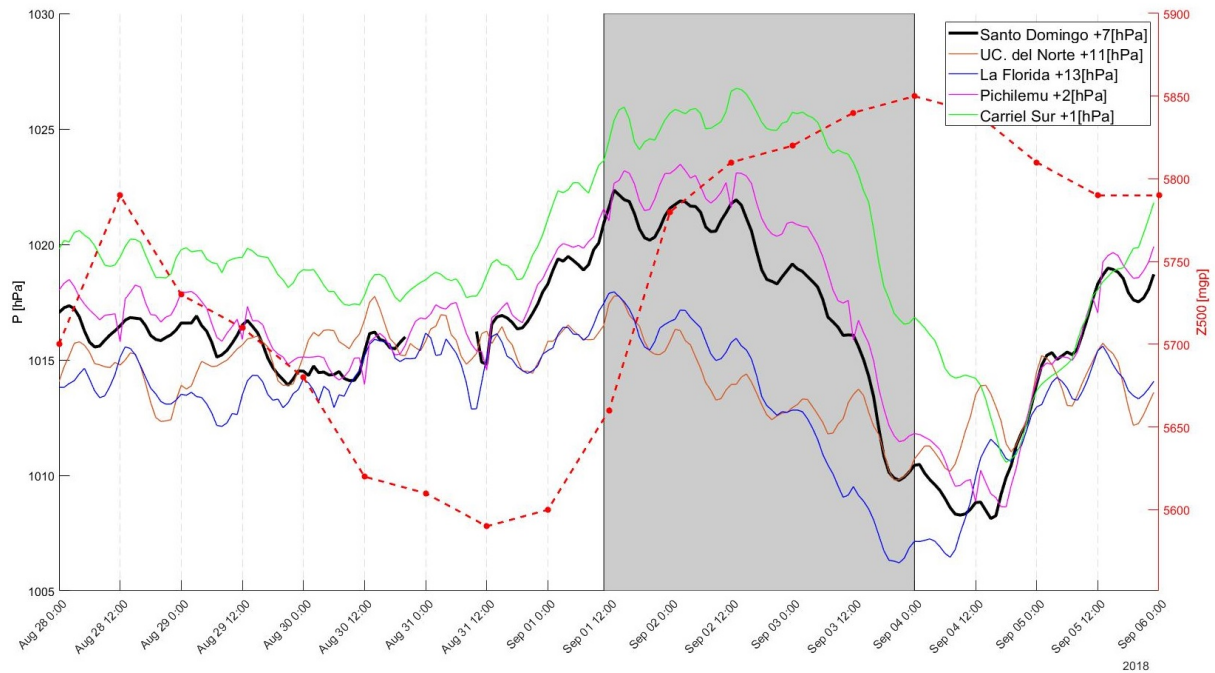


Figura 3.2: Datos horarios de presión a nivel de superficie (en hPa) de las estaciones costeras. Las correcciones por altitud se muestran para cada estación. La curva segmentada roja corresponde a datos cada 12 horas de altura geopotencial en el nivel 500 hPa (Z_{500} , en m) en Santo Domingo. Franja gris corresponde a la fase de desarrollo estimada en base a las curvas de la misma figura.

Lo anterior se replica en las demás estaciones. Sin embargo, hay que considerar la distancia que existe entre ellas, y por tanto las fechas en que ocurrieron las características previamente mencionadas para cada serie de tiempo. Dicho esto, las estaciones Universidad Católica del Norte y La Florida fueron la primeras en alcanzar su mínimo de presión, el que ocurrió hasta 6 horas antes que en Santo Domingo, mientras que en Pichilemu y Carriel Sur se alcanzó 6 y 12 horas después, respectivamente, después del de Santo Domingo. De la misma manera, la caída de presión en todas las estaciones inicia con un desfase relacionado con el orden latitudinal norte-sur. Este proceso generó una caída de hasta 12 hPa en 2 días para Santo Domingo, al igual que para las estaciones La Florida y Pichilemu, que son las más cercanas, mientras que en Carriel Sur hubo una caída aun mayor, de hasta 15 hPa, y en menos de 48 horas. La estación UC. del Norte es la que presentó la menor caída, de aproximadamente 7 hPa, y lo hizo en un poco más de 72 horas. Todas estas diferencias, tanto en los tiempos como en los valores se deben a la lejanía del centro de la BC, donde además se deben considerar los efectos locales que pueda tener la circulación de niveles bajos y medios. Posteriormente, la presión recupera los valores aproximados que existían previos a la BC (alrededor de 1017 hPa) en menos de un día después del mínimo.

Por otro lado, en la figura (3.3) se muestra la serie temporal, para el mismo período, de la temperatura y presión en las estaciones ubicadas en Santiago. Las estaciones de Quinta Normal y Talagante están cerca de 400 y 500 m de altitud respectivamente, mientras que Lo Prado tiene 1000 m de altitud aproximadamente. Tal y como se mostró en Garreaud et al. 2001 y Garreaud et al. 2002, estas estaciones sirven para ilustrar los cambios en la tropósfera

baja, en especial la estación de Lo Prado, ya que su altura se acerca al tope de la capa límite promedio de la zona. Se observa que las temperaturas máximas en el valle central rondaron los 17-20°C para el período del 28 al 31 de agosto. El 1 de septiembre se observó una caída de 1-2°C en todas las estaciones, y luego se ve que en los 4 días siguientes hubo un rápido aumento de la temperatura, llegando a un máximo de 25°C el 4 en Lo Prado y Talagante, y de 30°C en Pudahuel. Finalmente, entre el 4 y el 5 la temperatura cayó hasta valores entre 10-15°C, lo que es consistente con lo esperado para la fase de término.

La presión en el continente tiende a caer durante la fase de desarrollo al igual que en la zona costera, con un desfase de un par de horas debido a las diferentes alturas de las estaciones. Los valores en la caída de presión asociadas a la culminación fueron cercanos a los 10 hPa en Quinta Normal y Talagante, mientras que en Lo Prado de 7-8 hPa.

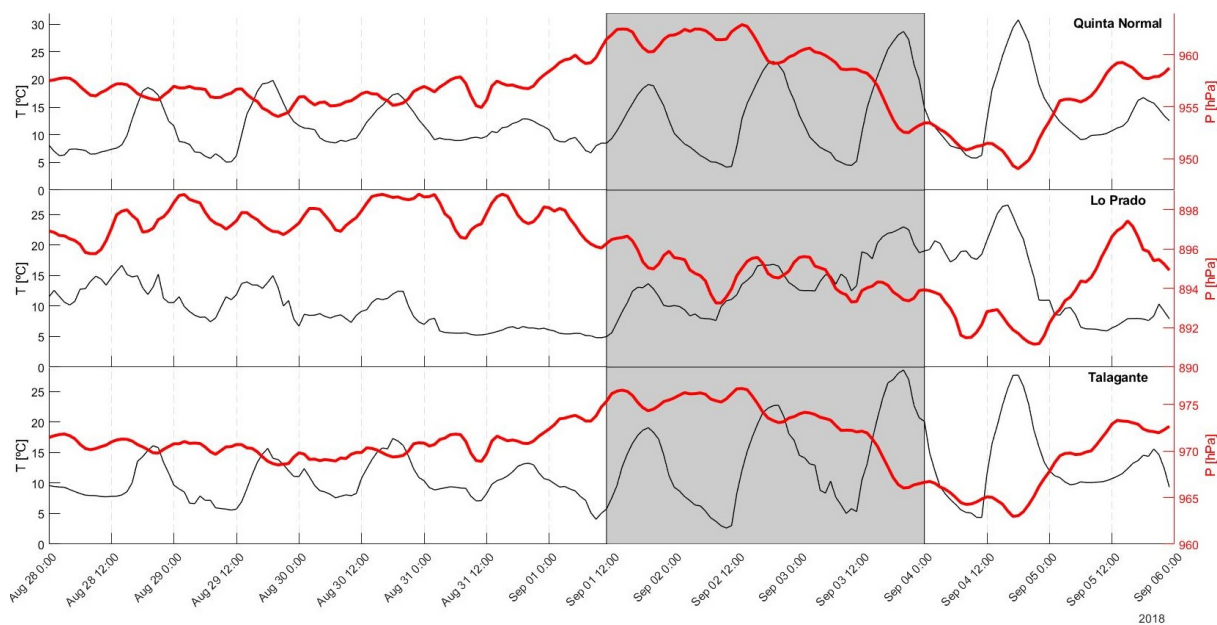


Figura 3.3: Temperatura y presión en las estaciones en Santiago. En orden descendente, Quinta Normal, Lo Prado y Talagante. Franja gris corresponde a la fase de desarrollo estimada anteriormente.

El análisis de las figuras (3.2) y (3.3) permite caracterizar la temperatura, presión y altura geopotencial. Lo observado en dichas figuras corresponde a un caso típico tal y como es descrito en Rutllant 1994, ya que se logra observar que sigue el mismo esquema presentado para una BC en la sección (1.1). Bajo esta perspectiva, y considerando que este esquema propone que el origen de la BC se asocia al paso de una dorsal en altura, en la figura (3.4) se muestran los mapas de geopotencial del nivel 500 hPa para corroborar que efectivamente se haya experimentado un aumento del geopotencial en los días anteriores a la BC en toda la zona de estudio.

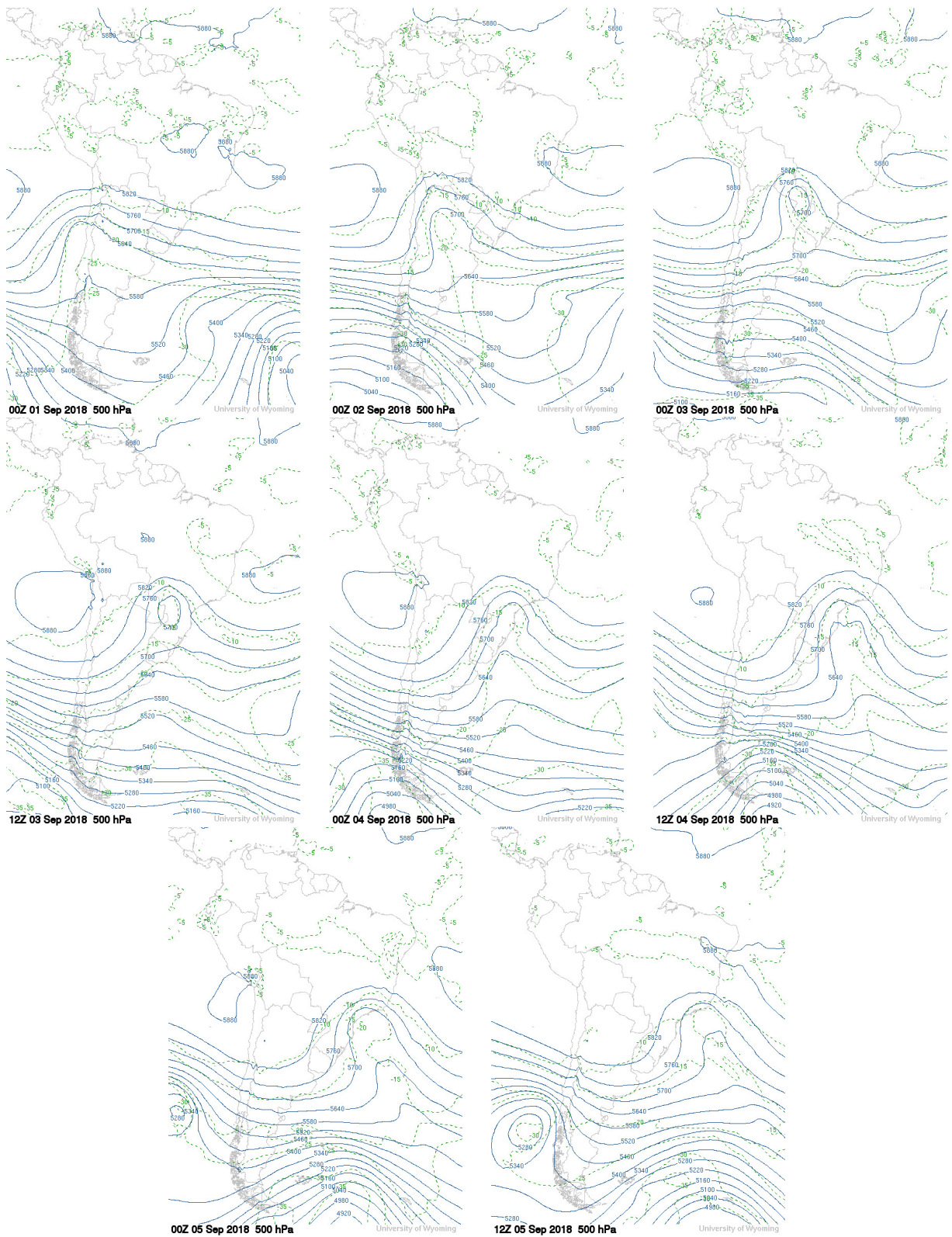


Figura 3.4: Mapas de altura geopotencial en nivel 500hPa. La fila superior muestra desde las 00Z del 1 hasta las 00Z del 3 de septiembre, cada 24 horas. Desde la segunda fila se muestra desde las 12Z del 3 hasta las 12Z del 5, cada 12 horas. Los contornos son cada 60 mgp.

Dicho eso, en la figura (3.4) muestran los mapas geopotenciales de los radiosondeos disponibles del Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming, (*weather.uwyo.edu*), que ocurren cada 12 horas, para el período desde las 00Z del 1 a las 12Z del 5 de septiembre. Los paneles superiores muestran solamente cada 24 horas, ya que, como se ve el 1, la dorsal aun no ha pasado por Chile central y no se ve mucho cambio en el geopotencial durante estos días. El 2 de septiembre se aprecia que la dorsal ya está sobre el continente, puesto que hay un aumento en el geopotencial en la zona. Esta situación continuó hasta el 3 en la noche/ madrugada del 4, (entre cuarto y quinto panel), donde se estima que el geopotencial alcanzó su valor máximo sobre continente. Con esto se espera que la culminación de la BC ocurra durante la madrugada/mediodía del 4 de septiembre, puesto que debe ser en un rango de hasta 12 horas posterior al máximo de geopotencial (por lo visto en la sección (1.1)), y esto se puede corroborar con lo visto en la sección anterior (figura (3.2)), ya que la presión a nivel de mar experimentó su valor mínimo en las estaciones costeras en ese rango de tiempo.

A partir del cuarto panel se muestran los mapas con un intervalo de 12 horas para ver en detalle la evolución del evento. Se observa que hubo una rápida transición a una situación de pre vaguada entre la noche del 3 y la madrugada del 4 de septiembre, donde los flujos de viento en altura debieron adquirir una orientación oeste, y en consecuencia se debilitaría la subsidencia que reducía la altura de la capa límite en las zonas costeras.

3.1.2. Imágenes satelitales

La BC es un evento que tiene características visuales bastante llamativas. Normalmente se tiene una cubierta de estratocúmulos a lo largo de toda la región, pero durante la fase de desarrollo y culminación de la BC el cielo se despeja progresivamente y estas nubes quedan retraída hacia el noroeste (hasta 20°S hacia el norte), dejando una gran zona de cielo despejado en la costa de Chile central según lo visto en la sección (1.1).

En conjunción con lo observado en la sección anterior, en la figura (3.5) se muestran imágenes satelitales de MODIS/TERRA (ECMWF) para la zona y período de estudio. Los paneles muestran las 1830Z (no son todas exactamente a la misma hora, tienen una diferencia de ± 45 min entre ellas) de los días 1 hasta el 6 de septiembre. Desde el primer panel se aprecia que frente a la costa de 33°S la nubosidad empezó a desaparecer progresivamente hacia el norte, y a las 1830Z del 3 (tercer panel) la zona central de Chile estaba completamente despejada. Posteriormente, la cubierta de estratocúmulos se recuperó desde el norte hacia el sur, volviendo a estar completamente nublado hasta 35°S el 5 de septiembre. Además, se observa el paso de un frente los días 5 y 6 que alteró la nubosidad de la zona sur de la zona de estudio, mas este evento no guarda relación alguna con el presente estudio y no afecta de ninguna manera los procesos estudiados en el mismo. Esta figura es una confirmación visual de lo esperado respecto al paso de la dorsal en altura y su efecto sobre la altura de la capa límite expresado en la sección anterior y explicado en la sección (1.1).

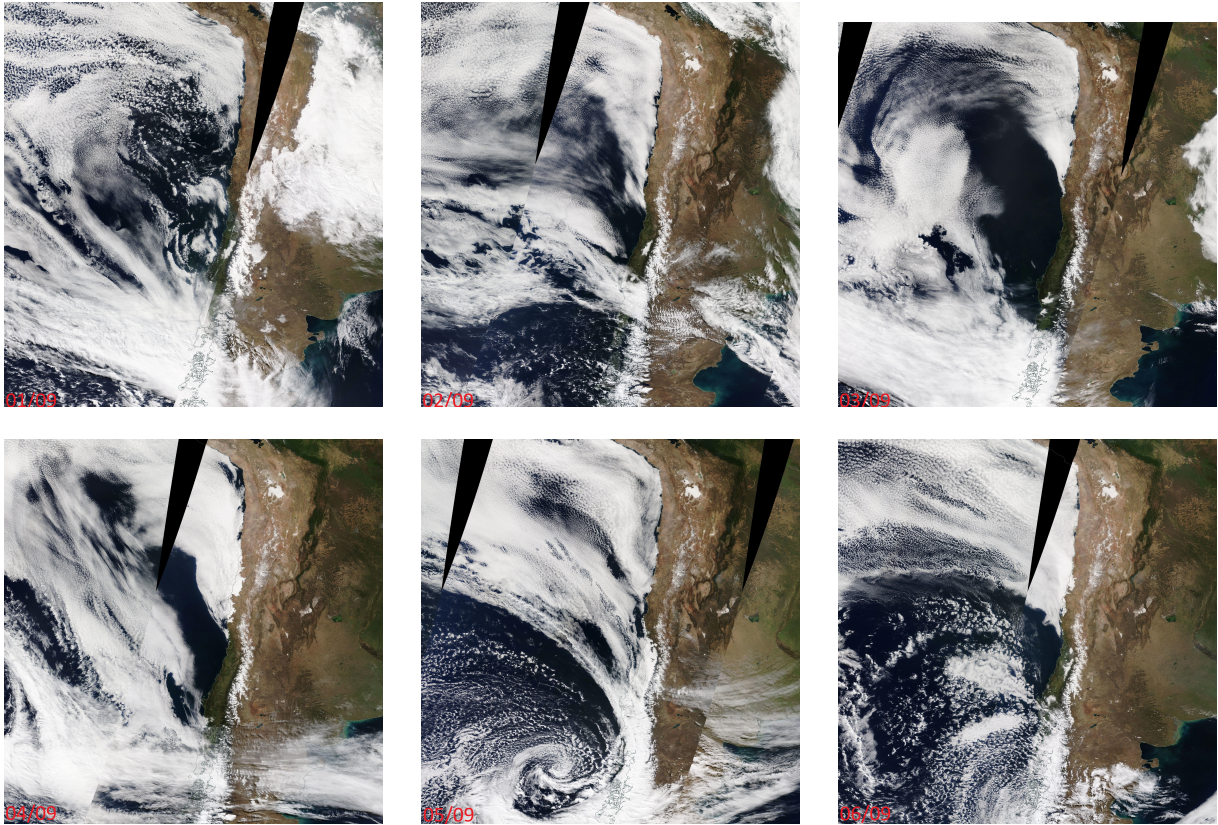


Figura 3.5: Imágenes satelitales de MODIS/TERRA (canal visible) de la costa oeste subtropical sudamericana. En orden cronológico, el panel superior izquierdo corresponde al día 1 de septiembre y el panel inferior derecho al día 6 de septiembre, a las 1830Z (aprox). La culminación se ubica entre el tercer y cuarto panel.

3.1.3. Datos AMDAR

Además de los datos obtenidos de la red de estaciones meteorológicas también se contó con observaciones de temperatura y viento horizontal en altura, desde el nivel suelo hasta los 5000 m, obtenidos del proyecto AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay). Estos son datos medidos o derivados en base a instrumentaciones en aeronaves y que tienen una resolución temporal de minutos y segundos de la altitud, la presión y las coordenadas de latitud y longitud. Para este caso específico se tienen los datos AMDAR para Pudahuel (Muñoz et al. 2022) y se muestran en la figuras (3.6) y (3.7). Este grupo de datos es importante ya que las estaciones meteorológicas no entregan datos en altura, por lo que junto al radiosondeo son los datos de temperatura y vientos en altura disponibles.

Del perfil de temperatura de la figura (3.6) se observa un enfriamiento en toda la columna que partió el 28 de agosto (previo a la fase de desarrollo de la BC) con valores negativos entre $2\text{-}3^{\circ}\text{C}/\text{día}$ en los primeros 3000 m y $1\text{-}1.5^{\circ}\text{C}/\text{día}$ hasta los 5000 m y se extendió hasta el 1 de septiembre, día en el que se alcanzó la temperatura más baja en toda columna. Posteriormente, entre el 1 y el 3 se ve que la temperatura en los primeros 3000 m empezó a ascender a una tasa de $2\text{-}3^{\circ}\text{C}/\text{día}$, y luego, del 3 al 5, aumentó su valor considerablemente, alcanzando a marcar un incremento de hasta $6\text{-}7^{\circ}\text{C}$ en menos de 24 horas. Entre 3000 y 5000

m, durante estos días se observa que la temperatura no varió considerablemente pero igual tuvo una tendencia al alza, donde se ve que la temperatura subió 1-2°C aproximadamente. Este calentamiento indica que la columna completa se vio afectada por la BC, pero que durante la tarde del 3 de septiembre (es decir, unas horas antes de la culminación), en los primeros 2000 m es donde y cuando hubo un mayor efecto de dicho calentamiento. Posterior a la culminación se tuvo un rápido enfriamiento pero que no sucedió en toda la columna, sino que dentro de los primeros 2500 m. Este enfriamiento fue de hasta 15°C y ocurrió entre la noche del 4 y el mediodía del 5. Los resultados a nivel de suelo son concordantes con lo observado en las estaciones meteorológicas analizadas en la sección (3.1), donde se observó un enfriamiento previo al calentamiento experimentado en el desarrollo de la BC, y con el máximo de temperatura para el 4 de septiembre.

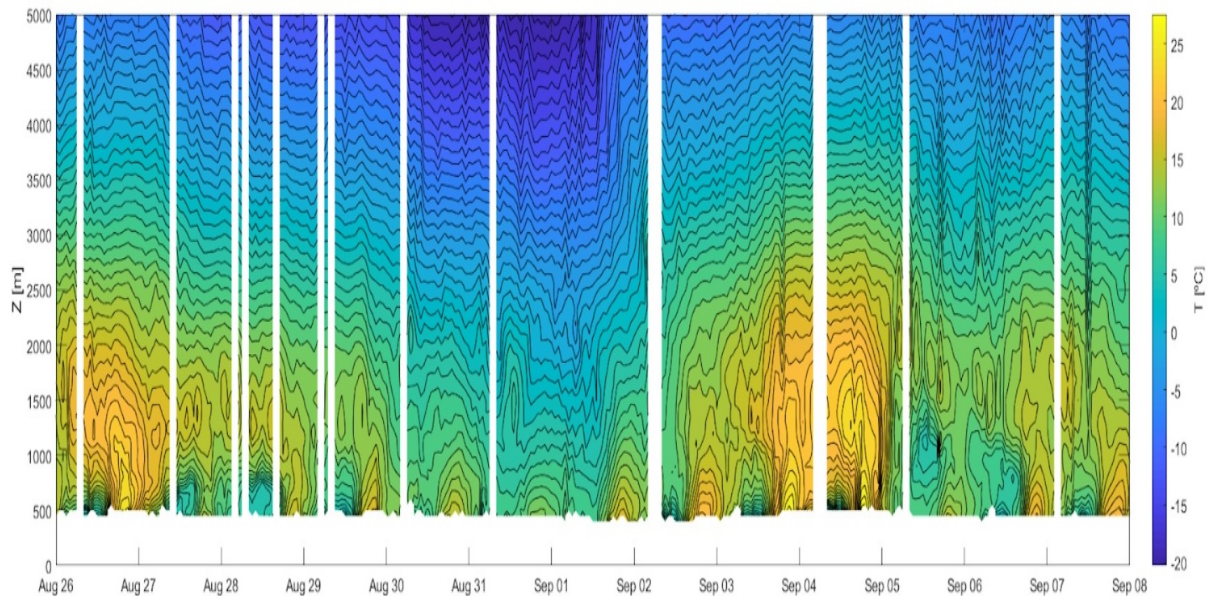


Figura 3.6: Temperatura horaria observada por instrumentos AMDAR en Pudahuel el año 2018, desde nivel suelo hasta 5000 m de altura.

La figura (3.7) muestra el viento zonal en el panel superior y meridional en el panel inferior. Del panel superior se observa que previo al desarrollo hubo mayoritariamente viento oeste (valores positivos) en altura, de valores cercanos a 3 m/s, y una componente este (valores negativos), que tiende a cero, dentro de los primeros kilómetros de tropósfera. En la fase de desarrollo se observa que la componente este del viento que afectaba niveles bajos (por debajo de los 2000 m) ahora se extiende hasta los 3000 m entre el 1 y el 4 de septiembre, donde incluso se ve que esta componente se extendió hasta los 5000 m algunas horas del 2, con valores que llegaron al máximo de -8 m/s, aproximadamente. Esta expansión de la componente este en el viento zonal en altura es consistente con los tiempos del paso de la dorsal observado en la sección anterior. Después de la culminación se observa que en torno a los 5000 m el viento oeste se fortaleció notablemente, lo que se explica al observar la situación sinóptica (paso de la vaguada) mostrada en la figura (3.4).

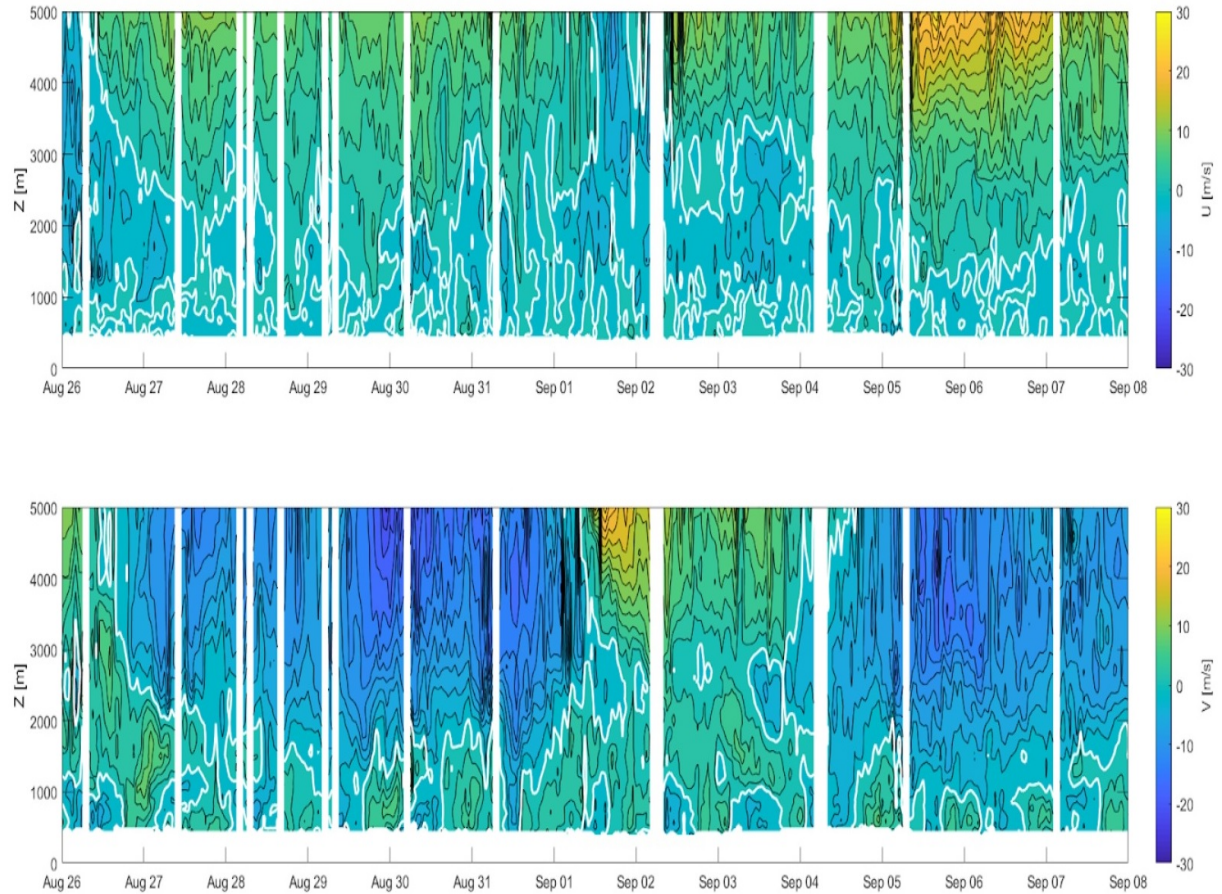


Figura 3.7: Vientos horarios zonal (arriba) y meridional (abajo) observados por instrumentos AMDAR en Pudahuel, en 2018, desde nivel suelo hasta 5000 m de altura.

Por otro lado, para el viento meridional se observa que previo al desarrollo existía en altura (sobre 2000 m) viento norte de 10 m/s que duró hasta el 31 de agosto. Una vez iniciado el desarrollo, el viento cambió rápidamente a viento sur entre la tarde del 1 y la noche del 2 de septiembre, llegando incluso a valores ~ 20 m/s en la tarde del 2, lo que creó una diferencia de hasta 35 m/s en menos de 24 horas. Además, se observa que este viento sur perduró hasta el momento de la culminación, donde luego volvió a su dirección norte, la cual es la que normalmente se puede apreciar en esta componente y en esta zona.

Por debajo de los 2000 m se observa viento sur con intensidades que fluctuaban entre 0 y 2 m/s durante todo el período, lo que se atribuye al ciclo diario de esta componente dentro de la capa límite. Este viento se vio alterado solamente en la fase de término, donde la componente sur del viento llegó a solamente los 1000 m de altura.

Todas estas características del perfil vertical, tanto de temperatura como vientos, son concordantes con el escenario propuesto en la sección (1.1), sin embargo, para completar el estudio de la fase de desarrollo de la BC se usaron los datos de reanálisis de ERA5, que entregan una mayor cobertura, tanto horizontal como vertical.

3.2. Caracterización con datos de reanálisis

Antes de entrar a estudiar las ecuaciones de diagnóstico es necesario analizar las variables disponibles para así corroborar que los datos del reanálisis estén en concordancia con las observaciones. Para ello se evaluó el comportamiento de la presión a nivel de mar (PNM), el geopotencial en 500 hPa (Z500), la temperatura (T), los vientos horizontales (U,V) y verticales (ω), la fracción nubosa total (NUB) y la altura de la capa límite (ACL) para distintos niveles de altura geopotencial (cuando es posible). Hay una sola variable que no fue usada directamente en la sección (3.1) pero que sí tiene una correlación (y posterior validación) con figuras mostradas en dicha sección, que es la fracción nubosa total (asociada a las imágenes satelitales), por lo que se puede concluir que todas las variables, salvo la velocidad vertical, pueden ser validadas entre observaciones y reanálisis. Considerado esto es que también se propuso que los datos de ERA5 se supliera la falta de información en variables como la velocidad vertical de viento, como también de datos de presión a nivel de mar y temperatura en superficie en lugares fuera de las estaciones meteorológicas.

En la figura (3.8) se muestra la comparación de las series temporales de la presión en superficie, tanto de los datos observados en la estación de Santo Domingo como de la interpolación a su respectiva ubicación (33°S, 288°O, aprox) de los datos de ERA5, para mostrar la validación entre ambos tipos de datos dada la buena correlación que se encontró. El resto de las variables se muestran en las siguientes secciones con su respectiva argumentación para la validación con las observaciones.

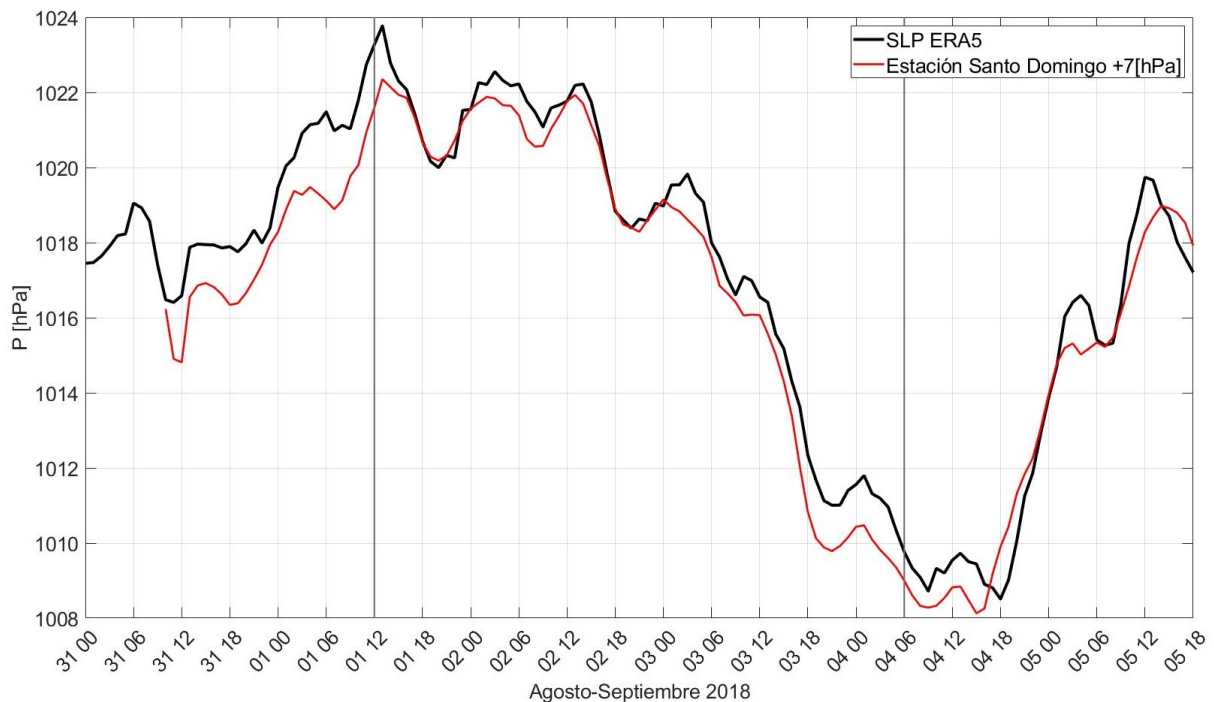


Figura 3.8: Comparación de datos de presión en superficie de ERA5 con los datos de presión de la estación de Santo Domingo corregidos por altura para el período del 31 de agosto al 5 de septiembre.

3.2.1. Plano horizontal

3.2.1.1. Presión a nivel de mar y altura geopotencial en 500 hPa

La figura (3.9) representa la evolución de la presión a nivel de mar y del geopotencial en 500 hPa para la fase de desarrollo e instantes posteriores a la culminación (madrugada del 4 de septiembre). Esta figura entrega la primera visualización directa de cómo se estructura la presión superficial durante un episodio de BC.

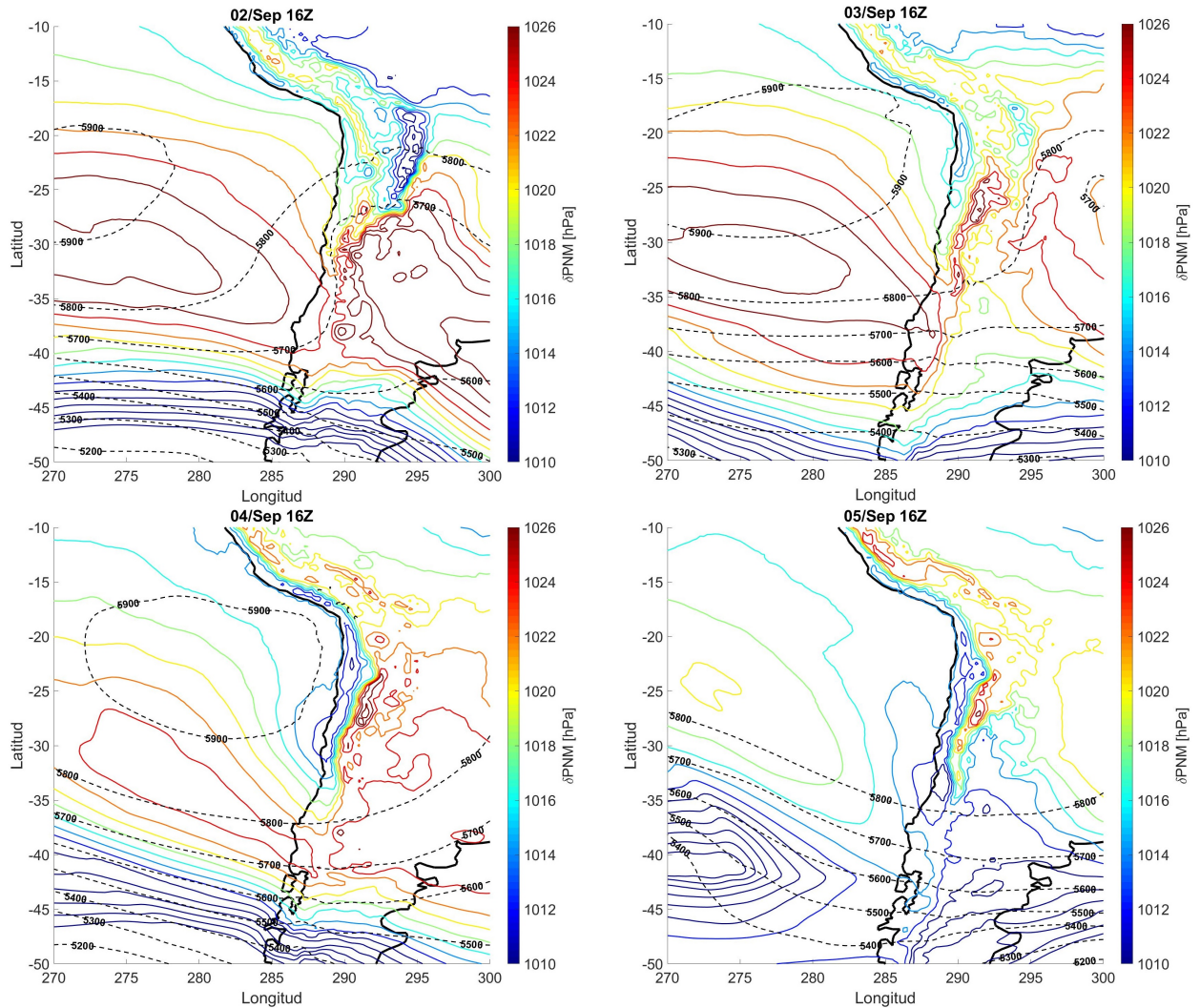


Figura 3.9: Evolución de la presión a nivel de mar y del geopotencial en 500 hPa entre el 2 y el 5 de septiembre. Los contornos de colores corresponden a la presión a nivel de mar cada 2 hPa, y los contornos punteados al geopotencial cada 100 mgp. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el segundo y tercer panel.

Lo primero a destacar es que el geopotencial en 500 hPa muestra la aproximación de la dorsal hacia el continente, efecto que sabemos es gatillante para la ocurrencia de la BC. El siguiente día, el 3 de septiembre (segundo panel), la presión a nivel de mar cayó aproximadamente unos 4 hPa en las zonas costeras alrededor de los 30°S. Esta caída continuó a una

tasa más alta (de 10 a 12 hPa en 1 día) hasta llegar al mínimo de presión superficial, es decir el día en que ocurre la culminación. Esto se traduce en que para el 4 de septiembre a lo largo de la costa se tienen contornos cerrados de presión con valores cercanos a los 1002 hPa entre latitudes cercanas a 30°S.

Para el 5 de septiembre, correspondiente ya a la fase de término, se observa que la presión a nivel de mar perdió su estructura cerrada rápidamente y procedió a recuperarse a valores que existían previos a la BC. Esto último se asocia a la presencia y aproximación de la siguiente vaguada en altura. Por otro lado, la evolución del geopotencial en 500 hPa es similar a la mostrada en (3.4), y considerando que para Santo Domingo los datos de presión de ERA5 son concordantes, según se observa en la figura (3.8), se puede concluir que tanto la presión superficial y el geopotencial de los datos de ERA5 representan de buena manera lo ocurrido con estas variables durante este evento.

3.2.1.2. Altura de capa límite marina

Como la BC está asociada a un aumento de la subsidencia en la zona costera en torno a los 33°S, y tal como se explicó en la sección (1.1) esto influye en la altura de la capa límite marina (ACL), se requiere una caracterización de la evolución de esta variable. En la figura (3.10) se muestra, para el período del 2 al 5 de septiembre (todos a las 16Z), la altura de la capa límite marina en la zona de estudio. Por simplicidad, los gráficos están saturados en 600 m, mostrando con mayor énfasis la variabilidad diaria de la capa límite costera y marina.

En el primer panel, que corresponde al 2 de septiembre, se observa que la altura de la capa límite marina aumenta de 200 a 600 m de manera zonal, entre la costa y unos 200 km hacia el océano Pacífico, de manera más o menos uniforme entre 20 y 30°S. Al sur de dicha latitud se aprecia que dicho aumento ocurre más lentamente, donde la altura de la capa límite marina llega a los mismos 600 m ahora en más de 300 km recorridos hacia el oeste frente a 35°S. El primer gradiente parte con valores de 100-200 m en la costa y aumentan lentamente (del orden de 30 m cada 25 km) hacia el oeste, mientras que el segundo tiene un valor más constante de alrededor de 200 m durante los primeros 25-40 km, y luego presenta una rápida subida, en torno a los 75°O (en la costa), de unos 100 m para luego seguir subiendo hasta 500 - 600 m en 80°O. Esta configuración de dos gradientes se mantuvo durante todo el evento, pero ambos se vieron afectados tanto en su valor como en su dominio espacial a medida que ocurría la BC. Esto se puede apreciar ya que durante el 3 de septiembre la altura de capa límite marina en las zonas costeras es menor que los días anteriores para todas las latitudes entre 20 y 45°S, y los gradientes zonales son ambos más suaves, es decir, la capa límite marina estuvo deprimida en una extensión más grande que solo los primeros 100 km desde el borde costero hacia el oeste.

Para la culminación, que es en la madrugada del 4 de septiembre, se observa que la depresión en la altura de la capa límite marina observada entre 30 y 45°S se profundizó aun más, y se expandió rápidamente hacia el noroeste, dejando una gran zona en el océano (entre 20 y 40°S) con una altura de capa límite inferior a 500 m, lugar donde generalmente se superan los 600 m. Por otro lado, entre 25 y 28°S la altura de la capa límite marina en la costa aumentó considerablemente respecto al día anterior (de 100 a 400 m), pero al norte de 25°S se mantuvo

con una altura de 200 m y con un gradiente similar al de los dos días anteriores. En resumen, existe una zona entre 30 y 45°S donde la altura de la capa límite marina cayó constantemente hasta el día de la culminación, y lo hizo siguiendo la dirección noroeste. Esto se caracteriza a través del gradiente del aumento de la altura de la capa límite marina a través del océano, que en presencia de la BC es mucho más suave que el que se observa en los días previos a la BC. Si se comparan estos resultados con lo observado en la figura (3.5), es claro que la zona oblicua despejada frente a 33°S y hacia el norte mostrada por las imágenes satelitales se corresponde con la zona donde la capa límite marina tuvo una depresión en su altura, lo que está en concordancia con lo visto en la sección (1.1).

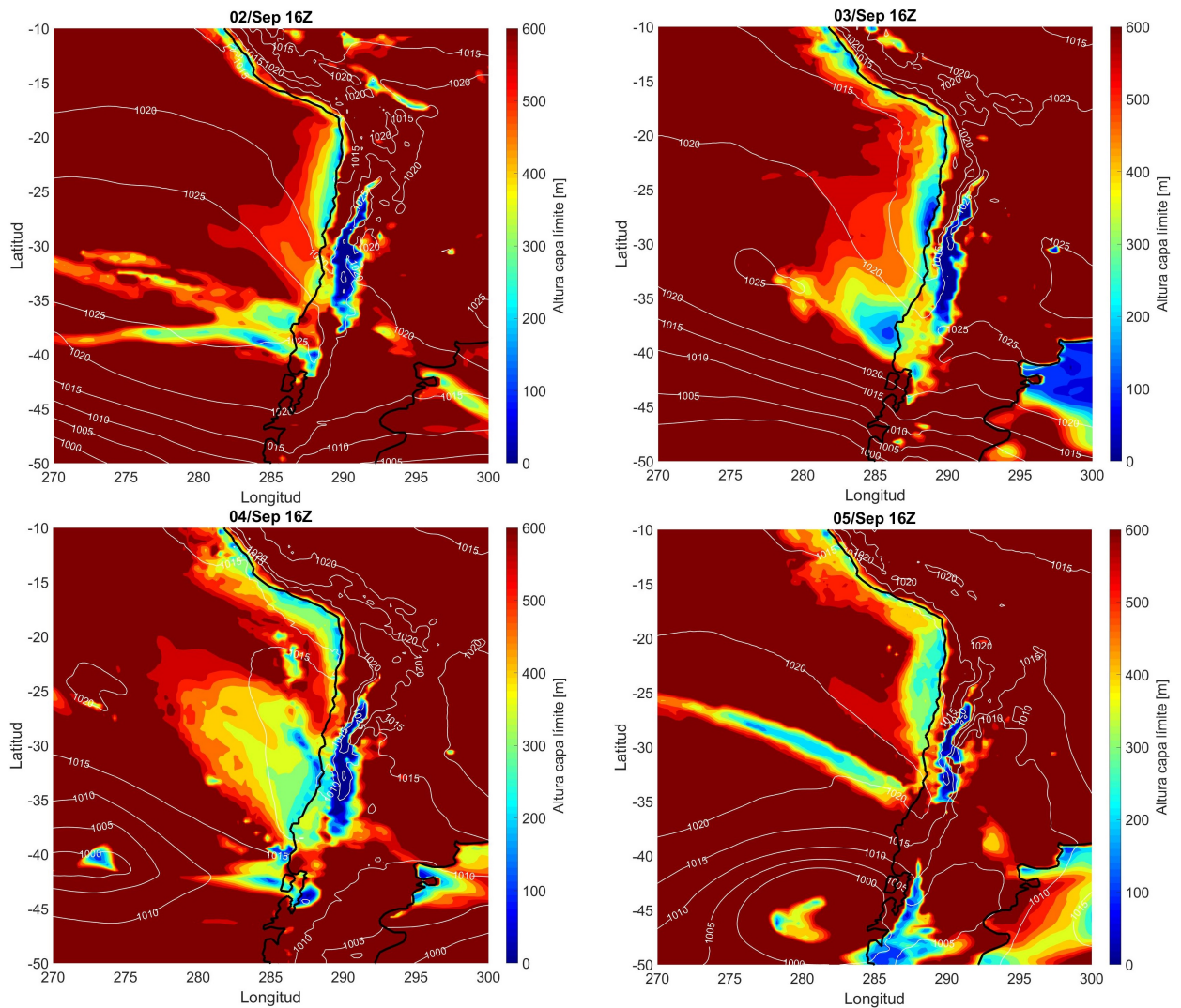


Figura 3.10: Evolución de la altura de la capa límite entre el 2 y el 5 de septiembre. Los contornos rellenos corresponden a la altura de la capa límite cada 50 m, y los contornos blancos la presión a nivel de mar cada 5 hPa. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el segundo y tercer panel.

Finalmente, después de la culminación existió una rápida recuperación en la altura de la capa límite marina que ocurrió desde el norte y se propagó hacia el sur, llegando a valores

entre 300 y 400 m entre 20 y 30°S, con un gradiente zonal de la altura de capa límite marina que asemeja al observado el 2 de septiembre y los días previos, y al sur de 33°S es mayor a 500 m salvo en 33°S, donde se observa una franja bastante extensa longitudinal en donde la capa límite no superó los 300 m. Esta característica se asocia a la aproximación de un frente en la zona sur de Chile que ha sido expuesto en otras secciones pero, nuevamente, no interfiere en las ecuaciones a estudiar.

3.2.1.3. Fracción nubosa total

En la figura (3.5) se mostró visualmente (imágenes satelitales) la nubosidad para los días del 1 al 6 de septiembre, donde se observó el claro despeje de los estratocúmulos frente a la costa entre 30°S y 35°S. Ahora, en la figura (3.11) se muestra la fracción nubosa total de los datos de reanálisis. Este dato representa la nubosidad en toda la columna y se muestra por un porcentaje de cobertura en cada punto de grilla.

Se observa que durante la fase de desarrollo (primeros dos paneles), el área sin cubierta nubosa sobre el océano frente a 30-33°S se expandió de manera gradual hacia el sur levemente y bastante hacia el norte y este. Este despeje alcanzó su máxima extensión entre la tarde del 3 y la madrugada del 4 de septiembre. Posterior al máximo en el despeje, es decir, desde la madrugada del 4 en adelante, se observa que la cubierta de estratocúmulos se recupera rápidamente desde 25°S y avanzando por la costa hacia el sur, llegando incluso a tener nubosidad alta cerca de 30°S un par de horas después de la culminación. Este avance de la nubosidad se inició meridionalmente en una franja bastante pegada la costa, sin embargo, para el día 05 se aprecia que se volvió a cubrir de nubosidad una gran extensión longitudinal y latitudinal en el océano. Si se compara la nubosidad presentada acá con la mostrada en la figura (3.5) se puede apreciar que tanto el despeje como la recuperación se reproducen de buena manera con los datos de ERA5.

Por otro lado, en la zona suroeste del cuarto panel se observa nubosidad asociada a un frente que se aproxima a la zona sur de Chile, característica que está en concordancia con la baja altura de la capa límite mostrada en la figura (3.10) para el 5 de septiembre, como también a la nubosidad mostrada por las imágenes satelitales vistas en la figura (3.5).

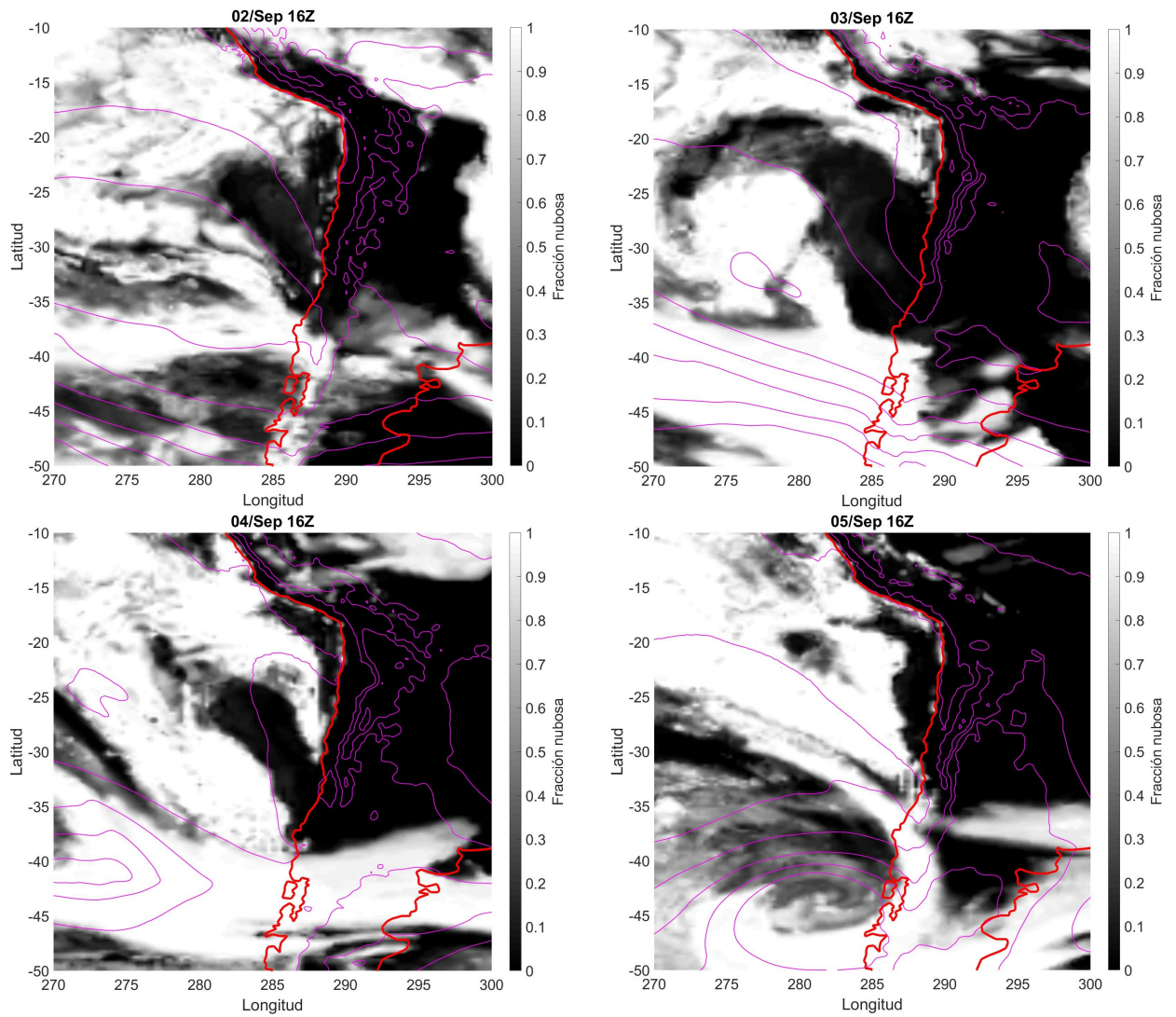


Figura 3.11: Evolución de la fracción total de nubes entre el 2 y el 5 de septiembre. La escala es en blanco y negro (cada 0.01), donde entre más blanco mayor porcentaje de nubosidad en el punto. Los contornos magenta (sin valores mostrados) marcan el esquema de la presión a nivel de mar, que corresponden a los contornos blancos de la figura (3.10). Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el segundo y tercer panel.

3.2.2. Plano vertical

3.2.2.1. Variables en distintos niveles del perfil vertical y su variación longitudinal

Con esta caracterización del plano horizontal quedaron claras las características esenciales de la BC, que son la caída sostenida de la presión en la costa y la depresión de la altura de la capa límite marina con su despeje de estratocúmulos asociados. Ahora el análisis se lleva a un nivel más específico para estudiar el comportamiento de las variables meteorológicas en la escala vertical, con lo que se espera caracterizar los procesos experimentados en cada fase de la BC, específicamente en el desarrollo y la culminación.

Para cumplir dicho objetivo se hizo ahora un perfil vertical que mostrara el cambio de la temperatura, viento zonal, meridional y movimiento vertical a través de una latitud específica para distintos instantes del evento, que en este caso es 33°S. Esta latitud fue seleccionada debido a que, tal y como se vio en la caracterización del plano horizontal, la menor presión ocurre en latitudes cercanas a esta y lo mismo con el despeje, además de que se puede comparar con datos observaciones de la estación de Santo Domingo y con los datos AMDAR.

En la figura (3.12) se expone el corte zonal, entre 75 y 68.5°O, de 33°S para los días entre el 1 y el 5 de septiembre, correspondientes al período de desarrollo y culminación de la BC. El corte muestra la evolución temporal de la velocidad de viento zonal, de la temperatura y del movimiento vertical para cada instante señalado y en las distintas longitudes. La presencia de la topografía tiene claramente efectos sobre los vientos horizontales (contornos rellenos), específicamente en sus cercanías, donde estos deberían tender a cero. Sin embargo, fuera del continente (entre 75 y 72°O, aproximadamente) se logra observar valores que cambian fuertemente a través del desarrollo de la BC. En específico, el 1 de septiembre, que corresponde al inicio del desarrollo, se ve que hubo viento oeste, de suelo hasta 5000 m, salvo entre 1500 y 2500 m de altura, donde había una débil componente este entre 73 y 72°O y también en la ladera occidental de la cordillera. Al mismo tiempo, en la componente vertical (contornos punteados) se experimentó solamente ascenso, con valores mínimos en niveles bajos y máximos sobre los 5000, y que si bien tiene una leve variación longitudinal (asociada a la existencia de viento este entre 1500 y 2500 m), la tendencia observada fue de aumentar con la altura.

El 2 de septiembre se observa que hubo viento este en todos los niveles, incluso sobre 5000 m entre 74 y 71°O (cordillera), lo que es consistente con la orientación de la dorsal para dicho instante. En los primeros niveles se observó un valor promedio de vientos entre -2 y -1 m/s (mar y costa), y que aumentó en altura hasta llegar a un máximo de -6 m/s en 4000 m. Además, en este día se experimentó subsidencia en toda la columna y en toda la extensión longitudinal, y que varió con la altura, partiendo con valores en torno a -0.01 m/s cerca del suelo, y que decrecieron -0.01 m/s por cada aproximadamente 700-800 m de altura hasta los 3500 m (donde tiene un valor de -0.04 m/s) de manera bastante uniforme en todas las longitudes. Esta última característica se pierde sobre los 4000 m ya que se observa que para las distintas longitudes hay espesores variables entre los contornos de -0.05 y -0.06 m/s. Además, siendo el 2 de septiembre el día justo después del inicio del desarrollo, se aprecia también que hubo un aumento en la altura de la isoterma de 280 K (aproximadamente 400 m más alta), es decir, la temperatura en superficie aumentó respecto al día anterior.

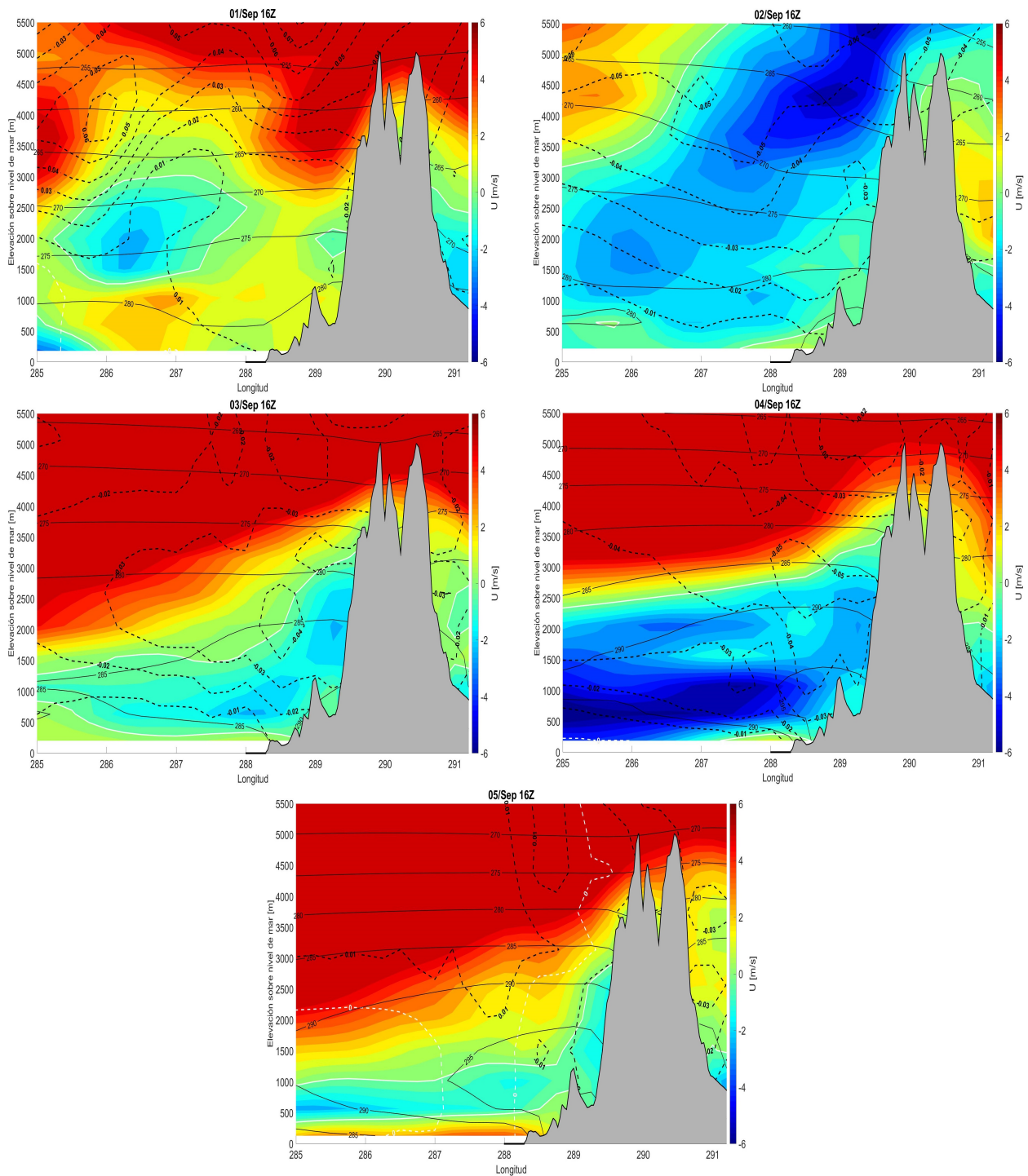


Figura 3.12: Evolución de la temperatura, viento zonal y vertical, en distintas alturas y en latitud 33°S , para los días del 1 al 5 de septiembre. Contornos rellenos representan el viento zonal, cada 0.5 m/s , con el 0 marcado por la línea blanca, mientras que las líneas punteadas la velocidad vertical, cada 0.01 m/s . Las líneas sólidas muestran la temperatura cada 5 K . Los paneles muestran las 16Z y el área gris es la topografía.

Para el 3 de septiembre se puede distinguir claramente que en niveles altos hay viento oeste y en niveles bajos viento este. La línea de separación crece a medida que se acerca a

la cordillera, pero se puede aproximar a una altura de 1500-1700 m. En los niveles inferiores se observa que el viento este es máximo en 72°O en 1000 m de altura, y con un segundo máximo en 2000 m justo en la cordillera. Ambos máximos de viento este no superan los -0.02 m/s y su ubicación circunvala (en el plano observado) el máximo de subsidencia presente en ese instante. Para este día en particular la componente vertical crece de manera diferenciada entre el mar y la costa, teniendo su mayor aumento justo en 71.5°O y que alcanza valores de -0.04 m/s. Además, este crecimiento solo sucede hasta los 2500-2000 m (mar y costa, respectivamente) ya que luego decrece a una tasa similar hasta los 5000 m. Finalmente, la temperatura creció considerablemente, llegando incluso a 290 K en superficie del continente, y una altura de 2800 m para la isoterma 280 K.

En la tarde del día de la culminación (4 de septiembre) se ve que los patrones vistos el día anterior se intensificaron aun más. El viento zonal en niveles bajos sobre el mar marcó valores más intensos que -6 m/s, con un máximo local en 1000 m sobre 73°O . Pegado a la cordillera la intensidad del viento este aumentó en 1-1.5 m/s, lo que es sustancialmente menos que sobre el océano. Además, el viento este entre 75 y 72°O se extendió hasta 1000 m por sobre lo que había el día anterior. Por otro lado, la componente vertical de viento también profundizó sus valores, con un máximo de subsidencia de -0.05 m/s en la misma longitud de 71.5°O pero 1000 m más elevado que el día anterior. La temperatura subió aproximadamente 5 K tanto en continente como sobre el océano, tal y como muestran las líneas sólidas negras.

Finalmente, se observa que la intensidad de los vientos este decrece considerablemente el 5 de septiembre, mientras que la subsidencia prácticamente desaparece; hubo subsidencia de entre -0.01 y 0 m/s en los primeros 2000 m para toda la extensión longitudinal, partiendo desde 75°O y hasta la cordillera. Considerando estos resultados es claro ver que el comportamiento del viento zonal es el esperado para un evento de BC, ya que se observó una persistente componente este en niveles bajos que aumentó continuamente durante la fase de desarrollo, llegando a su máximo justo antes de la culminación, además de la existencia de subsidencia en 2000 m (que afecta la altura de la capa límite) justo en la costa de Chile central.

Por otro lado, la figura (3.13) muestra la misma evolución temporal en el plano vertical pero para la componente meridional del viento. Al comienzo del desarrollo (1 de septiembre) se tiene que para esta componente hay 2 zonas bien marcadas. La primera es una de viento norte bastante intenso en altura entre 72 y 70°O , y que decrece hacia niveles bajos, pero con un mínimo superior a -15 m/s en 4500 m. La segunda corresponde a viento norte en toda la columna por sobre el océano y presenta dos máximos: el primero es a 1000 m en 73°O y el segundo a 4500 m en 74.5°O . Ambos son de no más de 4 m/s y están separados, en altura, por niveles que tienen viento sur de relativa baja intensidad (entre 0 y 3 m/s). Además, para esta componente también se observa una relación entre la no uniformidad del crecimiento en el movimiento vertical y los cambios de signo en el viento meridional, considerando específicamente las curvas en entre 2000 y 3500 m en 73°O .

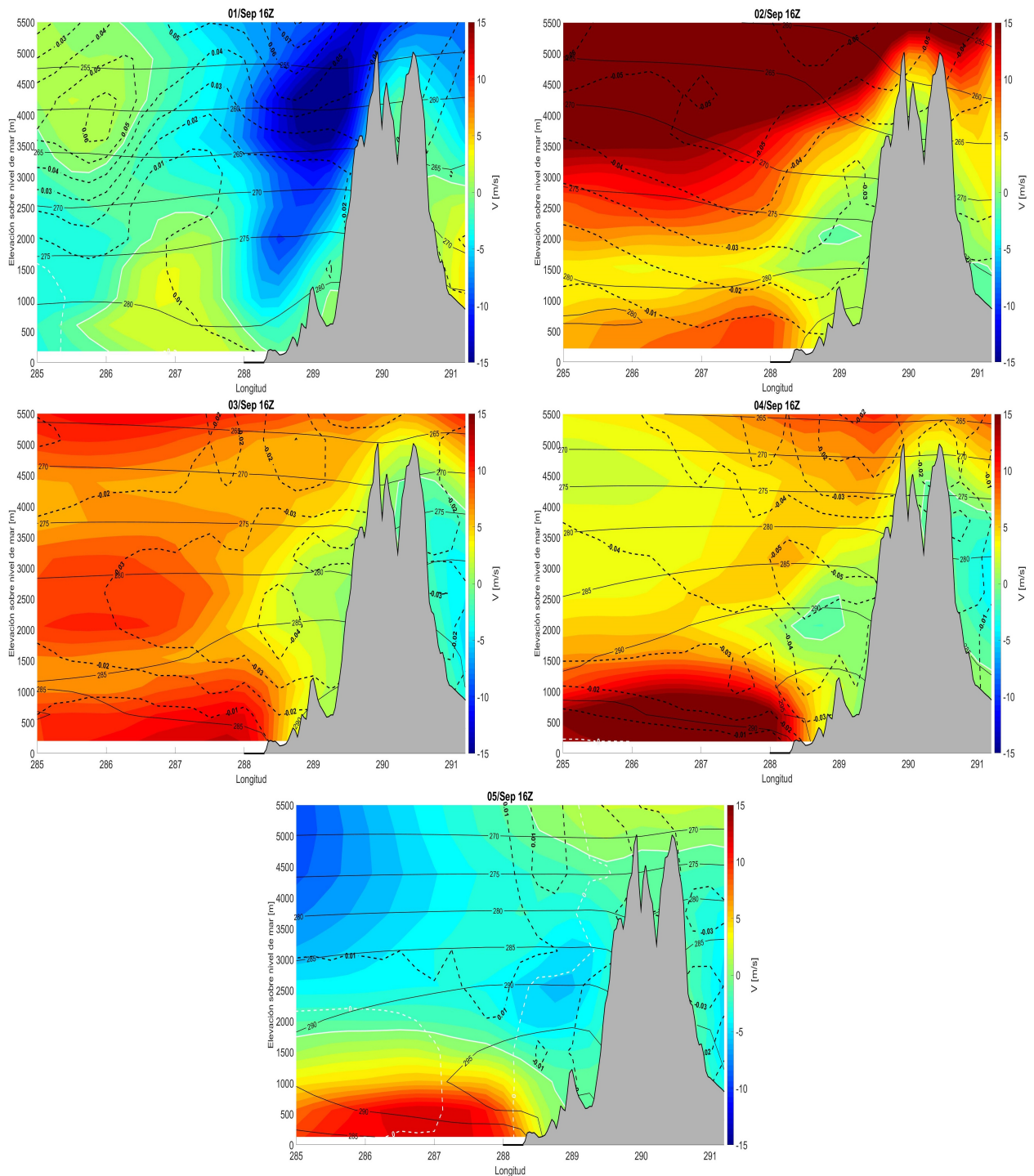


Figura 3.13: Evolución de la temperatura, viento meridional y vertical, en distintas alturas y en latitud 33°S , para los días del 1 al 5 de septiembre. Contornos rellenos representan el viento zonal, cada 1 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, mientras que las líneas punteadas la velocidad vertical, cada 0.01 m/s. Las líneas sólidas muestran la temperatura cada 5 K. Los paneles muestran las 16Z y el área gris es la topografía.

Esta situación cambió radicalmente para el 2 de septiembre, ya que el viento sur se extendió a todas las alturas y aumentó drásticamente su intensidad. Se observa que hay viento sur por sobre los 15 m/s desde 4000 m hacia arriba para toda la extensión longitudinal, incluso

cerca de la cordillera (donde antes había -15 m/s). Sobre el océano, el máximo observado el 1 de septiembre cayó 700 m hacia el océano y se acercó unos 100 km hacia la costa, es decir, ahora está ubicado en 500 m de altura y en 72°O , aproximadamente y tiene valores hasta 5 m/s superiores que los anteriores. Justo en la ladera occidental de la cordillera se logra apreciar que el viento sur decrece rápidamente hacia cero, e incluso hay una pequeña capa en donde existe viento norte, lo que es esperable producto de la presencia de topografía.

El 3 de septiembre se observa que en los niveles bajos sobre el océano el viento sur continuó aumentando, llegando a valores entre 12 y 13 m/s en los primeros 500 m, pero que en otras alturas la tendencia fue a la baja, pero manteniendo la misma dirección. En este caso se observa que hay una relación inversa entre el crecimiento en la subsidencia y la intensificación del viento sur; al subir en altura se ve que la intensidad del viento sur disminuye pero la subsidencia aumenta.

Este escenario de profundización en superficie y merma en altura se mantuvo hasta la culminación: el 4 de septiembre se alcanzó el máximo en el viento meridional en superficie, de sobre 20 m/s entre 75 y 72°O , al igual que el máximo de temperatura en el mismo nivel. En este caso no hay una correlación directa observable entre el comportamiento del viento meridional y el vertical. Sin embargo, sí se puede observar que la ubicación del máximo experimentado de subsidencia está cerca de 500 m por sobre el mínimo de viento sur (pequeña mancha celeste en 289°E (71°O) del cuarto panel), donde la velocidad de viento meridional disminuyó de 20 m/s a -1 m/s al moverse 1500 m en la vertical. Este resultado no es concluyente sobre el protagonismo del viento meridional sobre la subsidencia y su refuerzo que se experimentó durante la BC ya que estas figuras muestran un análisis longitudinal, por lo que es esperable no encontrar una buena correlación al observar una sola latitud de esta variable, contrario al caso de la componente zonal, donde sí se encontró una buena correlación.

Finalmente, el 5 de septiembre se observa que el viento rápidamente pasó a ser viento norte en todas las alturas sobre 2000 m, y que el viento en superficie (sobre el mar) también decreció considerablemente en su intensidad, bajando hasta un nuevo máximo de 10 m/s. Esto se traduce en que hubo una caída de más de 10 m/s en 24 horas después de la culminación. Para este día la temperatura sigue estando elevada, marcando 290 K a 500 m sobre el mar y más de 295 K sobre el continente.

La figura (3.13) representa la intensificación del jet costero para 33°S que sucede durante el desarrollo de la BC, y en conjunción con los resultados de la figura (3.12) relatan visualmente los cambios experimentados en la zona durante la baja costera estudiada que fueron expuestos en la sección (1.1). Además, los resultados de estas figuras ayudan a entender que los procesos a estudiar tienen tendencias distintas cuando se observan sobre el continente que sobre el océano, donde los primeros están mucho más afectados por la presencia de la topografía y no son tan marcados como los segundos. Bajo esta perspectiva se concluyó que para estudiar ahora latitudinalmente el plano vertical es necesario un corte oblicuo que sea paralelo a la costa, y así evitar problemas con datos alterados por la topografía pero que aun sean representativos de los cambios experimentados tanto en vientos como en temperatura sobre el océano.

3.2.2.2. Variables en distintos niveles del perfil vertical y su variación latitudinal

La siguiente caracterización consiste en el análisis de las variables según la altura y su posición latitudinal. Para ello, se usaron nuevamente la temperatura y vientos meridional y zonal del reanálisis en niveles equiespaciados entre 1000 y 200 hPa, pero ahora para un corte diagonal entre 45 y 20°S ubicado parcialmente fuera de la costa (expuesto en metodología (2.2.2) y en la figura (3.1)). Para completar la columna de datos se agregaron los datos específicos en superficie (considerando que estamos generalmente sobre océano) de las variables que lo permitieran. Los resultados mostrados en las figuras (3.14), (3.15) y (3.16) corresponden a un resumen de las distintas variables respecto de lo que sucede con ellas durante la BC.

Corte latitud-altura de la temperatura

Según lo visto en la sección (2.1), y por lo confirmado en las figuras (3.3) y (3.6), el perfil de temperatura debiera mostrar un calentamiento constante a través de toda la columna durante toda la fase de desarrollo, pero que existen altitudes donde dicho calentamiento es más intenso. La figura (3.14) muestra que el reanálisis reproduce dicho comportamiento ya que se apreció que desde las 16Z de el 1 y hasta las 16Z del 5 de septiembre, a simple vista existió el mayor incremento de T y que se ubicó entre los 900 y 700 hPa, llegando a valores por sobre los 290 K (se registraron valores incluso superiores a 300 K) en latitudes en torno a los 30°S el 3.

Es importante destacar que, y en concordancia con lo visto con datos AMDAR, a pesar de que el mayor calentamiento se observó en el nivel entre 900 y 700 hPa frente a 30°S, toda la columna experimentó un aumento de temperatura, reflejándose en valores, para los niveles sobre 600 hPa, que aumentaron hasta 5 K entre los días 01 y 04 de Septiembre. Posterior a la culminación (del tercer al cuarto panel) se observa una rápida caída de temperatura, donde se alcanzó una diferencia de entre 10 a 15 K para la zona en la que se alcanzó el mayor calentamiento. Finalmente, el 5 se recuperó la temperatura hasta los valores previos a la BC, de 288-290 K (alrededor de 15°C) en el nivel entre 900 y 800 hPa, mientras que el resto de la columna paulatinamente se enfrió. Todos estos resultados son concordantes con lo observado en la figura (3.6), donde si bien los valores de la temperatura no son exactamente iguales, la evolución se reproduce bien, donde además hay que considerar que AMDAR entrega datos sobre el continente, mayoritariamente, y el perfil mostrado del reanálisis es sobre océano.

Corte latitud-altura de la componente zonal del viento

Para las variables de viento horizontal, y en base a lo visto en la sección (1.1) y corroborado en la figura (3.7), se espera que existiera, durante los días previos a la BC, una leve componente este en los niveles bajos y una fuerte componente oeste para los niveles más altos. Recordando además que durante este mismo período, en los niveles bajos, se contempla que se observe una leve componente sur (en promedio) asociada al ciclo diario, mientras que en los niveles más altos una componente norte de alta intensidad. Finalmente, y usando lo que se vio en los datos AMDAR, entre el 2 y hasta el 4 de septiembre hubo un cambio en la dirección del viento meridional entre 2000 y 5000 m, donde el viento tuvo una componente sur de alta intensidad, mientras que en la componente zonal se observó que desde el 2 de

septiembre (fase de desarrollo) hubo una leve componente este en toda la columna (hasta 5000 m) y hasta la tarde del 4, pero este día solamente hasta los 3000 m, y luego, desde el 5 se observó que continuó cayendo hasta menos de 2000 m para volver a subir a partir de la tarde del 6 de septiembre.

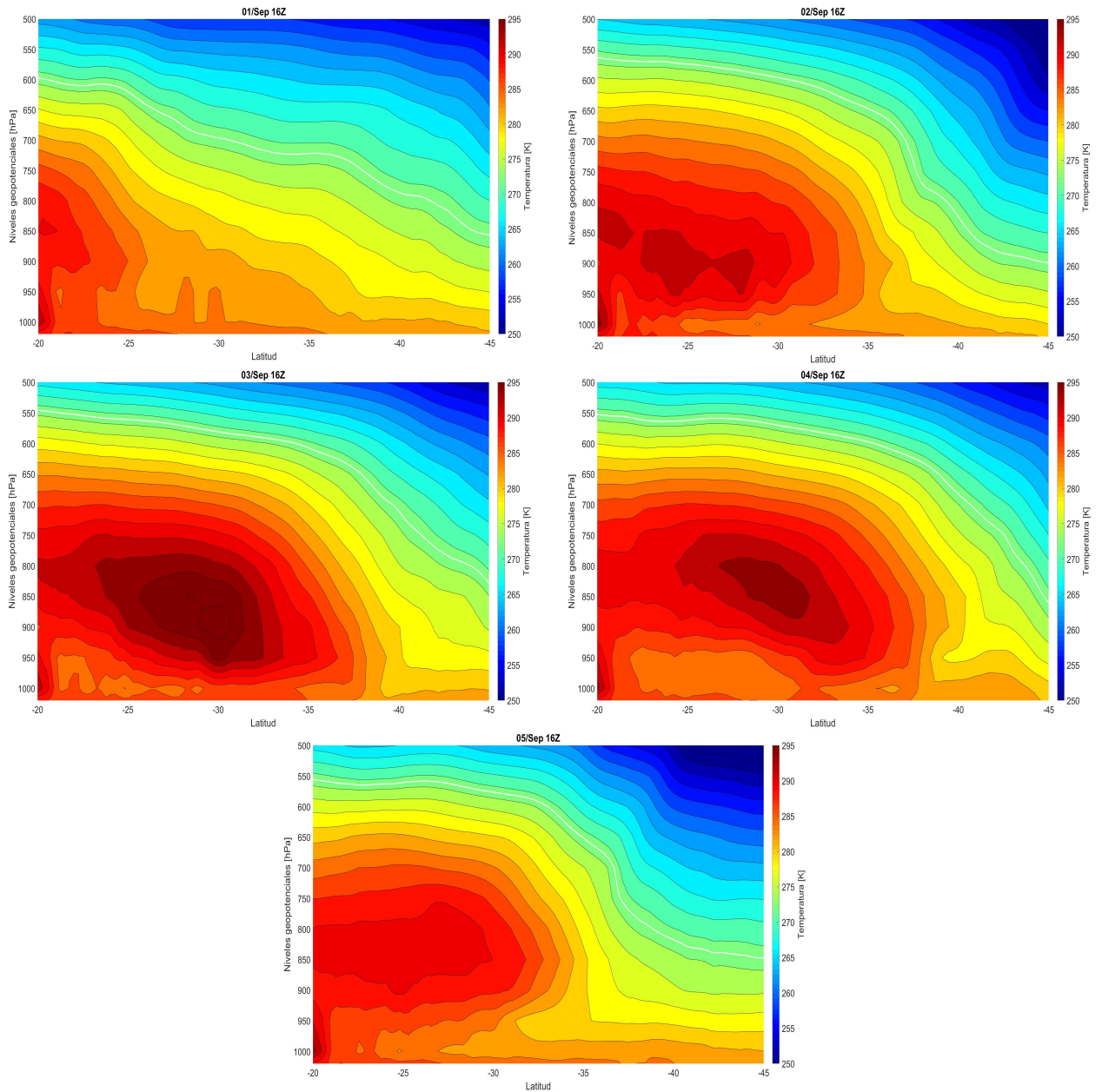


Figura 3.14: Evolución de la temperatura en el perfil vertical entre el 1 y el 5 de septiembre. Contornos cada 2 K, y la línea blanca corresponde a 273 K. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el tercer y cuarto panel.

Para contrastar estas características observadas con lo visto a través de los datos de reanálisis se usaron algunas horas específicas de los perfiles verticales de estas variables. Específicamente, en las figuras (3.15) y (3.16) se exponen los perfiles verticales, según latitud, del viento zonal y meridional, respectivamente, para el período del 31 de agosto al 4 de sep-

tiembre. Para estas variables se consideró mostrar el 31 de agosto puesto que en los vientos se produjeron cambios notorios entre la fase de desarrollo y el día anterior.

En los paneles de la figura (3.15) podemos observar que hay una característica persistente durante todo el período. Esto es un régimen de viento oeste en los niveles más altos, que tiende a retraerse (hacia niveles altos) dependiendo de la posición de las franjas (en altura) de viento este que se generan en algunas latitudes, partiendo en los niveles bajos y que suben a niveles intermedios (entre 850 y 700 hPa). Los vientos oeste experimentados tienen intensidades superiores a 6 m/s en los niveles más altos durante todos los días, y estos se asocian al régimen casi permanente de vientos oeste en altura en esta zona (mencionado en la sección (1.1)).

Dicho régimen se ve alterado de manera progresiva, donde se observa que el viento oeste desaparece en ciertas latitudes y niveles para dar paso a viento este de baja intensidad durante la fase de desarrollo de la BC. Específicamente, estos cambios en el viento se pueden ver en que, para el 31 de agosto, en los niveles más bajos el viento tuvo una componente este de 2 a 4 m/s entre los 20 y los 35°S. Existe, además, una leve componente este de 1 a 2 m/s entre los 900 y 800 hPa alrededor de 23°S, sin embargo, el corte usado para estos perfiles tiende a adentrarse al continente en estas latitudes, por lo que los resultados de niveles bajos en latitudes en torno a los 20°S se ven afectados por topografía y pueden tener discrepancias con lo que sucede sobre océano. Luego, durante la fase de desarrollo de la BC, esta componente oeste en altura que existía en torno a los 35°S se pierde rápidamente, dando paso a una orientación este, al mismo tiempo que la componente este de los niveles bajos se extiende tanto latitudinalmente como en la vertical hasta capas más altas, con valores alrededor de 1 a 2 m/s en las capas altas para esas latitudes. Estas dos características concuerdan con los datos AMDAR de latitudes cercanas a 33°S.

El 3 de septiembre se observa un claro máximo (jet) en la componente este, que llega hasta 6 m/s en las latitudes cercanas a 33°S entre la superficie y los 900 hPa. Por el contrario a lo observado en los días anteriores, al observar latitudes al norte de dicho jet, entre 20 y 28°S, desde los niveles intermedios y hasta sobre 500 hPa también se adquirió una fuerte componente este, con su máximo de 5 m/s en los 550 hPa. Esta característica de un jet de viento este dentro del régimen de vientos oeste no se aprecia en todos los eventos de BC, pero es concordante con las observaciones AMDAR de este evento en específico.

El máximo en la componente este del viento se espera que sea durante la fase de desarrollo, que corresponde al segundo y tercer panel. Con esto en mente es fácil notar que a las 16Z del 4 de septiembre (fase de término) la intensidad del viento zonal disminuyó bastante, llegando a valores en promedio de 1 a 2 m/s, comparados con los 5-6 m/s que hubo el día anterior. Además, en latitudes hacia el norte y sur cercanas a 33°S el viento zonal volvió a tener una componente mayoritariamente oeste en los niveles bajos. Al mismo tiempo, en altura se normalizó el viento zonal, volviendo a tener una componente oeste de intensidades sobre los 10 m/s. Finalmente, del 4 en adelante, en los niveles inferiores no se tiene una tendencia muy clara del viento zonal ya que se pierden los máximos y los valores son cercanos a cero en latitudes al norte de 30°S.

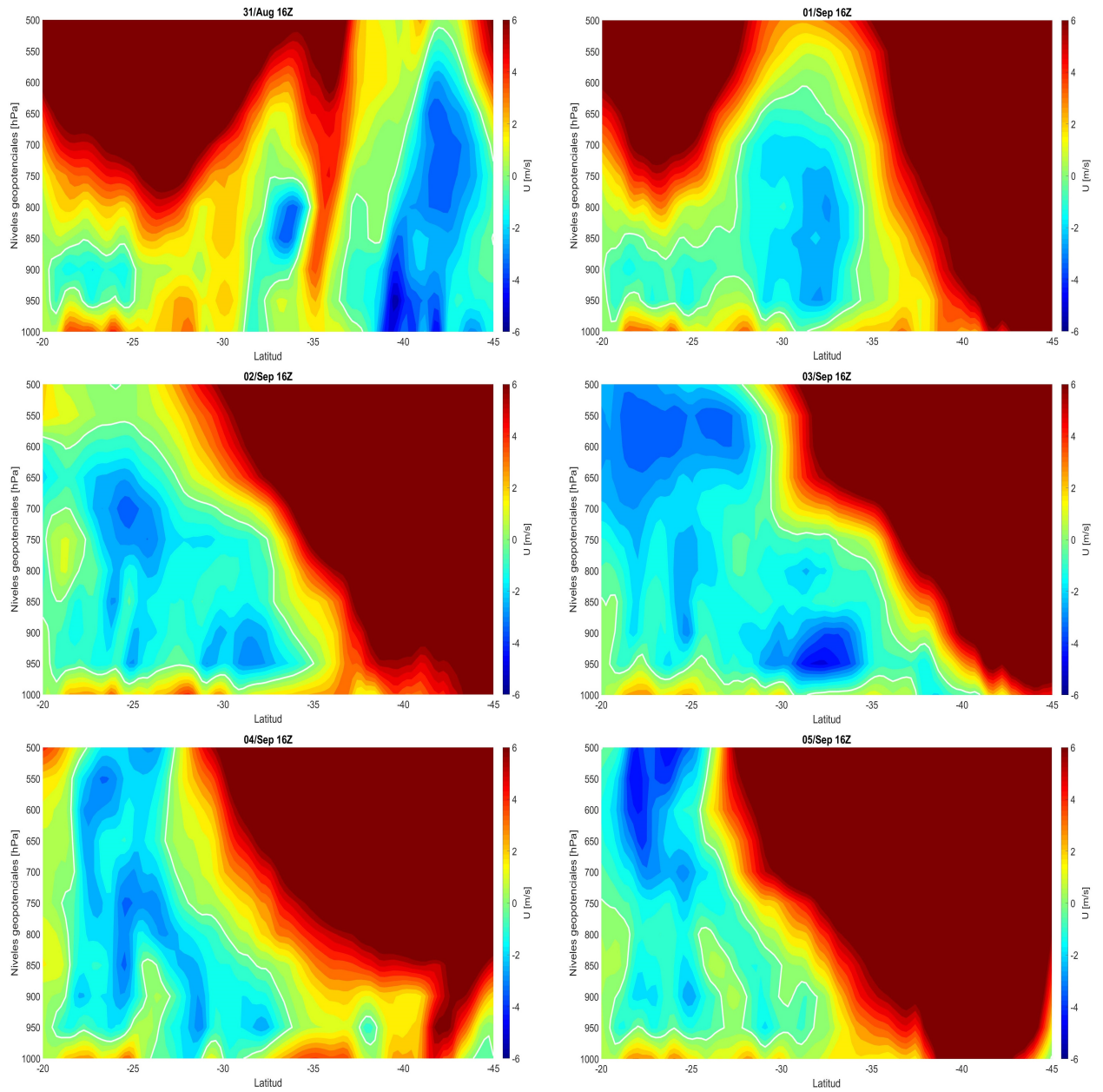


Figura 3.15: Evolución de la componente zonal del viento en el perfil vertical entre el 31 de agosto y el 5 de septiembre. Contornos cada 0.5 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el cuarto y quinto panel.

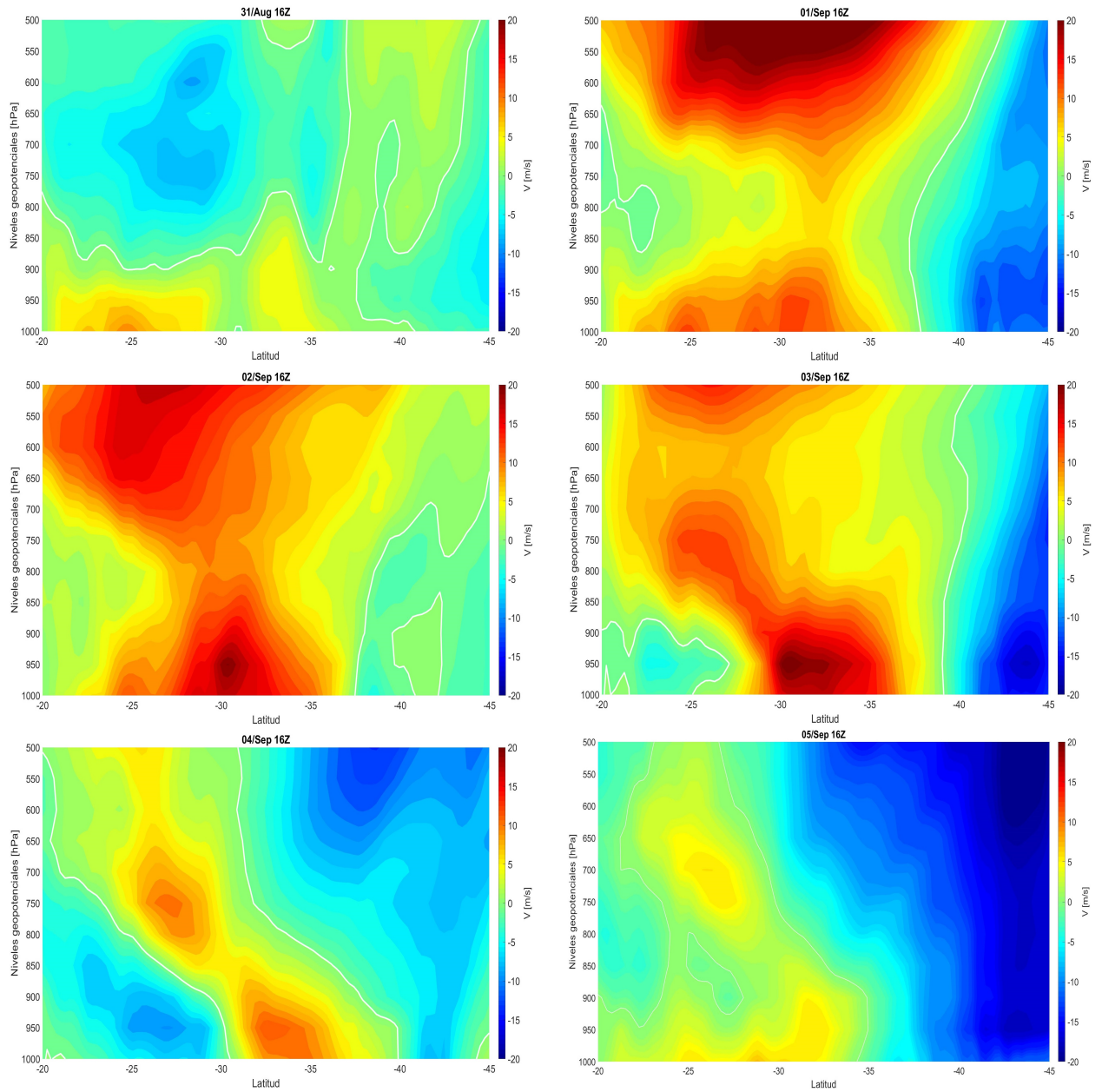


Figura 3.16: Evolución de la componente meridional del viento en el perfil vertical entre el 31 de agosto y el 5 de septiembre. Contornos cada 1 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca. Todos los paneles muestran las 16Z. La culminación ocurre entre el cuarto y quinto panel.

Corte latitud-altura de la componente meridional del viento

Para la componente meridional del viento, mostrada en la figura (3.16), es claro notar que, antes de la fase de desarrollo (primer panel) en altura existió una componente norte de intensidad promedio de 6-7 m/s entre 20 y 40°S, con máximos entre 23 y 26°S de casi 10 m/s, mientras que desde la superficie hasta 900 hPa se tuvo componente sur desde 20°S hasta aproximadamente 29°S, desde donde se aprecia una pequeña zona (de 30 a 31°S) en donde el viento meridional es viento norte de muy baja intensidad (no más de 2 m/s), para

luego retomar con viento sur entre 31 hasta 35°S de intensidad cercanas a 5 m/s, que son claramente menores que entre 20 y 29°S.

El viento meridional en altura adquirió una componente sur de alta intensidad (sobre 15 m/s) en los primeros días de la fase de desarrollo, que son los días en que el geopotencial en 500 hPa tuvo su máximo asociado a la presencia de la dorsal en altura. Se observa que el 2 de septiembre el viento fue netamente sur, con valores por sobre los 20 m/s desde los 600 hPa y hasta niveles superiores. Entre la superficie y los 900 hPa, se observa entre el 1 y el 2 de septiembre que los vientos sur se intensificaron aproximadamente 5 m/s cerca de 25°S y hasta 10 m/s en torno a 33°S. Esta última característica se asocia a la intensificación del jet costero que se produce por el paso de la dorsal en altura en la zona (sección (1.1)). Este fenómeno produjo que el viento sur en superficie llegase hasta los 26-27°S, donde si bien antes había componente sur, ahora es más intensa con valores en promedio de 13 m/s.

Cercano a la culminación (cuarto panel), el jet costero se siguió reforzando, donde los vientos meridionales sur llegaron a valores más intensos que 20 m/s en la costa entre 30 y 33°S. Además, hacia el norte de 30°S, donde durante los primeros dos días de la fase de desarrollo hubo componente sur, para la culminación se instauró una somera componente norte que se aproximó los 5 m/s. Finalmente, y al igual que con el viento zonal, después de la culminación el máximo de viento sur, asociado al jet costero, decrece considerablemente (el viento meridional tuvo un valor promedio de 10 m/s en los 950 hPa cerca de 33°S para el 4 de septiembre, lo que marca una diferencia de más de 10 m/s en la componente meridional entre el término y la culminación), y además el viento en altura adquiere, entre 32 y 35°S, una componente norte no nula asociada a la situación pre-BC, y lo hace desde sur hacia norte.

En base a los perfiles mostrados en esta sección se concluye que en la vertical existen distintas variables que se ven afectadas a lo largo del tiempo cuando ocurre una BC, y que en todas ellas el efecto se siente tanto en niveles bajos como en altos. Se pudo observar que a medida que aumentaba la temperatura en las capas bajas, el viento horizontal adquiría componentes este y sur de manera rápida a medida que se desarrollaba la BC, que en el caso de la componente zonal, es contraria a lo que se tenía previo a la BC. En altura se observó que fue la componente meridional la que tuvo un cambio de dirección, que es consistente con lo esperado frente a este evento, pero que en la componente zonal, también hubo un cambio de dirección durante los primeros días del desarrollo de la BC entre 30 y 35°S, que luego se desplazó hacia el norte.

3.2.2.3. Cortes latitud-tiempo de variables en niveles específicos

Estudiar todas las variables involucradas en la BC en toda la columna puede llegar a ser muy extenso, ya que cada nivel se debe trabajar por separado. Por lo concluido en la sección (3.2.2.2) y considerando que en este estudio se busca analizar la variabilidad a través de las ecuaciones de diagnóstico, la caracterización de las variables en la vertical se buscó resumir a lo que sucedió en niveles representativos. Por esto, el análisis de las variables usadas en las ecuaciones de diagnóstico se simplificó a su comportamiento en niveles específicos del perfil vertical, como lo son el nivel de mar, para la presión; el nivel 500 hPa, para el geopotencial y el nivel 900 hPa, para la temperatura y vientos, bajo el uso del mismo corte diagonal men-

cionado en la sección (2.2.2) y visto en la figura (3.1).

Presión a nivel de mar y su variación

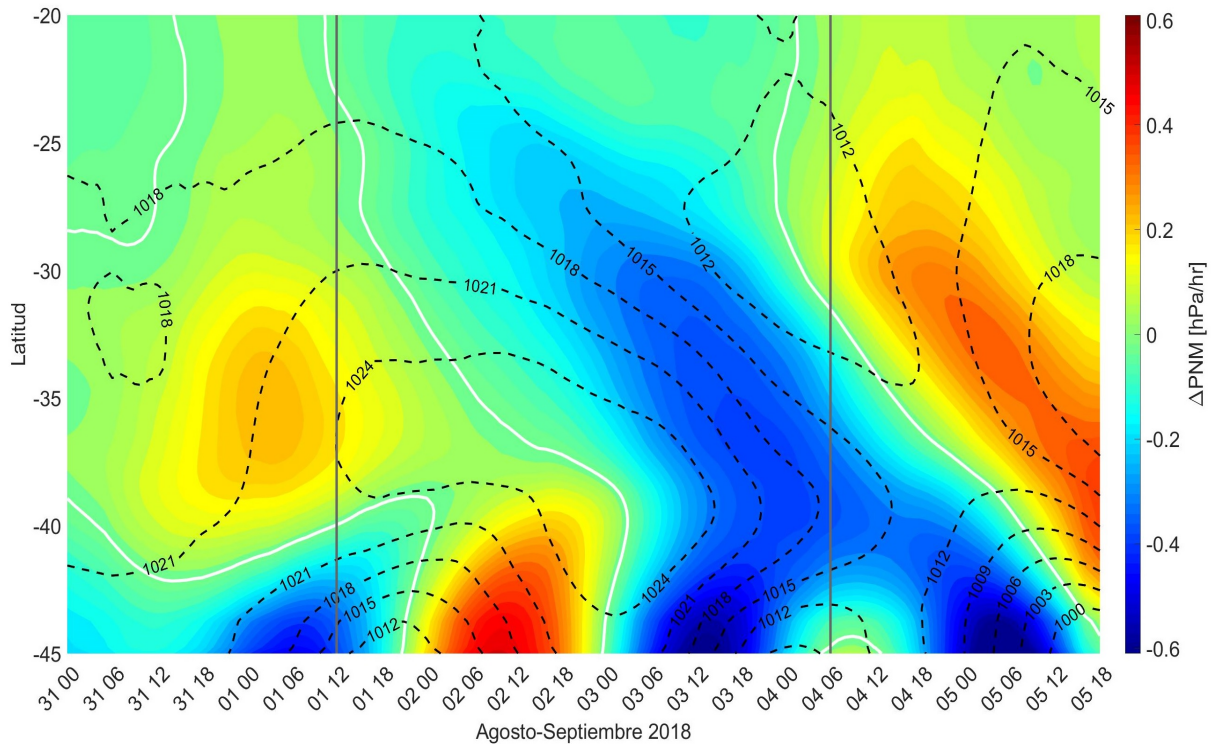


Figura 3.17: Variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos rellenos cada 0.025 hPa/hr, con el 0 marcado por la línea blanca, y presión a nivel de mar en contornos punteados cada 3 hPa.

Como un evento de BC se asocia primeramente a la caída de la presión a nivel de mar, es la primera variable que es necesario caracterizar. La figura (3.17) muestra la estructura tanto de la presión a nivel de mar como de su variación horaria. Esta figura es importante ya que si bien la figura (3.9) nos muestra la evolución temporal de la presión a nivel de mar, acá se muestra el período continuo en detalle, por lo que podemos claramente identificar el espacio y tiempo donde ocurrió la mínima presión, la fase de desarrollo y la posterior culminación.

En la figura (3.17), los contornos punteados representan la presión en superficie en hPa. Antes de que la presión notoriamente empezara a caer en la fase de desarrollo, el régimen observado era que tendía al aumento en todas las latitudes, teniendo incluso un máximo de aumento en la presión de 0.2 hPa/hr en 35°S en la madrugada del 1 de septiembre. A medida que pasaba el día, rápidamente la presión empezó a caer, y justo a las 12Z la variación de la presión tuvo valores negativos en la parte más septentrional de la zona estudiada, y luego poco a poco empezó a caer también en latitudes hacia el sur, siendo 12-18 horas después el inicio para las latitudes cercanas a 35°S.

A pesar de que la caída de la presión inició antes en el norte que en el sur, fue más intensa cerca de los 33°S y no tanto hacia el norte. En los contornos rellenos se observa que entre 20

y 25°S hubo un gradiente de presión mucho menor, con valores de -0.1 hPa/hr a las 00Z del 2 de septiembre, y que se intensificaron hasta -0.2 hPa/hr en un día, mientras que desde 30°S hasta 37°S la caída es mucho más profunda, con valores que parten en -0.1 hPa/hr a las 12Z del 2 y bajaron hasta -0.4 hPa/hr en también un día, lo que es 4 veces mayor que lo observado hacia el norte en el mismo tiempo. Finalmente, se encontró que la BC alcanzó su mínima presión, de 1012 hPa, a las 06Z del 4 de septiembre (culminación), y este mínimo abarcó desde 23 hasta 33°S, aproximadamente. Todos estos resultados: posición de la BC, ubicación temporal de la fase de desarrollo y gradientes de presión diferenciados son concordantes con lo revisado tanto en los antecedentes y en la caracterización observacional.

Temperatura en 900 hPa

La siguiente variable que se caracterizó fue la temperatura en el nivel 900 hPa. Para este resultado se recalca que el suavizado temporal es de 24 horas, por lo que el ciclo diario no perturba mayormente las tendencias mostradas. La figura (3.18) muestra que la máxima temperatura se alcanzó un poco antes que el mínimo de presión (que fue a las 06Z del 04 de Septiembre frente a 30°S) y abarcó aproximadamente la misma extensión latitudinal, centrándose también en 30°S. El máximo de temperatura alcanzó específicamente valores aproximados a los 25°C entre 24 y 6 horas antes de la culminación, dependiendo qué tan cerca de 30°S se mire.

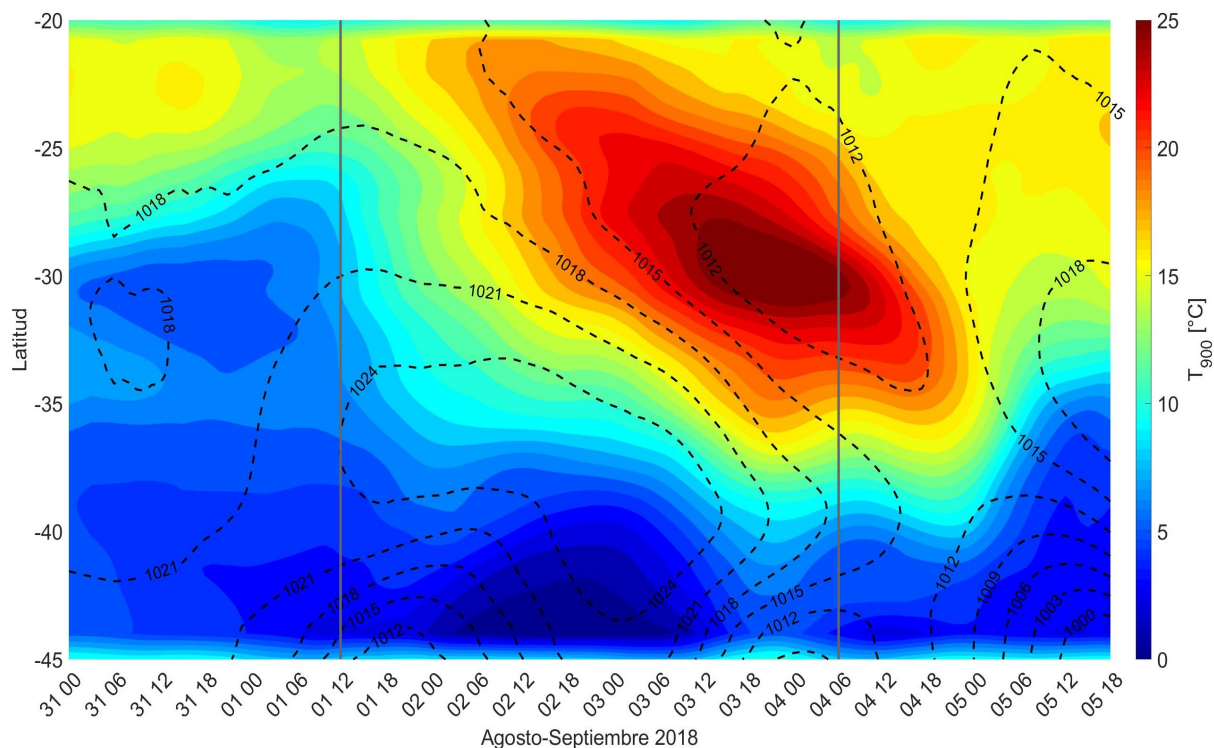


Figura 3.18: Temperatura en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 1 K, con 273 K marcado por la línea blanca, y presión a nivel de mar en contornos punteados cada 3 hPa.

Para analizar la evolución horaria de la temperatura durante la fase de desarrollo se uti-

lizaron los resultados de la figura (3.19), donde se observó que la capa de 900 hPa se calentó entre 20 y 35°S, partiendo desde un valor aproximado de 10°C (decrece de norte a sur) hasta en promedio 25°C en las cercanías de 30°S, y hasta 17-20°C en latitudes al norte de ese punto. Este calentamiento se inició aproximadamente 5 horas antes de las 12Z del 1 de septiembre (correspondiente al inicio de la fase de desarrollo) en la zona norte, y hasta un día antes entre 27 y 35°S, contrario a lo que se observó con la presión a nivel de mar, donde el inicio se marcó en el norte de la zona. Por otro lado, y al igual que con la presión, el calentamiento desaparece en el norte antes que en la zona central. Además, el calentamiento en toda la zona se mantuvo hasta el segundo o tercer día del desarrollo de la BC (antes en el norte, nuevamente), llegando a mantenerse incluso hasta 2 horas después de la culminación entre 33 y 35°S.

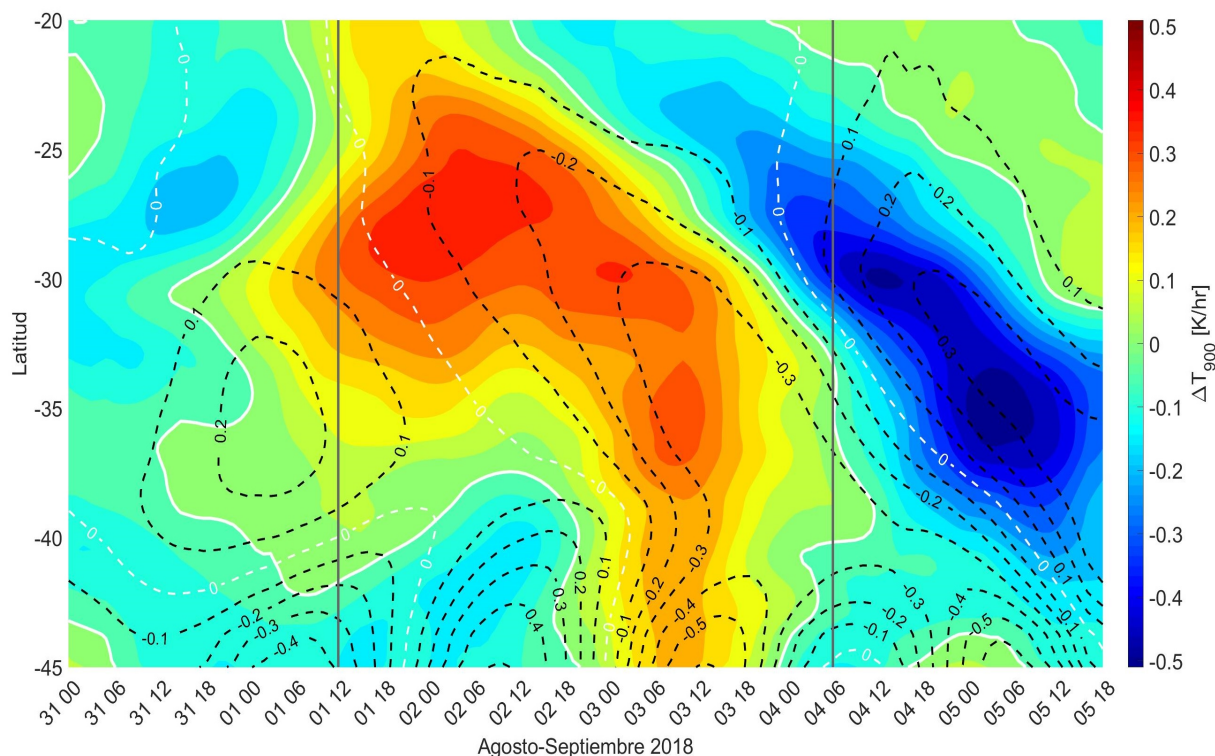


Figura 3.19: Variación horaria de la temperatura en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.

Por otro lado, a pesar de que se alcanzaron distintos máximos de temperatura entre 20 y 35°S, el calentamiento tuvo consistencia durante los primeros días de la fase de desarrollo, ya que al observar la figura (3.19) se ve que el nivel 900 hPa se empezó a calentar rápidamente un par de horas antes que inicie la fase de desarrollo, pero que una vez iniciada dicha fase, entre los 25 y 35°S el calentamiento alcanzó su valor máximo de ~ 0.4 K/hr. Esto se mantuvo constante durante un día y luego decayó paulatinamente de norte a sur hasta llegar a valores de -0.5 K/hr vistos en la fase de término entre 25 y 35°S.

Como se mencionó anteriormente, el calentamiento en torno a los 33°S se mantuvo hasta un poco antes de la culminación (consistente con los resultados esperados y lo visto en las

observaciones), y es importante notar ya que esto significa que la temperatura tiende a aumentar a medida que cae la presión en superficie, pero el máximo calentamiento se alcanzó un par de horas antes (antes mientras más al norte) que la mayor caída de la presión. Esto ayuda a explicar que, en promedio, el mínimo de presión ocurre de 3 a 6 horas después que el máximo de temperatura, como se vio en las figuras (3.17) y (3.18).

Variación de altura geopotencial en 500 hPa

Al observar la tendencia de la temperatura en 900 hPa y contrastar con variación de la presión a nivel de mar se pudo concluir que, para una buena extensión temporal de la fase de desarrollo (i.e, desde la tarde del 1 de septiembre hasta la culminación), la caída de la presión tuvo muy buena correlación con el aumento de la temperatura. Por otro lado, la figura (3.20) muestra la evolución temporal del geopotencial en el nivel 500 hPa.

El geopotencial en altura empezó a aumentar un día antes (31 de agosto) del inicio y hasta 6 horas antes de la culminación, con un máximo notable durante el inicio de la fase de desarrollo. Luego, desde la tarde del 1 de septiembre su valor disminuye paulatinamente hasta el 5 de septiembre. Esta característica es el reflejo del paso de la dorsal en altura por la zona, y es consistente con lo visto en la figura (3.4). Además, cabe destacar que la temperatura aumentó continuamente hasta el momento de la culminación, a diferencia del geopotencial, que solo lo hizo hasta 24 horas después de iniciado el desarrollo.

Específicamente, se logró observar que el máximo incremento del geopotencial en 500 hPa llegó a tener un valor de hasta 7 mgp/hr entre las 12Z y las 16Z del 1 de septiembre entre 30 y 33°S, con valores hasta 2 mgp/hr más bajos en las latitudes próximas tanto al sur como el norte. Luego de este máximo se observa que el geopotencial sigue aumentando, pero a tasas cada vez menores, que son nuevamente consistentes con la lejanía a la latitud central del paso de la dorsal (30 a 33°S). Con esto se puede concluir que el momento de mayor variación en el geopotencial ocurrió cuando la presión en superficie comenzó a caer (contornos punteados de la figura (3.20)) y hasta un día antes, donde tanto la presión y la temperatura tendieron al aumento. Además, se observó que la mayor caída de presión se experimentó en un contexto de baja variabilidad del geopotencial en altura (considerando su comportamiento durante los primeros días de la BC), y que, por el contrario, la mayor variación en el geopotencial, asociado al paso de la dorsal por la zona, no tuvo relación con la caída, sino mas bien con el aumento en la presión en superficie.

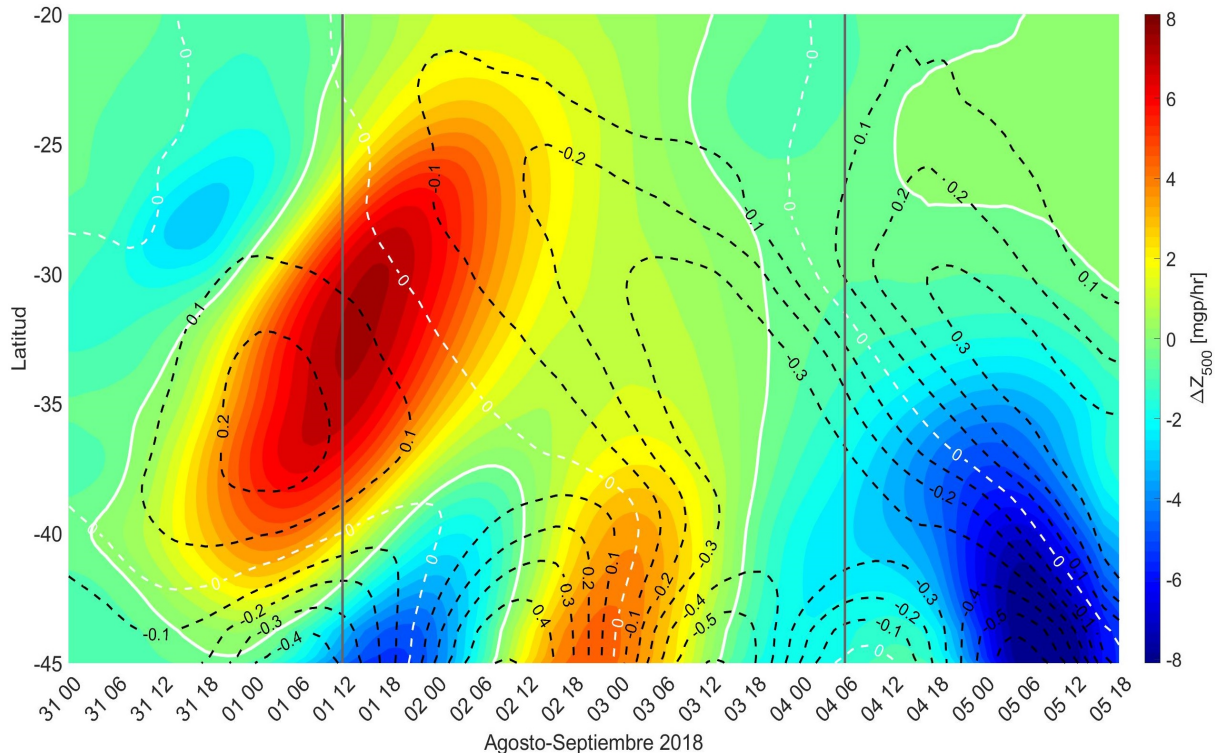


Figura 3.20: Variación horaria del geopotencial en 500 hPa en contornos rellenos cada 0.5 mgp/hr, con el 0 marcado por la línea blanca, y evolución de la variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.

Viento horizontal en 900 hPa

La última caracterización de las variables meteorológicas disponibles consta de los vientos en sus tres direcciones: horizontal, meridional y vertical. La componente horizontal de los vientos pudo ser observada a través de los datos AMDAR y en el corte vertical, donde se concluyó, en la sección (3.2.2.3), que dichas componentes se podían resumir en su variación horaria en el nivel 900 hPa, por lo que los datos de reanálisis fueron limitados a dicho nivel para así poder compararlos bajo el mismo contexto.

La figura (3.21) muestra la componente zonal del viento (U), en m/s, para las distintas latitudes trabajadas y en el nivel de 900 hPa entre el 31 de agosto y el 5 de septiembre, donde valores positivos corresponden a viento con dirección hacia el este (viento oeste) y negativos con dirección hacia el oeste (viento este). En un primer análisis se observó que existe viento este durante toda la fase de desarrollo entre 20 y 35°S, con algunas excepciones (de valores tendiendo a cero) entre 24 y 27°S, que pueden tener explicación en la cercanía del corte al continente y el efecto de este en los vientos superficiales. Las latitudes entre 20 y 25°S presentaron viento este desde antes que iniciara el desarrollo, mientras que de 25 a 33°S existió una fuerte componente oeste. Esto significa que en las primeras latitudes hubo un cambio de intensidad leve a moderada del viento este (en promedio de -1 a -2 m/s, incluso -4 m/s para la madrugada del 2 de septiembre), mientras que entre 25 y 33°S hubo un cambio completo de dirección y con intensidades que pasaron de 2 a -3 m/s.

Además, se observó que existen latitudes donde la intensidad del viento tendió a aumentar durante la madrugada de cada día, específicamente en 33°S , donde la componente zonal alcanzó un máximo de hasta -5 m/s a las 12Z del 3 de septiembre. Existió otro máximo alrededor de las 12Z del 2 del mismo mes cerca de 24°S con una intensidad muy similar pero más concentrada tanto en tiempo como en espacio. Cabe recordar que los datos en algunas latitudes específicas al norte de 30°S en general pueden estar afectados por la cercanía al continente, lo que explicaría, como se mencionaba anteriormente, la existencia de viento oeste en algunas zonas (ocurre siempre a las 18Z), que genera una discontinuidad de la dirección del viento este mostrado en la figura durante la fase de desarrollo para el corte trabajado.

Finalmente, cabe destacar que la máxima intensidad de la componente este ocurrió junto a la máxima caída de la presión superficial (contornos punteados de la figura (3.21)) y coincide entonces también con una zona de alto calentamiento de la capa experimentado en la zona entre 30 y 35°S . Sin embargo, la relación con la caída de presión varía numéricamente con respecto a la latitud, donde una misma intensidad de viento no se relaciona con exactamente un mismo valor de variación de la presión. Un ejemplo claro es que en 33°S , a las 06Z del 3 de septiembre, una intensidad de viento este de $\sim 3\text{ m/s}$ está asociada a una caída de $\sim 0.3\text{ hPa/hr}$, mientras que a las 06Z del 2 se observó viento este de 3 m/s en 27°S con una caída de la presión a nivel de mar de 0.15 hPa/hr . No obstante no es una relación 1:1, claramente se puede concluir que durante la fase de desarrollo existió una relación entre la caída de presión (y del calentamiento en la capa) y el aumento de la intensidad del viento este en 900 hPa.

Pasando a la componente meridional, en la figura (3.22) se observa la evolución temporal del viento meridional en función de la latitud para el nivel de 900 hPa, donde los valores positivos corresponden a viento con dirección hacia el norte (viento sur) y los negativos con dirección hacia el sur (viento norte). En este caso se observó viento sur durante toda la fase de desarrollo, con una estructura clara en que la máxima intensidad de viento meridional se ubicó en la zona central (en torno a 33°S) y a mitad de la fase de desarrollo (desde las 12Z del 2 a las 12Z del 3 de septiembre). Este máximo se caracterizó por alcanzar intensidades por sobre los 15 m/s que se mantuvieron al menos 12 horas. La intensidad de viento sur empezó a aumentar paulatinamente desde el 31 de agosto (antes del inicio del desarrollo) en todas las latitudes por sobre los 35°S , donde al comienzo hubo valores entre 0 y 5 m/s y que a partir del 1 de septiembre tuvieron una rápida crecida en su intensidad. Este rápido aumento del viento en esta dirección es una clara evidencia de la presencia del jet costero, ya que la variación horaria de la componente meridional es máxima alrededor de 33°S , y claramente menor hacia el norte y sur de esa latitud, tal y como como se señaló en la sección (1.1).

La máxima intensidad de viento sur ocurrió un par de horas antes que la máxima caída de la presión superficial y del máximo viento zonal, pero también se notó que hay una pequeña diferencia en las latitudes en que cada una de estas variables presentó su máximo: en el viento zonal y la caída de presión superficial, este ocurrió entre 30 y 35°S ; para la componente meridional ocurrió entre 27 y 33°S . En el caso de los vientos la diferencia puede ser explicada a través del mecanismo que genera el cambio en cada componente, ya que para la componente zonal el mecanismo se atribuye al ajuste del viento geostrófico, mientras que para la componente meridional es a la intensificación del jet costero. Ambos casos son provocados por el paso de la dorsal, en concordancia con lo visto en la sección (1.1).

Finalmente, se observó que al comparar los resultados de esta sección con los datos AM-DAR en la figura (3.7), y entendiendo que estos últimos son sobre continente, no se logran identificar estructuras similares donde haya habido máximos notorios en torno a los 900 hPa (cerca de los 1000 m), pero sí se reproduce la tendencia y la duración de los cambios en la dirección durante la fase de desarrollo.

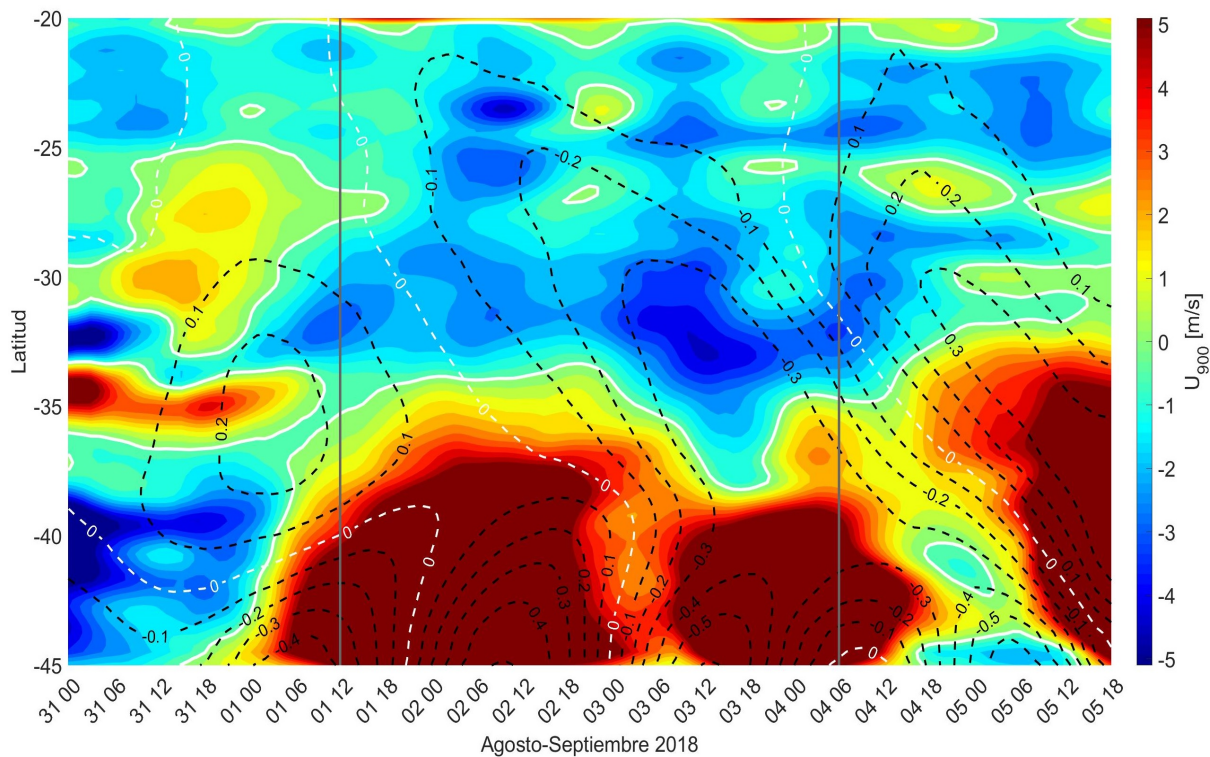


Figura 3.21: Viento zonal (U) en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.5 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.

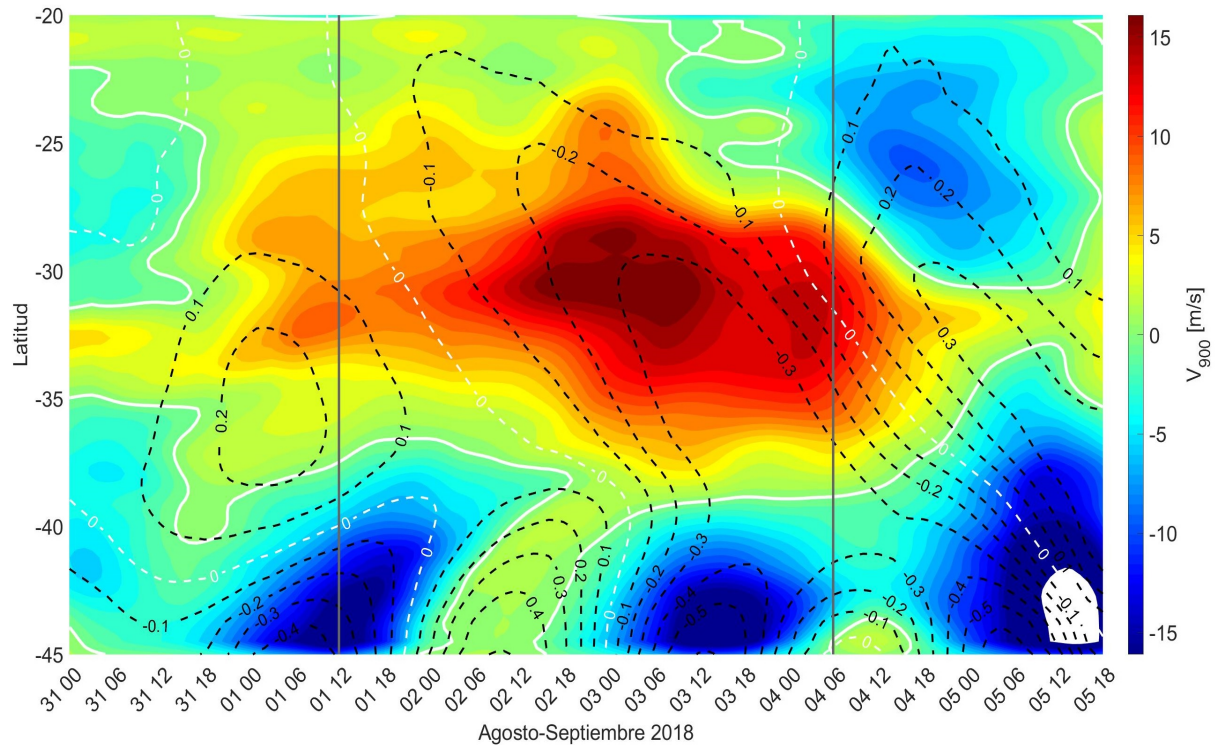


Figura 3.22: Viento meridional (V) en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 1 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.

Velocidad vertical en 900 hPa

La velocidad vertical es una variable más compleja que el viento horizontal ya que implica movimiento de aire entre los distintos niveles de altura geopotencial, por lo que las observaciones en general no son muy buenas. Sin embargo, gracias a los datos de reanálisis se tiene una completa caracterización instantánea de la velocidad vertical para cada nivel. En la sección (1.1) se señaló que durante la BC, por efecto de la dorsal en altura, se generan dos procesos que afectan la subsidencia local de manera simultánea, por lo que el resultado esperado en la velocidad vertical es experimentar subsidencia sobre esas zonas donde se generó divergencia zonal y meridional de viento.

Los resultados del análisis de velocidad vertical en el nivel 900 hPa se observan en la figura (3.23) a través de contornos rellenos de velocidad vertical, en m/s, donde los valores negativos indican viento hacia la superficie (subsidencia) y positivos hacia el tope de la atmósfera (ascenso). Efectivamente los resultados muestran subsidencia predominante entre 25 y 35°S y durante toda la extensión de la fase de desarrollo, con valores en promedio de -0.02 m/s y máximos de -0.04 m/s, que ocurrieron durante la tarde del del 3 de septiembre y sólo entre 30 y 35°S. Posterior al máximo de subsidencia observado, dependiendo de la latitud se experimentó un ascenso leve (no más de 0.01 m/s) que se inició antes hacia el norte que en el sur, ya que esto se vio el 5 entre 30 y 35°S, pero en 27°S se dio desde la madrugada del 04.

El máximo en la subsidencia ocurrió en tiempos y ubicación similares en que la presión en

superficie (su variación horaria en contornos punteados en la figura (3.23)) estaba cayendo a su mayor tasa, por lo que es directo concluir que la subsidencia está relacionada con la caída de la presión, y por tanto, con la componente horizontal del viento en 900 hPa, entre 30 y 35°S. Al norte de 30°S se observó que a pesar de existir persistencia en la subsidencia durante todo el desarrollo de la BC (incluso antes) y que también tuvo valores menores (pero consistentes a una menor caída de presión superficial, comparados con el sur de 30°S), no existió una relación directa de la velocidad vertical con la componente horizontal. Esto implicaría que la relación estudiada entre todas estas variables está limitada a la zona entre 30 y 35°S (i.e donde ocurre el mínimo de presión en superficie), y no funcionaría, o al menos de la misma manera, en latitudes hacia el norte.

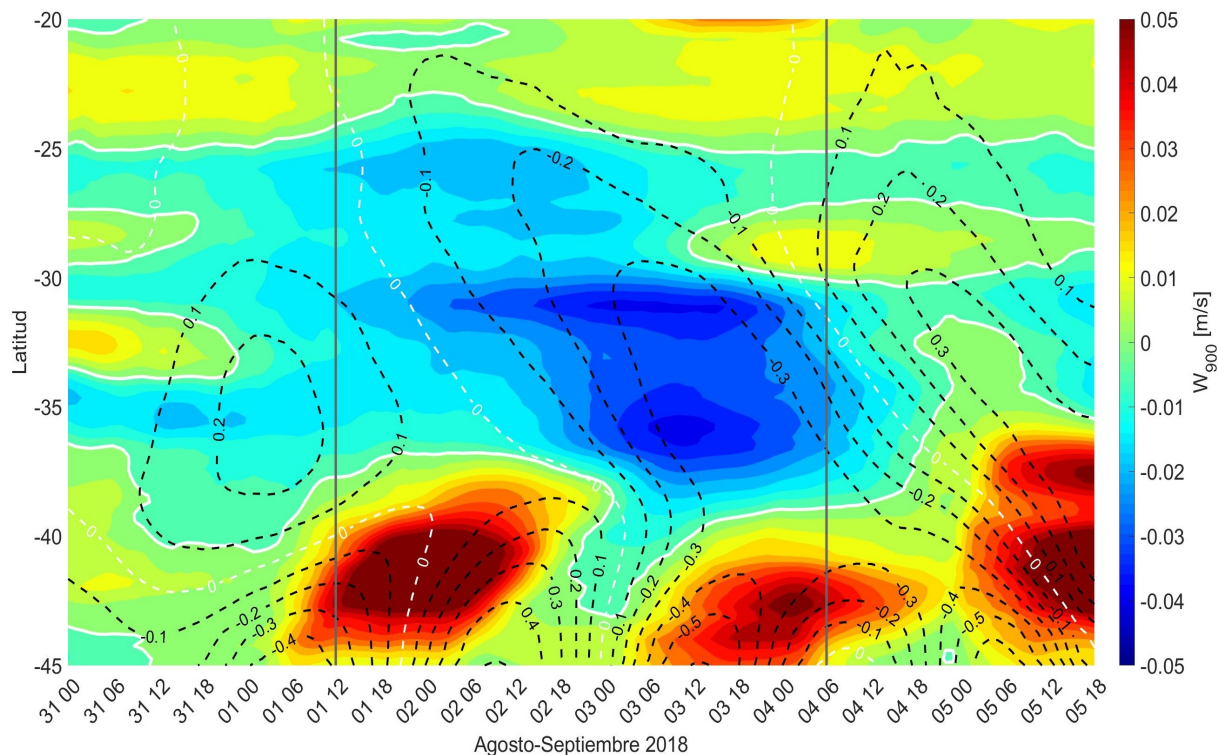


Figura 3.23: Velocidad vertical en el nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.005 m/s, con el 0 marcado por la línea blanca, y variación horaria de la presión a nivel de mar en contornos punteados cada 0.1 hPa/hr.

Capítulo 4

Estudio a través de ecuaciones de diagnóstico

Gracias a la caracterización de las variables de la sección (3.2) se tiene un entendimiento general de cómo cambiaron durante la BC. El siguiente análisis consistió en unir y analizar todos estos resultados a través de las ecuaciones hipsométrica, termodinámica y de continuidad. El estudio de cada una de estas ecuaciones permitirá entender cómo se relacionan todas las variables entre sí y cómo afectan el desarrollo de la BC en conjunto.

Validación de la metodología de las ecuaciones

La disponibilidad de datos de ERA5 asegura una buena resolución espacial horizontal y en vertical a través de los distintos niveles de alturas geopotenciales existentes. Sin embargo, ya que en esta sección se usaron más tipos de datos que los caracterizados en la sección anterior (temperatura de rocío, humedad, etc), y todos estos pueden presentar errores, se hizo una validación de la metodología propuesta en la sección (2.2.2) para así ver que las ecuaciones, con los datos de ERA5, se cumplan y entreguen resultados similares a las observaciones. Para ello se usó la ecuación hipsométrica (por simplicidad y disponibilidad de observaciones), específicamente de la forma:

$$PNM = 500[hPa] \exp\left(\int_{z_0}^{z_{500}} \frac{gdZ}{RT_v}\right), \quad (4.1)$$

que se obtuvo al despejar la presión en la ecuación (2.1) y usando el nivel de presión de 500 hPa como referencia. Como esta ecuación utiliza el ancho entre dos niveles de presión, el despeje de la presión en superficie corresponde al cálculo integral entre la superficie y el nivel específico, por lo que se hizo necesario discretizar usando el método de capas propuesto en la sección (2.2.2) para así poder usar los datos que se tienen para los distintos niveles discretos de la temperatura virtual y del geopotencial.

La figura (4.1) muestra los resultados de la ecuación (4.1), transformados a cambio de presión por hora, sobrepuestos con los valores de la presión a nivel de mar extraídos directamente de ERA5, en el mismo formato, de manera de poder validar en primera instancia el correcto funcionamiento de la metodología usada para los datos del reanálisis. En este caso

la ecuación hipsométrica muestra una correlación casi perfecta, por lo que se concluye que el tratamiento aplicado a los datos de ERA5 es correcto, y en base a lo descrito en la sección (2.2.2), es seguro asumir que esto se cumple también para las otras dos ecuaciones mostradas en esa misma sección, que son la ecuación termodinámica y de continuidad de masa.

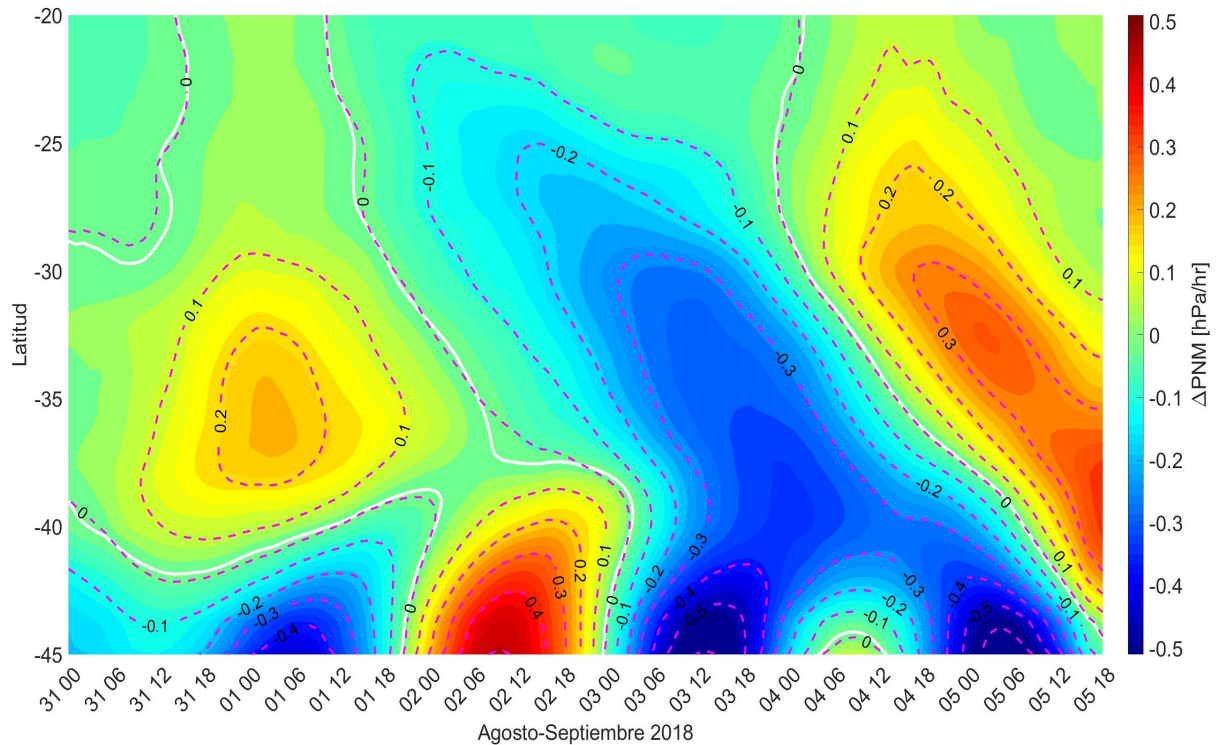


Figura 4.1: Validación cálculo ec. hipsométrica. Contornos rellenos representan el cálculo realizado de la variación horaria de la presión a nivel de mar y los contornos magenta son los datos crudos de ERA5 para la misma variable. Los primeros están cada 0.025 hPa/hr y los segundos cada 0.1 hPa/hr.

4.1. Ecuación Hipsométrica

Volviendo a la ecuación (4.1), para estudiar la variabilidad se buscó separar el lado derecho de la ecuación de manera tal que se pudiese visualizar los efectos por separado que tienen la temperatura y el geopotencial sobre la presión en superficie. Como ambas variables forman parte del cálculo integral, para estudiarlas se propuso asignarle un valor constante a una de ellas mientras la otra mantiene su evolución horaria. Este método asegura que los resultados de la ecuación (4.1) reflejen el comportamiento de una única variable a la vez, enfocándose en reproducir la variabilidad y no en los valores exactos, ya que mantener una variable fija obviamente afectará los valores encontrados. Los resultados obtenidos de esta manera fueron transformados a cambio de presión en 24 horas, con unidades de hPa/hr, para así ser comparados con la curva (contornos rellenos con color) de la figura (4.1).

4.1.1. Variación de la presión a nivel de mar por cambios en el geopotencial

La primera variable que se estudió fue el geopotencial en 500 hPa. Para ello, en la ecuación (4.1) se modificó la temperatura para que tuviera un valor constante durante todo el período. Estos valores se adecuaron a cada punto de grilla (y nivel) al calcular el valor promedio a lo largo de todos los días en dicho punto. La figura (4.2) muestra estos resultados sobrepuestos con la curva de la caída de presión en superficie usada anteriormente para comparar los resultados. Cabe destacar que a partir de esta figura el suavizado de las curvas cambió para tener imágenes más claras, ya que hay algunas variables con mucha variabilidad y se intentó mantener un suavizado estándar, a menos que se diga lo contrario (ver metodología).

Se observó es que a pesar de que inicialmente (entre el 31 de agosto y madrugada del 1 de septiembre) venían ambas curvas con el mismo signo, la correlación durante la fase de desarrollo (líneas grises verticales en el 1 y el 4 de septiembre) para la curva que representa la variación de la presión superficial por los cambios exclusivamente del geopotencial es de signo contrario con la variación de la presión en superficie observada. Esto quiere decir que el rápido aumento del geopotencial en 500 hPa durante las primeras horas de septiembre (visto en la figura (3.20)) se traduciría en un aumento de la presión superficial si la temperatura se mantuviese constante, y este aumento se prolongaría hasta unas horas antes de la culminación, pero con intensidad disminuyendo paulatinamente, que es concordante con la baja variabilidad del geopotencial en ese mismo período. En un análisis más detallado se observó que el mayor incremento que se experimentaría en la presión a nivel de mar llega a una intensidad de hasta 1 hPa/hr, y sucede a durante la madrugada del 1 de septiembre.

A pesar de que el peak en el geopotencial se experimentó al inicio del desarrollo, la presión a nivel de mar calculada con temperatura constante seguiría aumentando, sobrepasando valores de 0.2 hPa/hr rápidamente durante el 2 de septiembre. A partir de esta fecha, la variabilidad en el geopotencial es bastante baja, tal y como se puede apreciar en la figura (3.9), que es consistente con el ya experimentado paso de la dorsal y la aproximación de la siguiente vaguada. Las estructuras que se observan durante la fase de desarrollo al sur de 37°S (dipolo bien marcado) son ignoradas para estos estudios ya que no guardan relación con la BC.

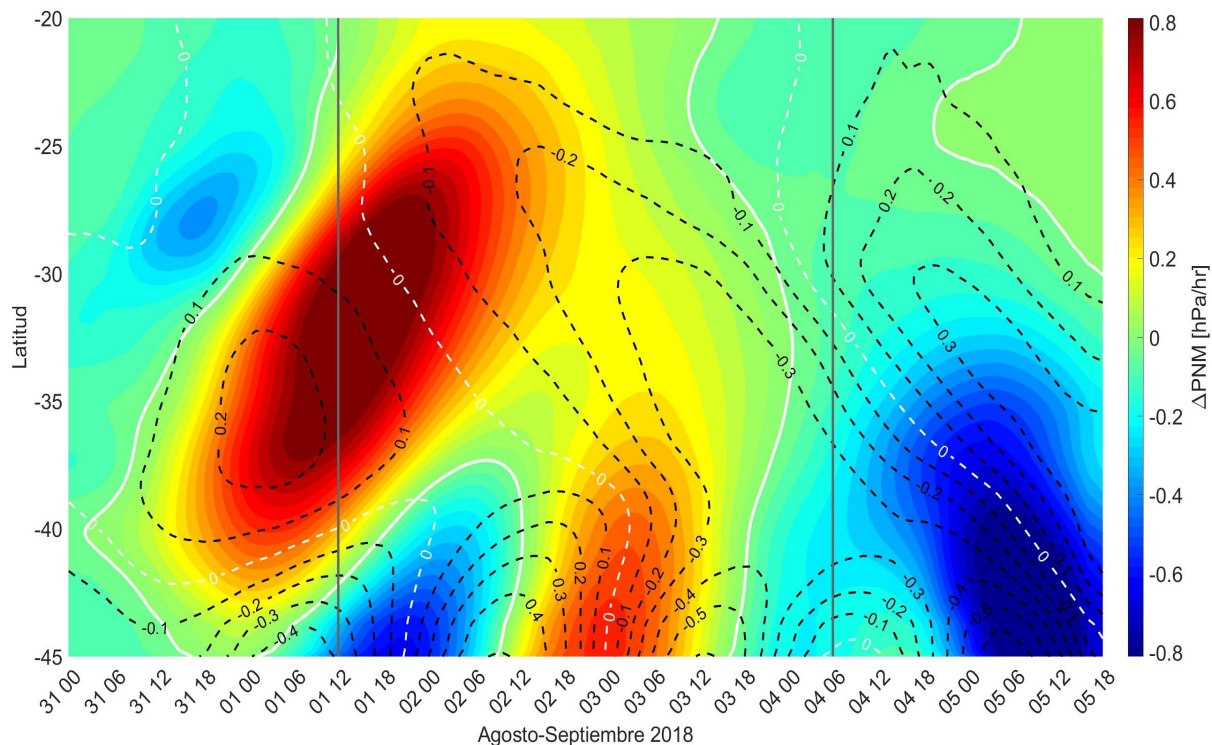


Figura 4.2: Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad del geopotencial en 500 hPa y la temperatura fija. Los contornos rellenos, que están cada 0.05 hPa/hr, representan el cálculo con temperatura fija, mientras que los contornos punteados representan esta variable con los datos crudos de ERA5 cada 0.1 hPa/hr.

4.1.2. Variación de la presión a nivel de mar por cambios en la temperatura

Desde este punto se pudo inferir que ya que son solo dos variables involucradas, es el aumento de la temperatura la que debió dominar la caída de la presión en superficie durante la fase de desarrollo. Bajo este contexto, la figura (4.3) muestra los resultados de la ecuación (4.1) al usar ahora el geopotencial como un valor fijo constante. Se observó que los cambios de la temperatura generaron caídas de la presión en superficie desde incluso antes que se iniciara la fase de desarrollo, y siendo estos valores incluso mayores que para los siguientes días. Este máximo de la caída de presión en superficie se contrapone a lo observado en la figura (4.2), donde se observó un aumento de la presión en la misma zona y tiempo, por lo que ambas componentes se tendieron a anular entre sí, lo que explicaría que las observaciones (curvas punteadas en ambas figuras) sean casi nulas entre las 12 y las 16Z del 1 de septiembre.

Por otro lado, al observar las cercanías de 33°S en la figura (4.3) se notó que la variación de la presión a nivel de mar tuvo una caída más intensa (hasta 0.4 hPa/hr mayor) que la mostrada por las curvas punteadas entre el 2 y el 4 septiembre. Incluso si consideramos el aumento de la presión producto de la variación en el geopotencial (de la figura (4.2)), los valores no coinciden perfectamente. Sin embargo, como se mencionó al inicio de esta sección, estos resultados representan solamente un buen acercamiento a la tendencia de la evolución temporal

y no a los valores reales. Esto repercute en que no se pudo hacer un análisis numérico detallado del efecto de la temperatura a través de la ecuación hipsométrica bajo estas condiciones.

No obstante el problema numérico, se apreció que desde el 2 de septiembre y hasta la culminación las curvas mostradas son bastante semejantes en forma pero con un desfase de no más de 4 de horas. Específicamente se observó que luego del máximo vivido el 1, la presión en superficie continuó cayendo pero con valores no tan intensos, para luego volver a caer hasta valores entre -0.4 y -0.5 hPa/hr, en torno a los 33°S a las 16Z del 3. Después de la culminación la presión rápidamente empezó a aumentar, lo que se observa en los claros contornos positivos de su variación horaria durante la fase de término. En ambos períodos (desarrollo y término) las curvas reproducen bastante bien los resultados de la ecuación hipsométrica de la figura (4.1).

En base a estos resultados se pudo concluir que es la temperatura la variable que dominó la caída de de la presión a nivel de mar durante el desarrollo de la BC, y que si bien el geopotencial se oponía consistentemente a la caída de presión, su contribución durante el inicio del desarrollo es importante de destacar ya que al observar la presión superficial generada por variación únicamente de temperatura, la máxima caída de presión por hora hubiese sido durante las primeras horas del desarrollo, y no un día antes de la culminación, como fue realmente.

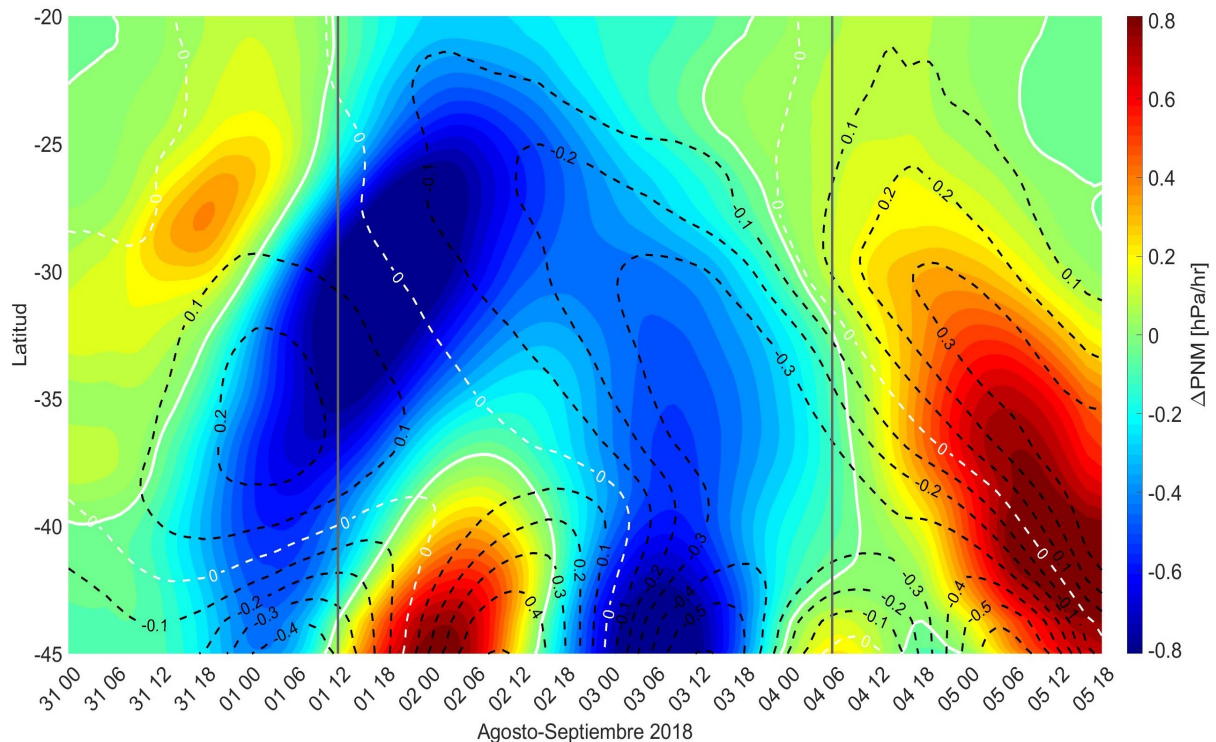


Figura 4.3: Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad de la temperatura y el geopotencial fijo. Los contornos rellenos, que están cada 0.05 hPa/hr, representan el cálculo con el geopotencial fijo, mientras que los contornos punteados representan esta variable con los datos crudos de ERA5 cada 0.1 hPa/hr.

4.1.3. Análisis específico del nivel 900 hPa

Al comparar los resultados de la figura (4.3) con la variación de la temperatura en el nivel 900 hPa de la figura (3.19) se pudo observar que, dentro de la fase de desarrollo, ambas variables tienen una estructura similar, donde la presión a nivel de mar disminuyó cuando la temperatura aumentaba. Bajo esta perspectiva, y considerando los resultados vistos en la sección (3.2.2.2) acerca del nivel 900 hPa, se buscó analizar cómo funcionaba el resultado de la ecuación (4.1) al integrar hasta un límite superior por debajo del ya utilizado, puesto que esto ayudaría corroborar dicha idea y así reducir el dominio del estudio a un solo nivel específico que logre capturar la evolución temporal de toda la columna.

Para lograr esto se calculó la variación horaria de la presión en superficie en 33°S bajo los mismos supuestos de la sección (4.1.2), pero con el límite superior de la integral cambiando desde 500 hasta 1000 hPa cada 50 hPa. Cada uno de estos resultados fue progresivamente sustraído del valor inicial, por lo que se generó, por cada nivel (capa) quitado, una curva distinta de la caída de presión, y esto permitió finalmente estudiar el peso de cada una de las capas sobre la columna total (ver (2.2.2)).

Los resultados de esta práctica se muestran (no todas las curvas) en la figura (4.4), que a simple vista no genera mayores conclusiones, ya que los resultados representan solamente la resta de cada uno de los niveles, es decir, entre más baja la capa, menor va a ser la variación en la presión. Sin embargo, en base a estas curvas se pudo calcular el aporte porcentual de cada capa sobre la columna completa. Estos son mostrados en la tabla (4.1) y fueron calculados en función del promedio de cada curva para el 3 de septiembre de 00 a 18Z, fecha que se caracterizó por ser donde ocurrió la máxima caída horaria de presión en superficie de la figura (4.3).

Tabla 4.1: Cálculo de aporte porcentual de capas sobre los cambios de presión por temperatura. Superficie (1020 hPa, aprox) es el nivel base.

Topo [hPa]	% error c/r base	% aporte capa
500	0	4.87
550	4.87	6.91
600	11.78	9.76
650	21.54	11.59
700	33.13	11.67
750	44.8	11.14
800	55.94	10.34
850	66.29	10.73
900	77.02	12.27
950	89.29	9.29
1000	99.58	0.65

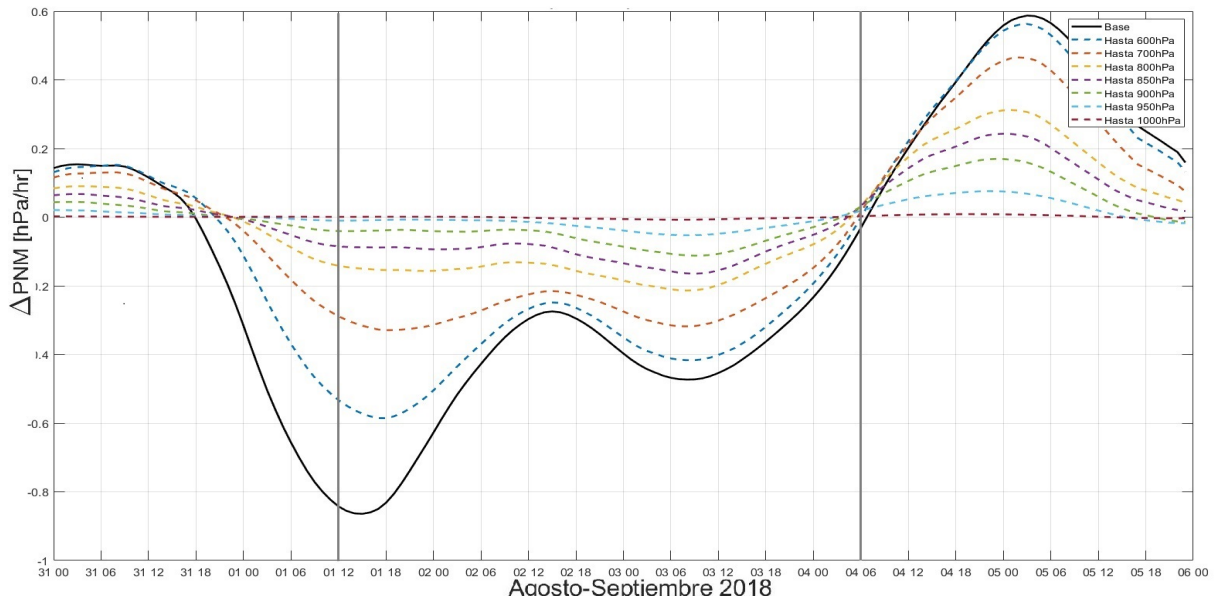


Figura 4.4: Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad de la temperatura y el geopotencial fijo para distintos límites superiores en la integral para el punto aproximado de 33°S 72.5°O. La curva negra representa el cálculo inicial con el límite en 500 hPa.

La tabla muestra que la caída de la presión superficial tuvo su mayor variabilidad según lo ocurrido en la temperatura entre los niveles 900 y 650 hPa, donde específicamente se encontró que cada capa entre estos límites aportaba alrededor del 11 % de la variabilidad total. Por el contrario, en los límites el aporte fue el mínimo; la capa entre la superficie y 1000 hPa no tuvo un mayor aporte debido al poco grosor de ella dada la separación usada para el análisis; para la capa entre 600 y 550 hPa, la variabilidad de la presión superficial por la temperatura se redujo a 6.91 %, y en la última capa (entre 550 y 500 hPa) a un 4.87 %. A pesar de que la capa entre 950 y 900 hPa presenta una leve dominancia, lo correcto siempre será considerar toda la columna al calcular la variación en la presión superficial, sin embargo, en el contexto de este estudio y considerando lo observado en la caracterización observacional, aislar la capa que tuvo el mayor aporte en la caída de la presión producto de los cambios de la temperatura nos permitió asegurar que el resto de las ecuaciones pudieran ser estudiadas de manera económica (un solo nivel de datos) sin perder representatividad.

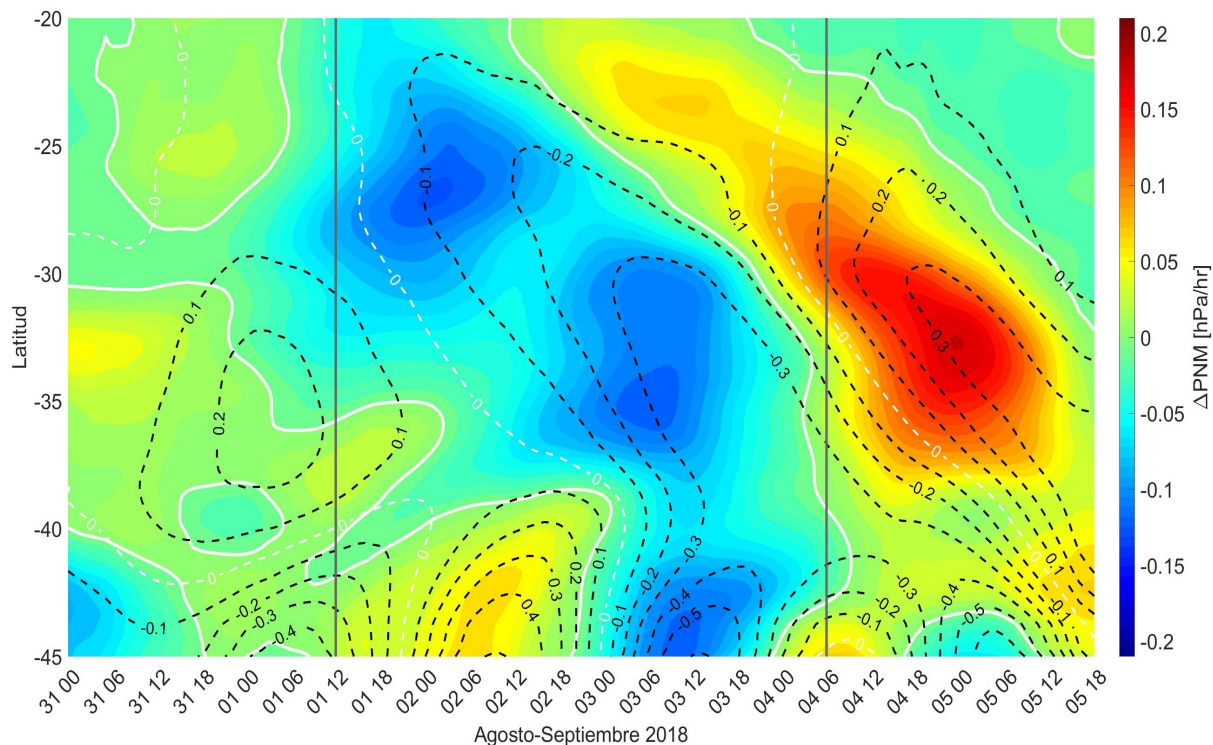


Figura 4.5: Variación horaria de la presión a nivel de mar considerando la variabilidad de la temperatura y el geopotencial fijo para el nivel de 900 hPa como límite superior. Los contornos rellenos, que están cada 0.01 hPa/hr, representan el cálculo realizado, mientras que los contornos punteados representan esta variable con los datos crudos de ERA5 cada 0.1 hPa/hr.

Finalmente, considerando que la tendencia de la variación de la presión en superficie observada se puede resumir a través de la ec. hipsométrica y usando solo la variabilidad hasta el nivel 900 hPa, se generó la figura (4.5), que muestra los resultados de dichas consideraciones. A diferencia de la figura (4.3), lo más importante a recalcar es que en esta última la caída de la presión entre aproximadamente 30 y 35°S observada durante el 1 de septiembre desaparece, por lo que las curvas de la evolución horaria de la presión calculadas y observadas son ahora bastante más semejantes. Se observó que la máxima caída de presión experimentada (líneas punteadas) coincide con un máximo en el cálculo realizado, pero con una diferencia de 0.1 a 0.15 hPa/hr (mayor es el observado). Además, se encontró que durante las primeras etapas del desarrollo, para las latitudes cercanas a los 25°S, existió otro máximo en la caída de presión calculada. Este máximo se asemeja a los valores observados, ya que son 0.05 a 0.15 hPa/hr mayor que el observado para las 00 del 2 de septiembre, por ejemplo, pero la presencia de estos dos máximos no se condice con lo observado, ya que las curvas punteadas no muestran una diferencia sustancial entre ambas latitudes para el valor de la caída de la presión. Se estimó, en base a este resultado, que en torno a los 30°S existe alguna condición que, o produce que la caída de presión no se asocie a la variación de la temperatura en este nivel, o que no permite una buena caracterización en el modelo. Ambas opciones pueden explicarse por la cercanía al continente de los puntos usados y la geografía de la zona (ver figura (3.1) para referencia geográfica), argumento que se ha expuesto anteriormente.

Independiente de la disociación de los máximos en la caída de presión calculada en base a las condiciones especiales de esta sección, el límite en 900 hPa en la ec. hipsométrica reprodujo de muy buena forma la caída de la presión a nivel de mar observada durante la fase de desarrollo. Por esto, se concluyó que esta BC es dominada por la variación que ocurre en torno a los 900 hPa de la temperatura, y por lo tanto, resumir el análisis a este nivel permite asegurar considerar la mayor variabilidad de la temperatura y del viento (vistas en la sección (3.2.2.2)) sin perder representatividad de la columna.

4.2. Ecuación Termodinámica

Luego de concluir que la caída de presión en superficie estuvo modulada por la variación de la temperatura específicamente en la capa entre 850 y 900 hPa, el paso lógico fue estudiar por qué se produjo este aumento de la temperatura. Para ello, considerando los datos del nivel 900 hPa en la ecuación termodinámica (2.2) y asumiendo un proceso adiabático se llegó a la ecuación:

$$\frac{\partial T}{\partial t} \approx -V \cdot \nabla T - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (4.2)$$

donde el lado izquierdo corresponde al calentamiento, en K/hr; el primer término del lado derecho, $-V \cdot \nabla T$ (término A), corresponde a la advección horizontal de temperatura, y el segundo término, $-\omega \partial \theta / \partial p$ (término B), a la advección vertical de la misma en medidas de presión. Todos en el nivel 900 hPa.

Para estudiar la variabilidad del cambio horario en la temperatura frente a las variables existentes en los términos A y B se consideró estudiar cada uno de ellos por separado. La separación es bastante sencilla dado que la ecuación es una suma de términos, por lo que evaluar el término derecho es bastante directo. Antes de esto se hizo un diagnóstico de la ecuación y los resultados se muestran en la figura (4.6), donde se buscó corroborar que el cálculo de los dos términos para un punto específico, que en este caso es 33°S 72.5°O, sea correcto y reproduzcan el calentamiento visto a través de los datos de ERA5.

Es importante destacar que la curva negra representa el perfil para un punto en 33°S 72.5°O de la figura (3.19), por lo que la comparación es respecto a esta curva. Las dos gráficas a estudiar son la verde (advección térmica horizontal) y la azul (advección térmica vertical), siendo la suma de ambas la curva roja (lado derecho de la ecuación (4.2)). En un primer acercamiento se observó que la curva roja sobreestima, de manera sistemática, el calentamiento experimentado en la zona, con una máxima diferencia de ~ 0.2 K/hr en torno al 3 de septiembre. Esta característica se puede explicar por la advección vertical, que dentro de la fase de desarrollo sobreestima hasta en 0.6 K/hr el calentamiento en ese período. La sobrevaloración ocurre solamente durante la fase de desarrollo, ya que en los días previos al 1 de septiembre, las tres curvas son prácticamente iguales, es decir, el casi nulo calentamiento se condice con la baja advección térmica tanto horizontal como vertical. En contraste, la curva verde, asociada a la advección horizontal de temperatura, es en todo momento de la fase de desarrollo contraria al calentamiento observado. Todo esto se puede condensar y resumir en que en 33°S 72.5°O se enfrió producto de los vientos horizontales a la vez que fue calentando

por el movimiento vertical de viento.

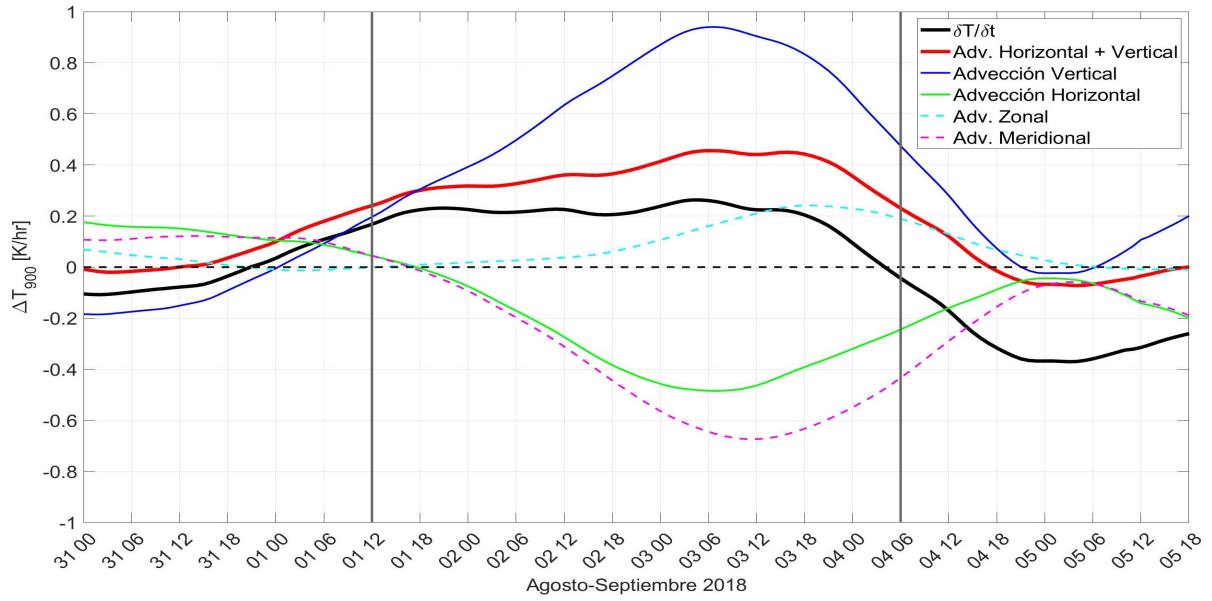


Figura 4.6: Diagnóstico de la ecuación termodinámica y de sus términos mostrados por separado en nivel 900 hPa. Cálculos hechos para el punto del corte aproximado a 33°S 72.5°O y graficados horariamente. En negro se muestra el calentamiento horario (lado izquierdo de la ec. (4.2)), en azul la advección térmica vertical (término B) y en verde la advección térmica horizontal (término A). Las curvas entrecortadas son las advecciones horizontales por separado (celeste zonal y magenta meridional) y la curva roja corresponde a la suma de las advecciones en las tres direcciones (lado derecho de la ec. (4.2)). Todo en unidades de K/hr.

Al combinar la advección horizontal y vertical se obtuvo la curva azul. Esta curva tiene una diferencia de hasta 0.2 K/hr respecto a la curva de calentamiento observado, cosa que fue estudiada bajo distintas perspectivas, y que se puede asociar al enfriamiento radiativo (Garrat y Brost 1981, Wood 2012), que tiene órdenes de magnitud semejantes en presencia de estratocúmulos bajo las características en las que se envuelve este estudio. No obstante esta diferencia en el valor, lo más importante que se observa entre las curvas roja y negra es que tienen la misma variabilidad. Esto permite concluir dos cosas importantes: la metodología usada es correcta para el estudio de variabilidad, y que en base a las curvas de los términos A y B, se observó que una produjo calentamiento mientras que la otra enfriamiento, pero que es la acción conjunta de ambas la que modula el calentamiento durante la fase de desarrollo, y por tanto, ambas influyen en el calentamiento, y por tanto en la caída de la presión en superficie. A este punto es importante recordar que este resultado es específico para 33°S, y que como el corte consta de 100 puntos de grilla, incluir cada uno de los gráficos queda fuera de caso, pero algunos casos interesantes de observar, como por ejemplo el punto de 30°S, quedan expuestos en el Anexo A.

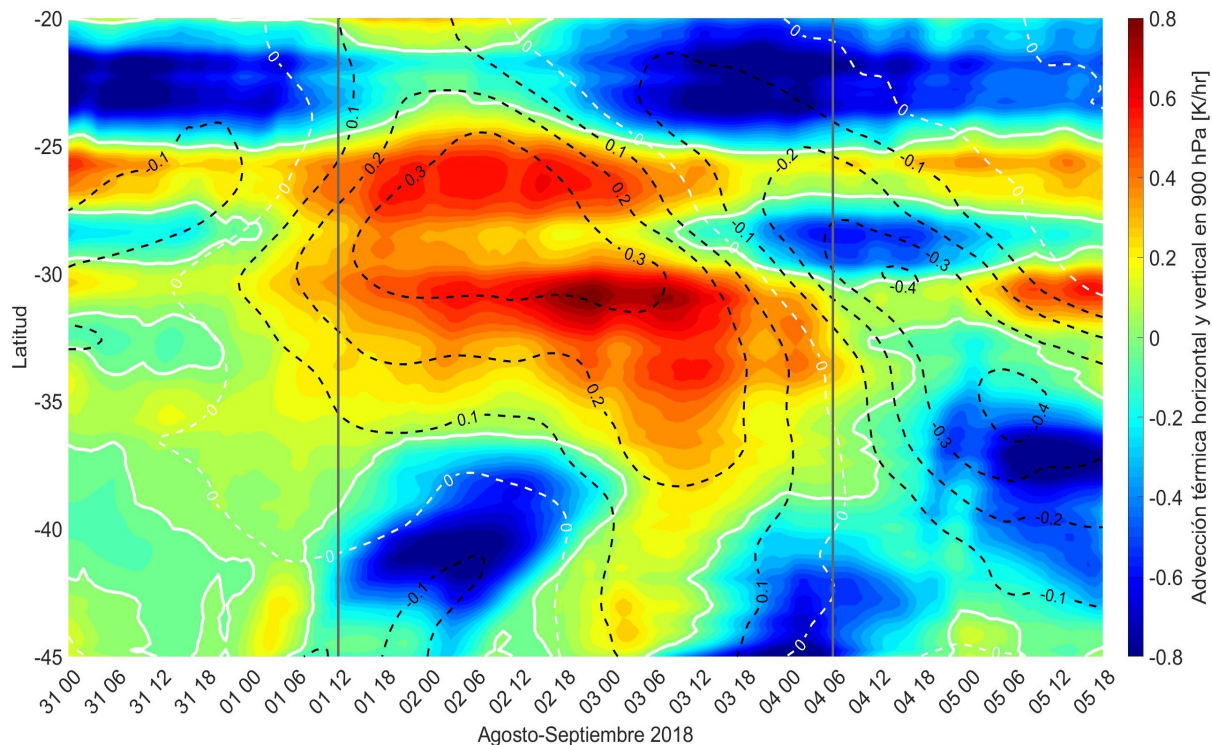


Figura 4.7: Diagnóstico de la advección térmica (lado derecho ecuación (4.2)) en nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, y calentamiento horario observado (lado izquierdo ecuación (4.2)), que corresponde a los contornos punteados cada 0.1 K/hr.

En la figura (4.6) se incluyeron además las advecciones térmicas horizontales de cada componente por separado, donde la celeste se atribuye a la advección zonal y la magenta a la meridional. En esta situación se observó que la advección zonal calentó, con valores tendiendo a cero, durante los primeros dos días de desarrollo de la BC, y entre el 3 de septiembre y hasta la culminación calentó hasta por 0.2 K/hr en la misma zona, mientras que la meridional enfrió solamente desde el comienzo del desarrollo, alcanzando un mínimo de -0.6 K/hr el 3, y luego decayó lentamente, tendiendo a cero, pasada la culminación. Pero este no es el caso para todo el corte estudiado ya que las advecciones de vientos horizontales y el gradiente termal tienen alta variabilidad a través del corte (ver Anexo A).

Los resultados de todo el corte usado se exponen en la figura (4.7), donde se tiene la suma de los términos A y B de la ecuación (4.2) en los contornos rellenos y la evolución temporal de la temperatura en nivel 900 hPa (lado izquierdo de la misma ecuación) en los contornos punteados. Al sur de 30°S se observa que durante toda la fase de desarrollo el diagnóstico del lado derecho es bastante consistente con lo mostrado para el punto en 33°S 72.5°O de la figura (4.6), donde si bien existe un valor sobreestimado de calentamiento de los términos A y B, las tendencias son muy similares entre sí, con máximos calculados que coinciden (con una diferencia de ~ 0.2 K/hr, nuevamente) con los observados, por ejemplo, a las 06Z del 3 de septiembre en 31 y 34°S. No obstante, entre 29 y 30°S esta relación se pierde, ya que se tiene que los términos A y B son de signo contrario a la observada, y luego, al norte de 28°S hasta 25°S, se vuelve a corregir la diferencia de signos. Esta pequeña discrepancia se asoció a al paso del corte oblicuo por sobre el continente (sector de Lengua de Vaca, Rahn et al.

2011), pero no será profundizado en este estudio.

En esta figura el suavizado espacial (temporal se mantiene) es menor que en el resto de las figuras porque era necesario destacar el cambio de signo experimentado en torno a 30°S . Esta característica nuevamente se puede explicar por la cercanía al continente, y será retomada en un análisis posterior. Se pudo concluir, entonces, que los resultados del diagnóstico del lado derecho son consistentes con el calentamiento que se experimentó durante la BC.

Considerada la buena reproducción del calentamiento a través de la ecuación (4.2), se procedió a analizar cada término por separado, estudiando no solo el comportamiento de cada uno de ellos frente a distintos escenarios, si no que también de las distintas variables que los conforman, específicamente las relaciones entre las advecciones horizontales y el calentamiento, y el movimiento vertical y estabilidad, en el nivel de 900 hPa.

4.2.1. Efecto de la advección térmica horizontal sobre el calentamiento local

Cada componente fue estudiada directamente al graficar la ecuación (4.2) ignorando el resto del lado derecho correspondiente. La figura (4.8) muestra el diagnóstico de la advección térmica horizontal en todo el corte para el nivel 900 hPa. Se observa que existió un enfriamiento durante toda la fase de desarrollo entre 30 y 35°S , con su respectivo máximo de enfriamiento entre 30 y 31°S , que parte con -0.2 K/hr a las 12Z del 2 de septiembre y llega hasta -0.7 K/hr el siguiente día a la misma hora.

Luego del mínimo, la temperatura siguió cayendo a una tasa promedio de -0.6 K/hr hasta un par de horas antes de la culminación, para finalmente anularse (0 K/hr) pero con una leve componente positiva en las horas siguientes. Se observa, además, que al comparar con la curva punteada (calentamiento horario), la variación de la advección horizontal genera un máximo en la caída de presión cuando además ocurrió el máximo calentamiento en la zona. En contraste, al norte de 30°S se observó que esta componente es bastante poco variable, donde lo más llamativo es un aporte leve (~ 0.1 K/hr) al calentamiento durante las primeras horas de desarrollo entre 25 y 30°S , y luego se experimentó una componente de enfriamiento, cerca de 28°S , de hasta 0.4 K/hr. Si se observa esta característica junto a la figura (3.22) se puede explicar su existencia producto del fuerte gradiente de viento meridional observado durante este período. La conclusión más importante de este análisis es que bajo la mirada del calentamiento horario en 900 hPa, la advección térmica horizontal aporta negativamente, enfriando considerablemente entre 30 y 33°S durante el desarrollo de la BC, por lo que se estimó que el calentamiento debió estar dominado por el término B de la ecuación (4.2), correspondiente a la advección vertical.

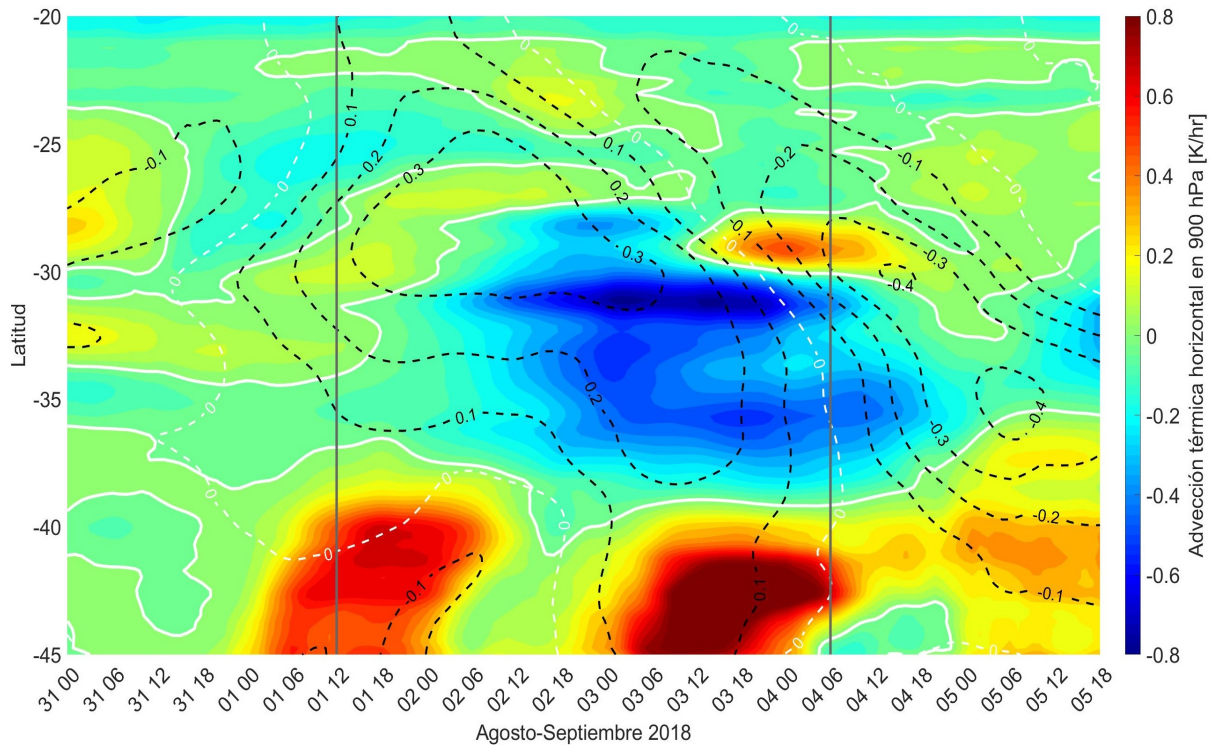


Figura 4.8: Diagnóstico de la advección térmica horizontal (término A de la ec. (4.2)) en nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, y calentamiento horario observado, que corresponde a los contornos punteados cada 0.1 K/hr.

4.2.2. Efecto de la advección térmica vertical sobre el calentamiento local

Para corroborar esta última hipótesis bastó con graficar la advección térmica vertical (término B de la ecuación (4.2)), lo que se muestra en la figura (4.9). Notar que tiene límites distintos en los contornos, puesto que con los anteriores se saturaba rápidamente.

En base a lo observado se constató que existe un calentamiento constante durante todo el período del estudio, pero que, al igual que para la advección térmica horizontal, el mayor cambio en la temperatura, en este caso producto de vientos verticales, se concentra entre 30 y 35°S. En detalle, se estimó que el calentamiento por el término B es similar en magnitud pero atrasado un par de horas con respecto al observado, con valores que se elevan a 0.1 K/hr a las 12Z del 1 de septiembre, y que crecen rápidamente hasta 0.3 K/hr en 24 horas, en contraste a los 0.1 K/hr observados el 31 de agosto y el contorno de 0.3 K/hr visto a inicios del desarrollo.

Luego, a partir del 2, el calentamiento del término B sigue creciendo, llegando a un máximo por sobre los 1.3 K/hr alrededor de los 31-32°S el 3 a las 12Z. Este máximo ocurre a la par con el de la componente horizontal que marcó -0.7 K/hr en la misma zona y período. Por otro lado, por 25°S la componente vertical alcanzó un máximo de aproximadamente 0.4 K/hr durante la tarde del 2 de septiembre. Este valor es solamente 0.1 K/hr mayor que el observado, y con una diferencia menor entre 26 y 30°S, donde tiene un valor de 0.35 K/hr.

Cabe recordar que la figura (4.8) mostró una leve tendencia al calentamiento, de 0.1 K/hr, en este período producto de la advección horizontal.

Sin duda el calentamiento ilustrado en el lado izquierdo de la ecuación (4.2) y reflejado en los contornos punteados de la figura (4.9) es modulado por el movimiento vertical de vientos, término cual incluso sobreestima el valor observado hasta 0.9 K/hr en zonas donde se experimentó la máxima caída de la presión superficial. Al mismo tiempo, la componente horizontal es la encargada de enfriar todo este proceso (frente a los altos valores producidos por la vertical), y aporta positivamente hacia el norte de 30°S.

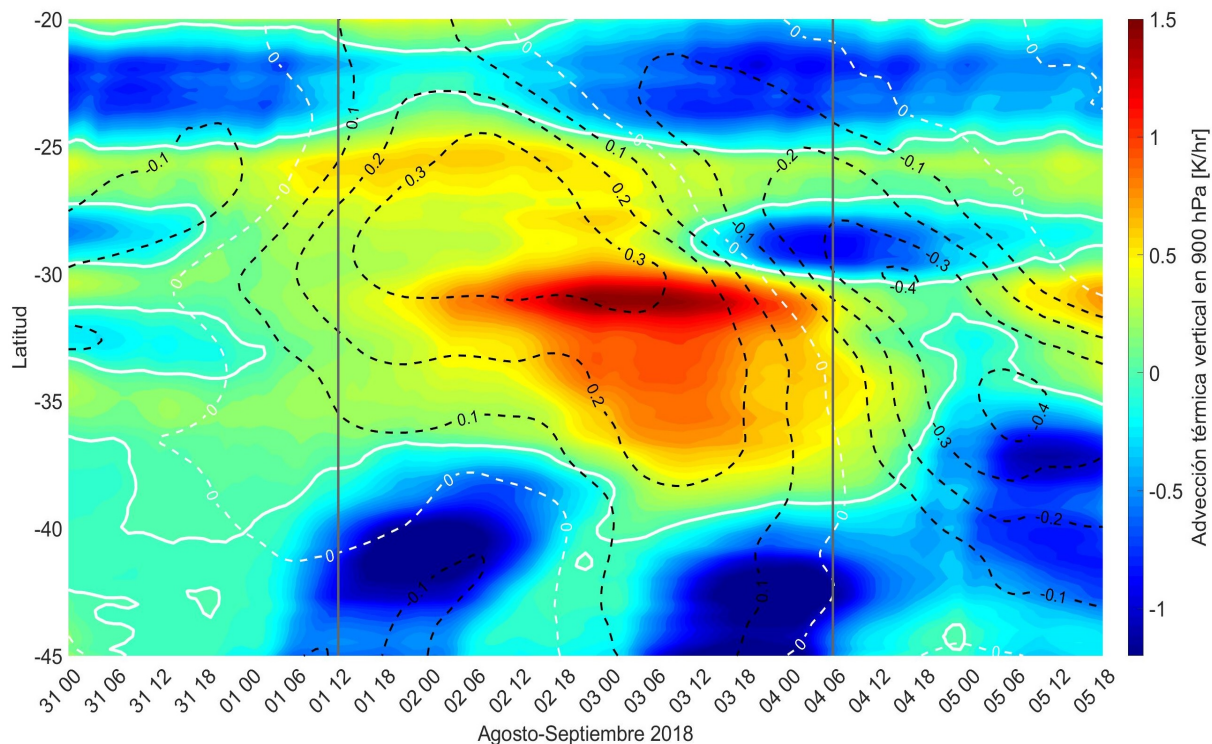


Figura 4.9: Diagnóstico de la advección térmica vertical (término B de la ec. (4.2)) en nivel 900 hPa en contornos rellenos cada 0.05 K/hr, y calentamiento horario observado, que corresponde a los contornos punteados cada 0.1 K/hr.

4.2.3. Detalle de la componente vertical

Para entender mejor el calentamiento producto de la advección vertical se planteó estudiar las dos variables que lo conforman, que son la velocidad vertical y la estabilidad. En la figura (4.10) se muestra el diagnóstico del término B de la ecuación (4.2) en su forma normal, como también producto de exclusivamente la variación en la estabilidad ($\partial\theta/\partial p$) o del movimiento vertical (ω), para el nivel 900 hPa y en el punto específico de 33°S del corte (mismo método usado en sección (4.1)). Para estimar la estabilidad se consideró la diferencia del geopotencial de los niveles más cercanos al de 900 hPa disponibles de los datos de reanálisis, que son el de 925 y 875 hPa, ya que al diferenciar estos datos se obtiene un estimado de dicha variable en al nivel 900 hPa. La curva roja representa el término B completo, mientras que la negra

es el lado izquierdo de la ecuación (4.2). Comparativamente, la curva azul, que representa el término B considerando la variabilidad de la velocidad vertical y con la estabilidad como un término constante, es mayormente idéntica a la curva roja. Esto quiere decir que el término B pareciera estar completamente dominado por el movimiento vertical en esta zona. Del mismo modo, la curva verde, asociada ahora a la variabilidad de la estabilidad, se mueve durante todo el desarrollo de la BC entre 0.3 y 0.4 K/hr de manera muy lenta (baja variabilidad). La estabilidad es una variable que no debe experimentar mucho cambio en la fase tardía del desarrollo puesto que el geopotencial tiene su mayor variabilidad, como fue expuesto anteriormente, antes de esta fase. Por esto, se concluye que la variabilidad en el término B, de advección térmica vertical, se asocia al movimiento vertical durante la fase de desarrollo de la BC.

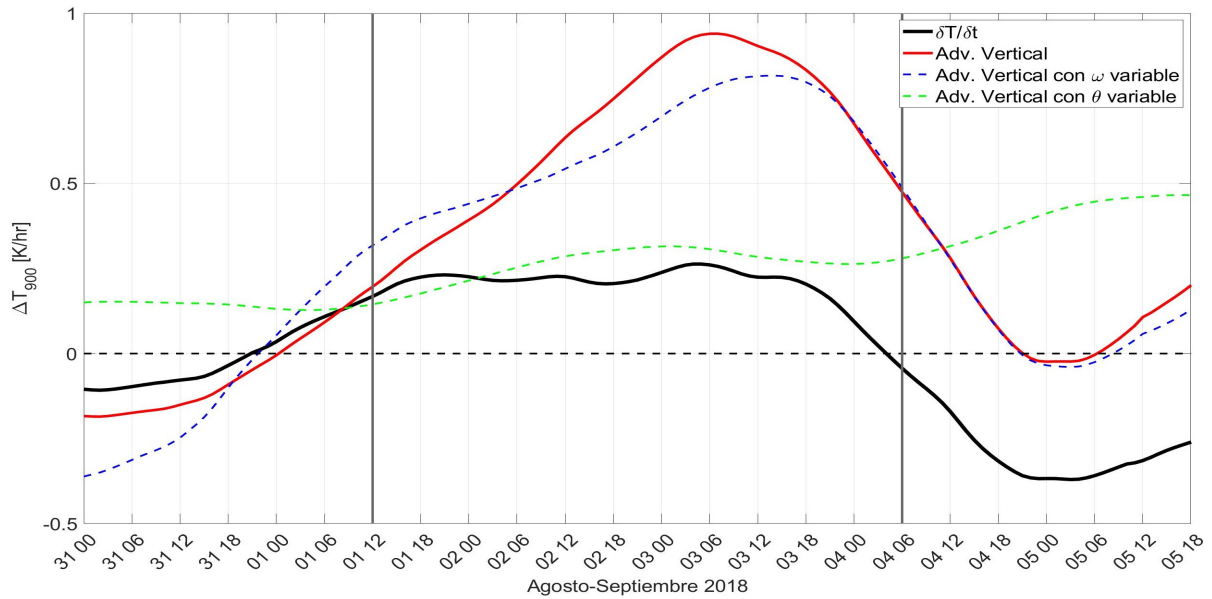


Figura 4.10: Diagnóstico del término asociado a advección térmica vertical, con velocidad vertical y estabilidad en nivel 900 hPa para 33°S 72.5°O. En negro se muestra el calentamiento horario, en rojo se muestra la advección térmica vertical. En azul se muestra el término B cuando se mantiene constante la estabilidad y la velocidad vertical variando, y en verde lo contrario.

En base a este resultado se buscó diagnosticar la ecuación (4.2) usando solamente el cambio asociado al viento vertical, pero ahora en todo el corte. Esto se tradujo en que se calculó esta ecuación usando el término de advección horizontal con valor nulo y la variable de estabilidad ($\partial\theta/\partial p$) con un valor constante en el tiempo, asociado al valor promedio del período en cada punto. El resultado de esto se encuentra en la figura (4.11).

Observando esta imagen se concluyó finalmente que este evento de BC experimentó un aumento constante de la temperatura en torno a los 33°S durante la fase de desarrollo en el nivel 900 hPa producto de la variabilidad de los vientos horizontales y verticales, donde el primero se encarga mayoritariamente de enfriar los excesos de calentamiento producidos por el segundo, tal y como se había especulado anteriormente.

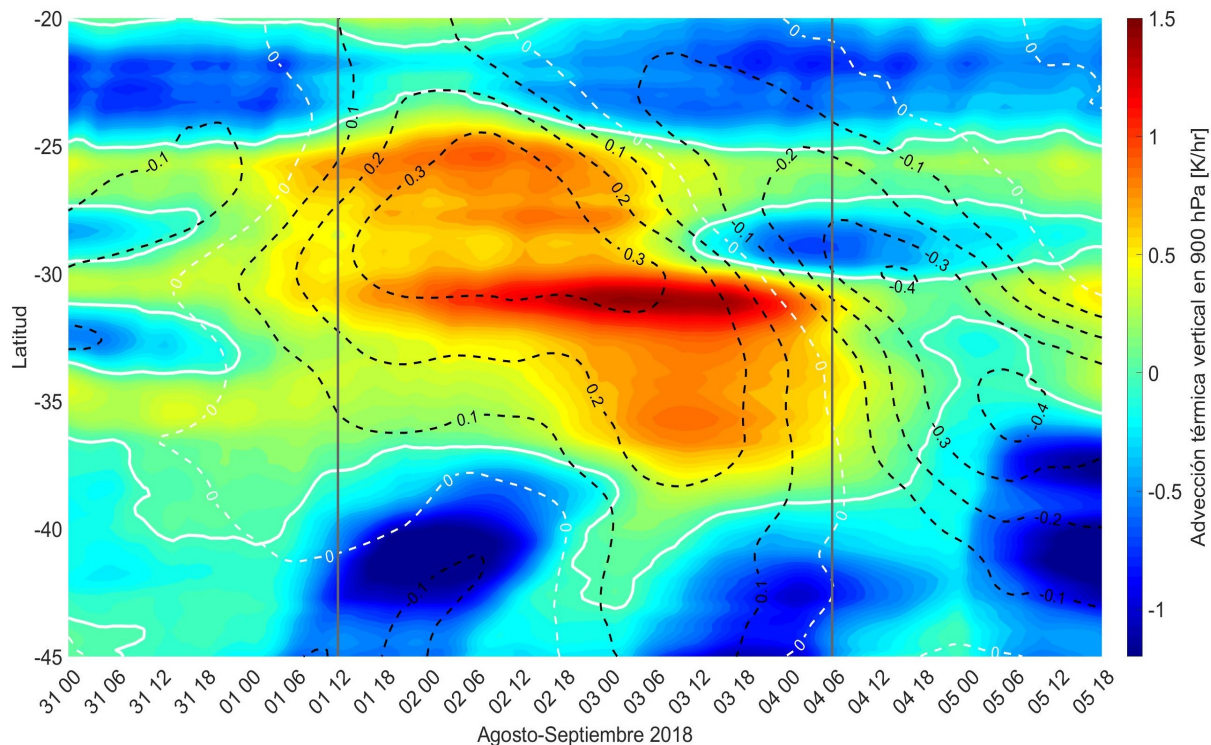


Figura 4.11: Advección térmica vertical (término B de la ec. (4.2)) en nivel 900 hPa, considerando velocidad vertical variable y estabilidad constante, en contornos rellenos cada 0.05 K/hr. Los contornos punteados corresponden al calentamiento horario cada 0.1 K/hr.

4.3. Ecuación de Continuidad

Como se concluyó que la advección horizontal está enfriando y la advección vertical es la principal causante del calentamiento en el nivel de 900 hPa, el siguiente paso consistió en estudiar la velocidad vertical que produce la advección térmica y cómo esta se ve afectada frente a los cambios en los vientos horizontales debido a la continuidad de masa. Esto se resumió en el estudio de la ecuación de continuidad para fluidos, donde al pasar a coordenadas isobáricas y considerando que la diferencia finita de los cálculos es lo suficientemente chica, la ecuación (2.3) se logra resumir en la expresión:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)_P = -\frac{\partial \omega}{\partial p}, \quad (4.3)$$

donde el lado izquierdo representa la divergencia horizontal en el nivel "P"(isobárico) a través de las divergencias horizontales individuales (zonal y meridional) calculadas mediante diferencia finita, mientras que el lado derecho, que representa el gradiente vertical de velocidad, se calcula en base a la menor separación de niveles de datos encontrados, como por ejemplo para el nivel 900 hPa se usaron los datos de las capas 875 y 925 hPa. Esta igualdad indica que la divergencia horizontal de vientos, en niveles constantes de presión, debe igualarse al negativo de la divergencia vertical de viento sobre el mismo nivel.

Bajo esta perspectiva, en la figura (4.12) se muestra el diagnóstico de la ecuación (4.3) para el punto específico de 33°S 78°O, donde las curvas principales a comparar son la negra y la verde. La curva negra representa la suma de las divergencias zonales y meridionales de viento (divergencia horizontal) y la verde es la divergencia vertical con el signo opuesto. Las curvas rojas y azul representan las divergencias zonal y meridional, respectivamente. A simple vista, las curvas negra y verde tienen una correlación muy buena, sin embargo, durante la fase de desarrollo la curva de divergencia horizontal es desde 0.1×10^{-4} y hasta $0.4 \times 10^{-4} s^{-1}$ más baja que la de divergencia vertical. Este error se puede explicar dado que la diferencia finita no reduce la distancia de cálculo a cero, por lo que se pueden esperar errores asociados al valor teórico esperado. No obstante el posible error del cálculo, este patrón se repite en variadas localidades (Anexo A) de manera sistemática, por lo que se puede considerar que las curvas efectivamente reproducen lo esperado para la ecuación (4.3).

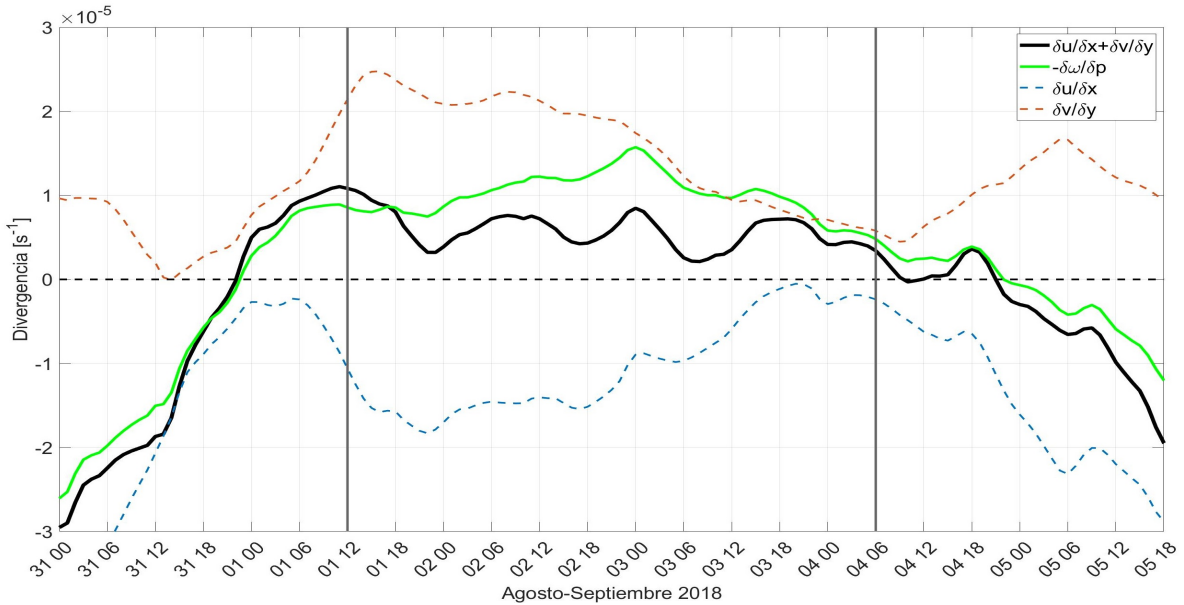


Figura 4.12: Diagnóstico ecuación continuidad en punto 33°S 72.5°O en nivel 900 hPa. En negro se muestra el lado izquierdo de la ecuación (4.4) referente a la divergencia horizontal de vientos, en azul se muestra la divergencia zonal y en rojo la meridional, mientras que en verde se muestra la divergencia de viento vertical. Todas las curvas en unidades de s^{-1} .

Este resultado se expande a todo el perfil de estudio y se muestra en la figura (4.13). Los resultados de velocidad vertical en esta sección son mostrados en Pa/s, a diferencia de la figura (3.23) que está en m/s. Además, como para tener una mejor visualización de estas variables se usaron más contornos de lo normal, el suavizado es distinto al usado en la figura de viento vertical anteriormente mencionada.

Lo primero a observar es que el resultado concluido de la figura (4.12) se puede expandir de buena manera a todo el perfil de estudio. Esto quiere decir que la suma de las divergencias horizontales y verticales de viento suman cero en casi todo el dominio mostrado, especialmente dentro de la fase de desarrollo (que está marcada por las líneas grises verticales), donde los contornos punteados (divergencia vertical) siguen de muy buena manera los cambios de color (signo) de los contornos rellenos (divergencia horizontal). Además, en la figura (4.13)

se observa que la mayor divergencia horizontal ocurre simultáneamente con los peaks de velocidad vertical observados en la figura (3.23) y que se reflejan en los contornos punteados. Este resultado es importante ya que nos indica que la divergencia horizontal de vientos tiene una relación directa con el movimiento vertical.

Además de que se pudo encontrar una buena correlación entre la divergencia horizontal y los movimientos verticales observados durante la BC, la primera variable también se puede usar para estimar la velocidad vertical de manera directa a través del método cinemático, y este resultado nos permite conectar finalmente la caída de presión en superficie con la velocidad vertical en el nivel 900 hPa a través de todos los estudios previamente realizados.

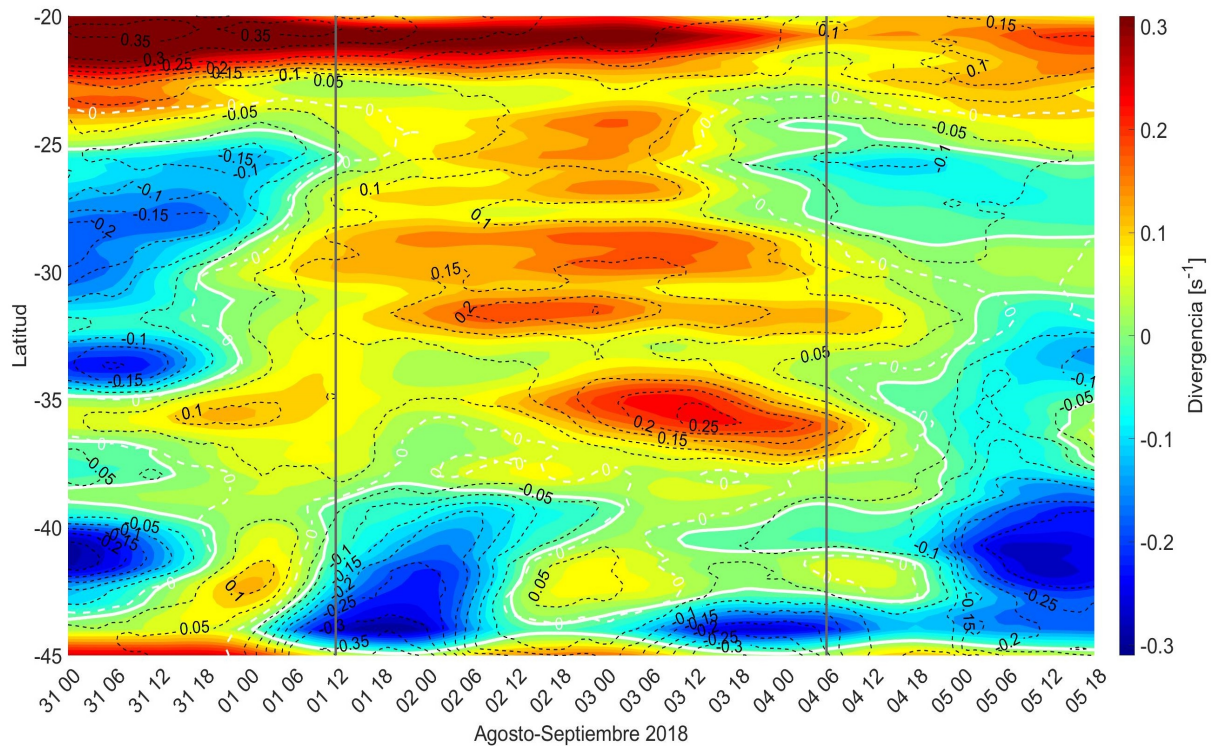


Figura 4.13: Diagnóstico de los cálculos realizados con la ecuación de continuidad en nivel 900 hPa. Contornos rellenos corresponden a la divergencia horizontal de vientos (lado izquierdo de la ecuación (5.3)) y están cada 0.025 s^{-1} , y los contornos punteados corresponden a la divergencia vertical de viento (lado derecho de la ecuación (5.3)) y están cada 0.1 s^{-1} . Ambas curvas fueron calculadas con la metodología señalada en (2.2.2).

4.3.1. Diagnóstico y cálculo de la velocidad vertical a través del método cinemático

En base a la ecuación de continuidad, expresada en coordenadas isobáricas, se puede calcular la velocidad vertical asociada a la divergencia horizontal de un nivel de altura geopotencial en específico a través del método cinemático. Este cálculo se deriva directamente al integrar la velocidad vertical con respecto a la presión usando un nivel de presión de referencia del cual se tenga un valor de velocidad vertical. El resultado de esta integración se expresa de la forma:

$$\omega(p) = \omega(p_0) - \int_{p_0}^p \nabla_P \cdot \vec{u} dp, \quad (4.4)$$

donde el término $\omega(p)$ corresponde a la velocidad vertical en Pa/s en el nivel deseado, $\omega(p_0)$ es la velocidad vertical en el nivel de referencia (se elige a nivel de mar puesto que es nula) y la integral se compone de dos integrales separadas dado que $\nabla_p \cdot \vec{u}$ se separa de manera cartesiana en $\partial u / \partial x + \partial v / \partial y$. Este procedimiento es muy sensible a errores en el cálculo de las divergencias horizontales, por lo que en general no contempla buenos resultados en inferir la velocidad vertical en base a datos observacionales. Sin embargo, dado que se están usando datos de reanálisis para este estudio, de igual manera se puede considerar que este método sirve como un primer acercamiento al efecto de la divergencia horizontal a los movimientos verticales.

Como se hizo anteriormente, las variables se ajustaron para el nivel de 900 hPa y con referencia en el nivel de mar, con lo que se procedió a calcular la integral de manera discreta puesto que se sumaron directamente los aportes de las capas de la forma:

$$\sum_{p_0}^p H_P \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_P, \quad (4.5)$$

donde H corresponde a la diferencia de presión entre el nivel P y su inferior, siendo estos los niveles geopotenciales: nivel de mar, 1000, 975, 950, 925 y 900 hPa. Los resultados de este cálculo se muestran en la figura (4.14), donde además se contrastan con los valores de ω de reanálisis para así validar los cálculos realizados.

Visualmente se logra apreciar que si bien los contornos punteados no encajan perfectamente, especialmente los primeros y últimos días del estudio (31, 1, 5 y 6 de septiembre), durante la fase de desarrollo logran recuperar de buena forma la curva punteada (entre 30 y 35°S) que representa el campo de velocidad vertical de los datos de ERA5. Los contornos asociados al máximo de velocidad a las 18Z del 3 en torno a los 35°S son los que mejor funcionan, con una diferencia de no más de 0.03 Pa/s, pero tienen estructuras muy similares. Por otro lado, al norte de 30°S y en general fuera de las zonas donde ocurren los máximos, estos cálculos distan levemente de los datos crudos de ERA5 y no se logra observar que los contornos rellenos puedan superponerse perfectamente con los punteados, incluso considerando la diferencia de niveles mostrados entre cada variable.

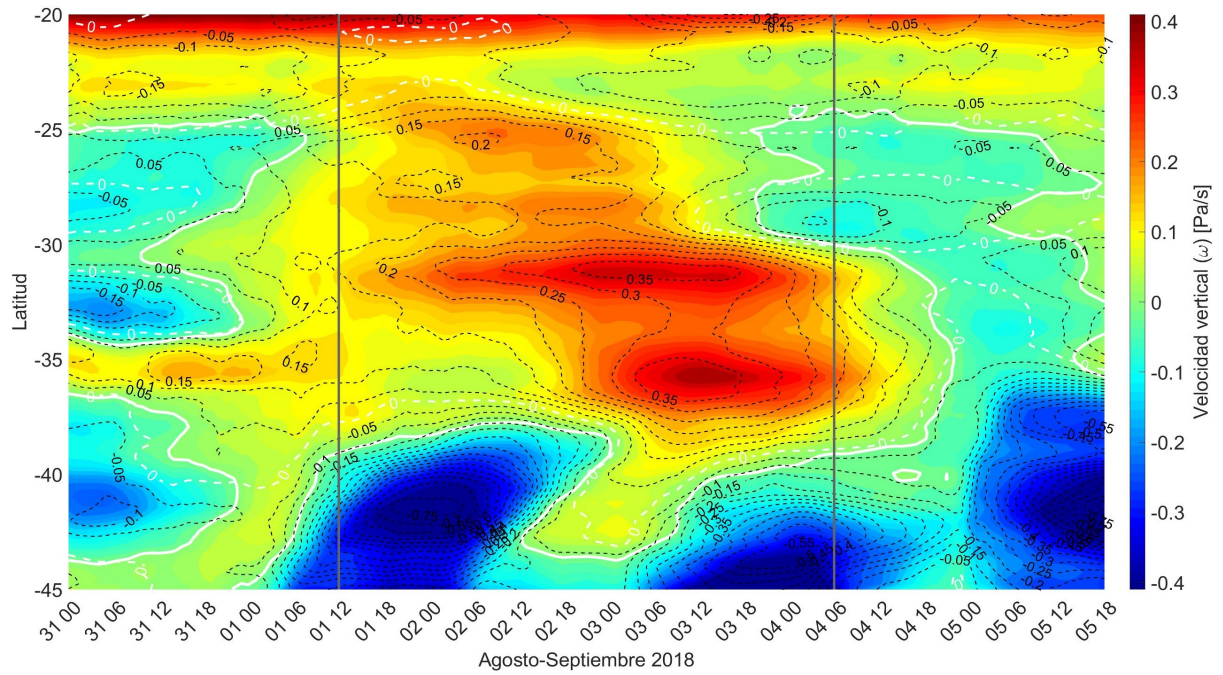


Figura 4.14: Validación de cálculos del método cinemático. Contornos rellenos corresponden al cálculo de ω cada 0.02 hPa/s y los contornos punteados corresponden a ω del reanálisis cada 0.05 hPa/s. Ambos en el nivel 900 hPa.

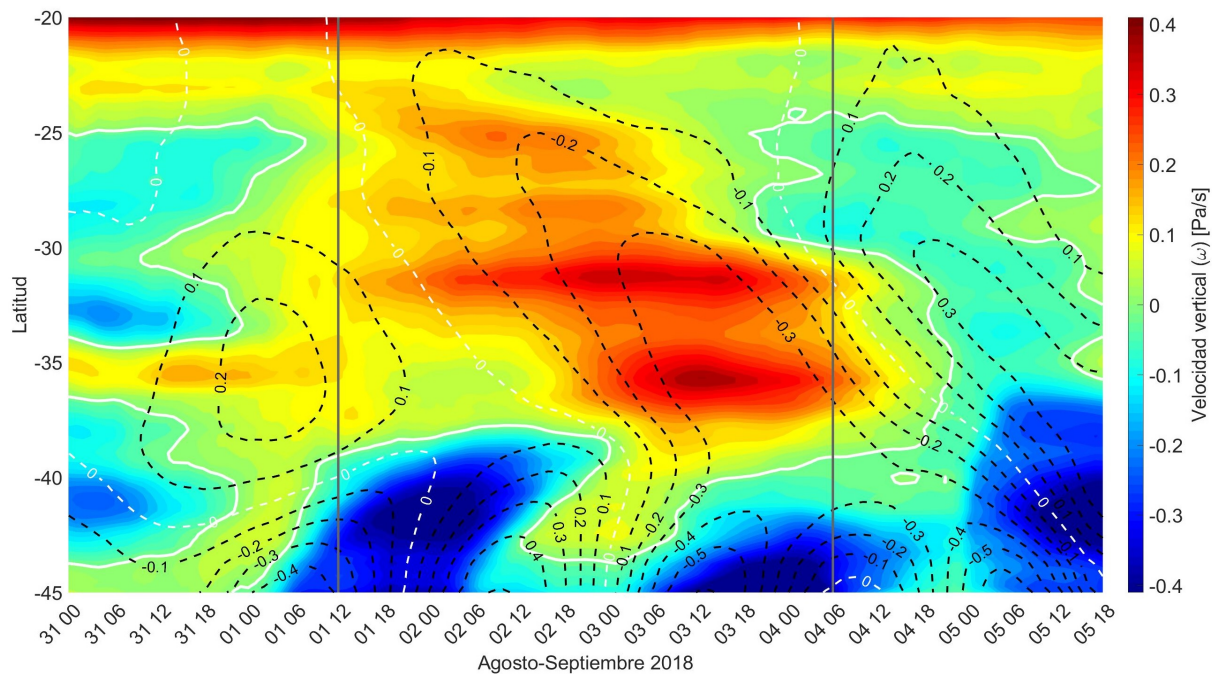


Figura 4.15: Campo de ω en 900 hPa calculado. Los contornos rellenos corresponden a la velocidad vertical cada 0.02 Pa/s y los contornos punteados representan el la variación horaria de la presión a nivel de mar cada 0.1 hPa/hr de la figura (3.17)

No obstante esto y considerando además los problemas que tiene este método en reproducir la velocidad vertical en base a datos de vientos horizontales, la subsidencia bien marcada dentro de la fase de desarrollo, con peaks en 30 y 35°S, se reprodujo fehacientemente con los cálculos realizados a través del método cinemático, y fuera de dicha zona los errores son menores, por lo que se concluye que este método es adecuado para un estudio más detallado de la velocidad vertical, puesto que los errores esperados no deberían suponer cambios sustanciales en la subsidencia mostrada en la zona en general, y menos en las zonas donde ocurren los máximos.

Para concluir, y de manera ilustrativa, la figura (4.15) muestra la velocidad vertical calculada a partir del método cinemático sobre un esquema resumido del comportamiento de la variación horaria de la presión a nivel de mar. Esta figura nos ayuda a recordar que durante los momentos en que la presión tiende a bajar (contornos punteados negros) se logró apreciar una subsidencia reforzada, donde además se alcanzó la máxima subsidencia cuando la presión experimentó la mayor tasa de caída entre el 2 y el 4 de septiembre, con peaks de un poco más de 0.4 Pa/s entre la noche del 2 y la tarde del 3 específicamente en las zona de 31 y 36°S.

4.3.2. Efecto de las componentes zonal y meridional de la divergencia horizontal sobre el cálculo de la velocidad vertical

Dado que a través del método cinemático se pudo dar un primer acercamiento a la relación entre la velocidad horizontal de vientos y el movimiento vertical en una zona específica, el paso final de este estudio fue separar la velocidad horizontal, i.e., la integral de la ecuación (4.4), en sus dos componentes y estudiar el efecto de cada una de ellas sobre el valor de la velocidad vertical, mostrando así cuál de las dos divergencias, zonal o meridional, tuvo mayor injerencia sobre el aumento observado en la subsidencia durante la BC. Para ello sencillamente se calculó cada integral por separado (ya que H es igual para las dos variables), donde en cada componente se hizo la discretización con los niveles usados anteriormente. Con esto se generaron nuevas figuras para la velocidad vertical que luego pudieron ser comparados con los valores de la figura (4.14).

En las figuras (4.16) y (4.17) se muestran los resultados de la estimación de la velocidad vertical a través del método cinemático pero considerando las componentes de la divergencia horizontal por separado. Esto muestra el comportamiento que tiene la velocidad vertical producto ya sea de la divergencia zonal, en la figura (4.16) y meridional (4.17) de vientos. Al observar estas figuras se notó la existencia de una distinción por zonas en el comportamiento de ω en 900 hPa, donde se ve que la divergencia de la componente zonal produjo subsidencia durante toda la fase de desarrollo entre 20 y 33°S, y también desde 33°S hasta 36°S pero solamente dos días antes de la culminación, mientras que entre 25 y 30°S generó ascenso en los días previos al desarrollo de la BC, además de también hacerlo hacia el sur de 33°S durante la mayor parte del período estudiado. Por otro lado, para la componente meridional se tuvo lo contrario: existió subsidencia desde 30°S hacia el sur en la generalidad del período y hacia el norte hasta 1 día después del inicio del desarrollo de la BC, desde donde luego se observó subsidencia discontinuada entre 23 y 25°S y luego entre 26 y 30°S, y hasta varios días después en la fase de término.

Con estos primeros resultados se concluyó que separar latitudinalmente el área de estudio a los 30°S ayudaría en la comparación de los efectos de cada una de las componentes de la divergencia horizontal, puesto que en dicha latitud (para la componente zonal es un poco más complicado, pero se puede aproximar a esto) se puede observar que la velocidad vertical cambia de signo en ambas componentes de la divergencia horizontal. Además, en ambas figuras se logró apreciar que al norte y sur de 30°S (no ocurren simultáneamente) hubo un cambio de signo en el movimiento vertical entre antes y después del inicio de la fase de desarrollo (línea gris de la izquierda), característica que también se usó para distinguir distintos grupos de datos para comparar el comportamiento de ambas componentes. Con todas estas consideraciones destacaron entonces cuatro áreas de estudio (recuadros lilas y verdes) que sirven para una comparación entre componentes de la divergencia horizontal que se caracterizaron por mostrar el período pre y durante el desarrollo que serán explicadas en detalle más adelante.

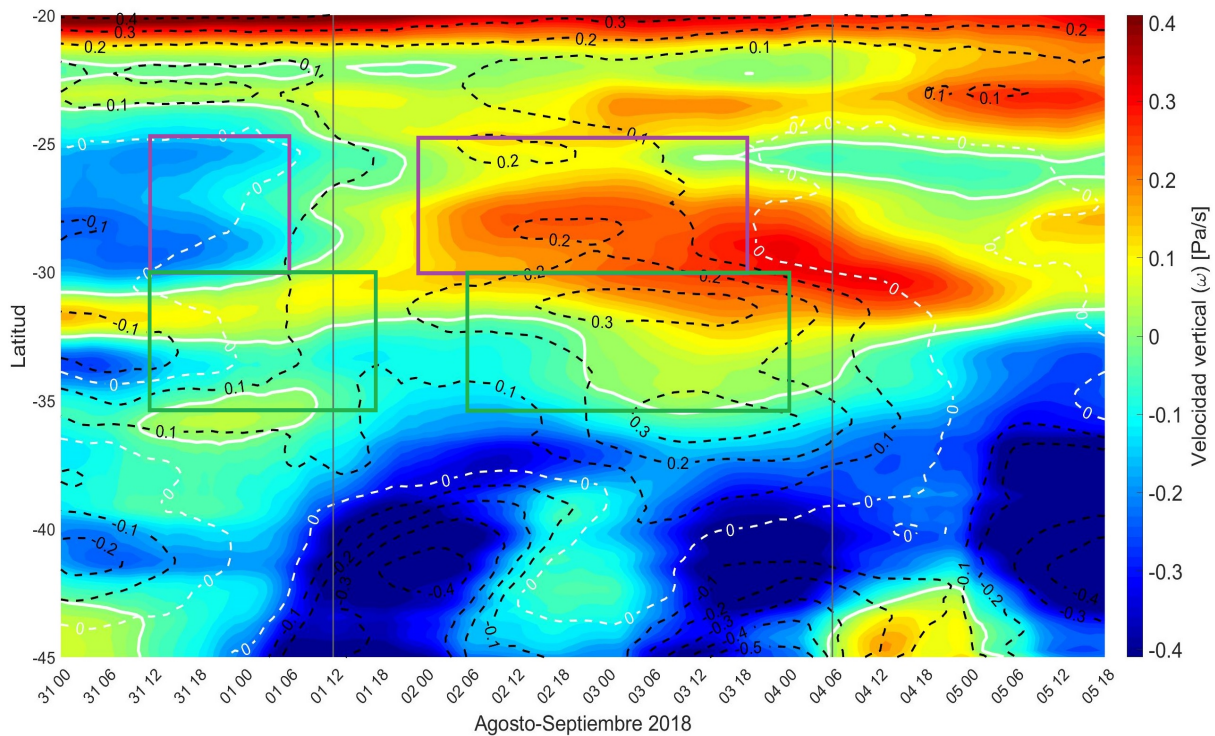


Figura 4.16: Cálculo de ω en 900 hPa a través del método cinemático considerando solamente la divergencia zonal ($\partial u/\partial x$). Los contornos rellenos corresponden al cálculo de la velocidad vertical cada 0.02 Pa/s y los contornos punteados representan el la variación horaria de la presión a nivel de mar cada 0.1 hPa/hr. Los recuadros sólidos de color verde y lila son las áreas designadas para las comparaciones del comportamiento de ω .

Volviendo específicamente a la figura (4.16) se observa que el viento del este induce subsidencia previo a la fase de desarrollo entre 31 y 32°S de incluso 0.2 Pa/s, pero que en el resto de la extensión latitudinal estudiada (entre 25 y 37°S) se indujo mayoritariamente ascenso, con intensidad muy similar. El ascenso inducido entre 25 y 30°S se volvió progresivamente nulo a medida que se aproximaba el 1 de septiembre, para luego adquirir valores positivos correspondientes a subsidencia. Estos valores aumentaron rápidamente, cambiando su valor promedio de 0 a 0.1-0.25 Pa/s en un día (línea gris vertical como tiempo cero), dependiendo

de qué tan al norte se observen las curvas (cerca de 25°S es menos intenso, por tanto llegó a menor valor). Además, luego de iniciado el desarrollo, la subsidencia observada entre 31 y 32°S también tiende a aumentar en intensidad pero de manera más tardía, con un desfase de hasta 1 día con respecto a latitudes superiores, y alcanzó a tomar valores de entre 0.2 a 0.25 Pa/s y que perduraron en promedio hasta 12 horas luego de la culminación. Finalmente, se observó que durante los dos días previos a la culminación, entre 32 y 35°S, donde antes había una subsidencia leve pero continua, hubo un cambio de signo y se experimentó subsidencia, la cual logró marcar valores que alcanzaron entre 0.1 y 0.15 Pa/s.

Esto indicó, bajo un primer acercamiento, que la componente zonal de la divergencia se encargó de generar subsidencia al norte de 30°S durante la fase de desarrollo. Además, al comparar los valores máximos de ω vistos en la figura (4.14) se puede señalar incluso que es esta variable la que dominó en la estimación de ω puesto que los valores entre figuras en esta zona en particular son muy similares. No obstante se observó esta clara dominancia sobre la estimación en esta zona, se pudo concluir que esta componente no logra reproducir específicamente los máximos de ω vistos, y la ubicación de estos es importante para la caracterización sinóptica de la BC. Esto quiere decir que si bien la divergencia zonal de vientos tiene un rol importante en la generación de subsidencia entre 25 y 30°S, sin la divergencia meridional no se puede reproducir fehacientemente el comportamiento del movimiento vertical a través del método cinemático.

Recordando el máximo de viento zonal observado en la figura (3.21) que se observó a las 12Z del 3 de septiembre se puede hacer una suposición de que está ligado al cambio de signo en el movimiento vertical que se ve al sur de 32°S en la figura (4.16). Esta característica de máximo de viento zonal está asociada a una clara mayor divergencia en dicha dirección en esta zona, puesto que 24 horas antes existía viento con dirección oeste. Sin embargo, al observar el resto de la figura (3.21) no se puede generalizar acerca de la máxima intensidad de viento (y su respectiva divergencia) y su correlación con una máxima velocidad vertical en la estimación con dicha componente, puesto que la figura (4.16) muestra que el máximo en ω ocurre a las 00Z del 4 de septiembre entre 28 y 29°S, lugar y hora donde incluso se logró observar una divergencia de signo contraria a la experimentada a las 12Z del 03 al sur de 32°S.

Por otro lado, la figura (4.17) muestra los mismos resultados pero ahora considerando la componente meridional. Lo primero a destacar es que, comparada con la figura anterior, al norte de 30°S los contornos están invertidos, donde previo a la fase de desarrollo se observa que existió subsidencia a lo largo de todo el perfil de estudio, salvo las primeras 6 horas del 31 de agosto justo al sur de 30°S, donde existió ascenso de hasta 0.3 Pa/s. Los valores de esta subsidencia en general son en promedio de 0.075-0.125 Pa/s, con máximos notorios en 29 y 35°S que llegan incluso sobre 0.3 Pa/s.

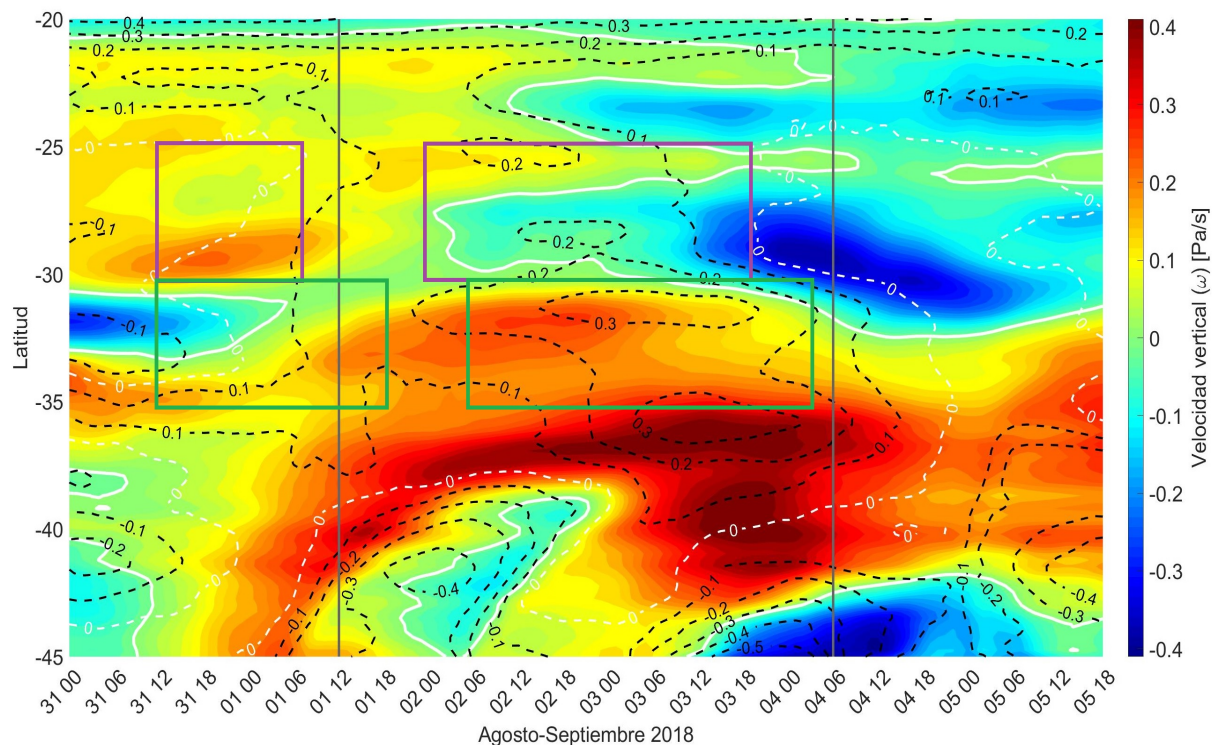


Figura 4.17: Cálculo de ω en 900 hPa a través del método cinemático considerando solamente la divergencia meridional ($\partial v/\partial y$). Los contornos rellenos corresponden al cálculo de la velocidad vertical cada 0.02 Pa/s y los contornos punteados representan el la variación horaria de la presión a nivel de mar cada 0.1 hPa/hr. Los recuadros sólidos de color verde y lila son las áreas designadas para las comparaciones del comportamiento de ω .

Una vez iniciada la fase de desarrollo, la subsidencia es reforzada, pero para esta componente de la divergencia es en la parte sur del dominio, es decir, de 30°S hacia el sur. Además, se observa que hubo dos máximos en la subsidencia bien marcados; el primero ocurre entre 31 y 34°S durante la tarde del 2 y la mañana del 3 de septiembre, llegando a valores cercanos a los 0.3 Pa/s. Cabe notar que, si bien ocurrió recién iniciada la fase de desarrollo, el aumento no fue tan súbito dado que también existía subsidencia previo a la fase de desarrollo, y si comparamos con la línea vertical gris, este máximo se traduce en un aumento de unos 0.05-0.075 Pa/s en 24 horas; el segundo ocurrió entre 36 y 37°S, por lo que está en concordancia con uno de los máximos observados de velocidad vertical.

También se observa que durante el 4 de septiembre la subsidencia incluso se extendió al sur de 40°S, pero esta condición no será estudiada ya que se ubica muy al sur y puede ser afectada por características o eventos que no han sido considerados en este estudio. Además, en general se logra observar que hubo una mayor intensidad en la subsidencia en la parte inferior que la superior, lo que también ayuda a explicar por qué la subsidencia cesó 12 horas antes en el norte que en el sur.

Finalmente, la componente meridional también indujo un leve ascenso de entre 0.05 y 0.1 Pa/s, y que aumentó drásticamente, hasta un poco más de 0.4 Pa/s, a lo largo de la fase de desarrollo, en latitudes entre 23 a 25°S y 26 a 30°S, a diferencia de la componente zonal que

en ningún momento ni lugar reforzó dicha dirección en el movimiento vertical. Esta característica se contrapone incluso a lo observado en la figura (4.16), donde marcaba una clara subsidencia producto de la divergencia zonal. La existencia de este ascenso en la zona norte impide generalizar sobre la idea de que la divergencia zonal está encargada de lo que pase sobre la velocidad vertical al norte de 30°S y de que la meridional lo está al sur de 30°S, ya que claramente existen interacciones más complicadas, y distintas entre sí, en los diferentes recuadros propuestos para este estudio.

Con todas estas características en mente, para poder concretar las conclusiones acerca de cómo afectó cada una de las componentes se hizo necesario un análisis más detallado de los valores que genera cada una a través del método cinemático. En los recuadros lila y verde se procedió a calcular el promedio de la velocidad vertical de tal manera que la diferencia de dichos valores, para los recuadros de un mismo color, fuese representativo de los cambios experimentados al iniciarse el desarrollo.

Para ello, para las zonas durante el desarrollo, los recuadros se centraron en los tiempos en que se vio la mayor caída de presión, pero utilizando una extensión temporal similar para así mantener consistencia en los promedios usados, mientras que los recuadros representativos de los momentos previos al desarrollo fueron creados considerando la línea en que la presión a nivel de mar tuvo un cambio de signo negativo a positivo (blanca entrecortada), ya que es un indicativo más preciso, según latitud, de cuándo empieza la fase de desarrollo en cada punto. Esta separación espacial y temporal permitió, tanto al norte como al sur de 30°S, asegurar que estamos viendo una fase pre-desarrollo y la fase de desarrollo en sí, por lo que al calcular la diferencia simple de estos promedios en cada figura se obtuvo el cambio de ω en cada zona considerando solo una de los dos componentes de la divergencia horizontal.

En la tabla (4.2) se muestran resumidos los valores calculados de la diferencia entre los recuadros del mismo color, donde además de incluir la separación por componente a través de los resultados de las figuras (4.16) y (4.17), se adjunta también el aumento de la subsidencia observado en la figura (4.15) separado en el norte y sur de 30°S para así tener una base comparativa. Todos estos datos de diferencia de valores promedio son mostrados en un formato de diferencia simple, en Pa/s, acompañados del porcentaje que representan frente al valor comparativo de la figura (4.14).

Tabla 4.2: Cambios generados en el cálculo de velocidad vertical en 900 hPa (ω_{900}) por ambas divergencias, y su porcentaje sobre el cambio original.

Área de estudio	Cambio Original	Por $\partial u/\partial x$	Por $\partial v/\partial y$
Norte de 30° (Lila)	0.19 Pa/s	0.24 Pa/s (126.65 %)	-0.05 Pa/s (-78.96 %)
Sur de 30° (Verde)	0.18 Pa/s	0.04 Pa/s (21.53 %)	0.14 Pa/s (78.46 %)

Comparando con el cambio basal, se observa que el sector superior, al usar ambas divergencias en el cálculo, tuvo una leve sobreestimación, siendo en promedio 0.01 Pa/s mayor que dicho valor basal. Además, en general se aprecia que en todo el dominio el inicio de la fase de desarrollo es indicativo de refuerzo en la subsidencia en el nivel 900 hPa. Este resultado es el esperable para movimientos verticales y está en concordancia con lo visto en la sección (3.2.2.3).

Observando solo la componente zonal de la divergencia horizontal ($\partial u/\partial x$), es decir, la tercera columna de resultados, tenemos que el cambio en la velocidad vertical de viento en el sector superior se eleva a 0.239 Pa/s, lo que representa un 126.65% del aumento de ω , mientras que esta misma componente alcanza solamente 0.038 Pa/s en el sector inferior, que se traduce en 21.53% del cambio real. Viendo solamente estos números es fácil notar que el aporte de la componente zonal sobrestima la subsidencia por sobre los 30°S, pero reproduce muy mal lo que ocurre entre 25 y 37°S, que es, recordando las figuras anteriores, donde se alcanzan los mayores valores de velocidad vertical.

Por otro lado, la cuarta columna representa los resultados a partir de la divergencia meridional ($\partial v/\partial y$), y se observa que en el sector superior esta componente incluso tiende a generar ascenso (valor negativo de la figura (4.14)) una vez iniciado el desarrollo, con un valor promedio de -0.05 Pa/s encontrado entre el primer y segundo recuadro lila. Por el contrario, la divergencia meridional supone un aumento de 0.138 Pa/s sobre ω en el sector inferior, lo que reproduce un 78.46% del cambio basal. En resumen se tiene que la componente meridional dominó el cambio en ω sobre el sector inferior y además es contrario al aporte de la componente zonal en el sector superior.

Al comparar las figuras (4.16) y (4.17) sobre el valor basal de ω se puede destacar que si bien existe una clara dominancia de cada una de ellas sobre el valor total en ambos sectores, ninguna de los dos pudo reproducir los máximos experimentados en el movimiento vertical observados en la figura (4.14), lo que si bien se aleja de la idea de poder caracterizar el desarrollo de la BC en base a la dominancia de una de las componentes de la divergencia horizontal, sí nos ayuda a concluir que éstas tienen roles distintos según la latitud.

Para profundizar en los distintos roles que se adquieren, los paneles de la figura (4.18) muestran en detalle la evolución temporal de la presión en superficie y la velocidad vertical (ω) calculada a través del método cinemático considerando; la divergencia horizontal de vientos, en rojo; la divergencia de viento zonal, en azul; la divergencia de viento meridional, en verde, para las dos zonas de estudio separadas. Estas figuras resumen el comportamiento de la velocidad vertical a medida que se fue desarrollando la BC, y ayudan a ver el detalle del desglose explicado en las figuras anteriores.

En ambas zonas se aprecia que justo antes del inicio del desarrollo (primera línea vertical gris), es decir, entre el 31 de agosto y la madrugada del 1 de septiembre, las divergencias horizontales de viento indujeron ascenso. Este ascenso es de relativa baja intensidad (máximo de 0.05 Pa/s en norte y 0.08 Pa/s en sur) y rápidamente fue disminuyendo hasta cambiar a subsidencia entre las 18Z del 31 de agosto y las 00Z del 1 de septiembre. En el caso del sector norte, este ascenso se ve reforzado (ascenso de 0.2 Pa/s) por la componente zonal de la divergencia, a la vez que es mermado por la componente meridional, la cual por si sola tiende a producir subsidencia con la mitad de la intensidad (hasta 0.12 Pa/s) que su contraparte, mientras que en el sector sur se ve un aporte solamente por la divergencia de viento este (ascenso de 0.5 Pa/s), y casi nulo aporte del viento meridional (subsidencia de menos de 0.01 Pa/s).

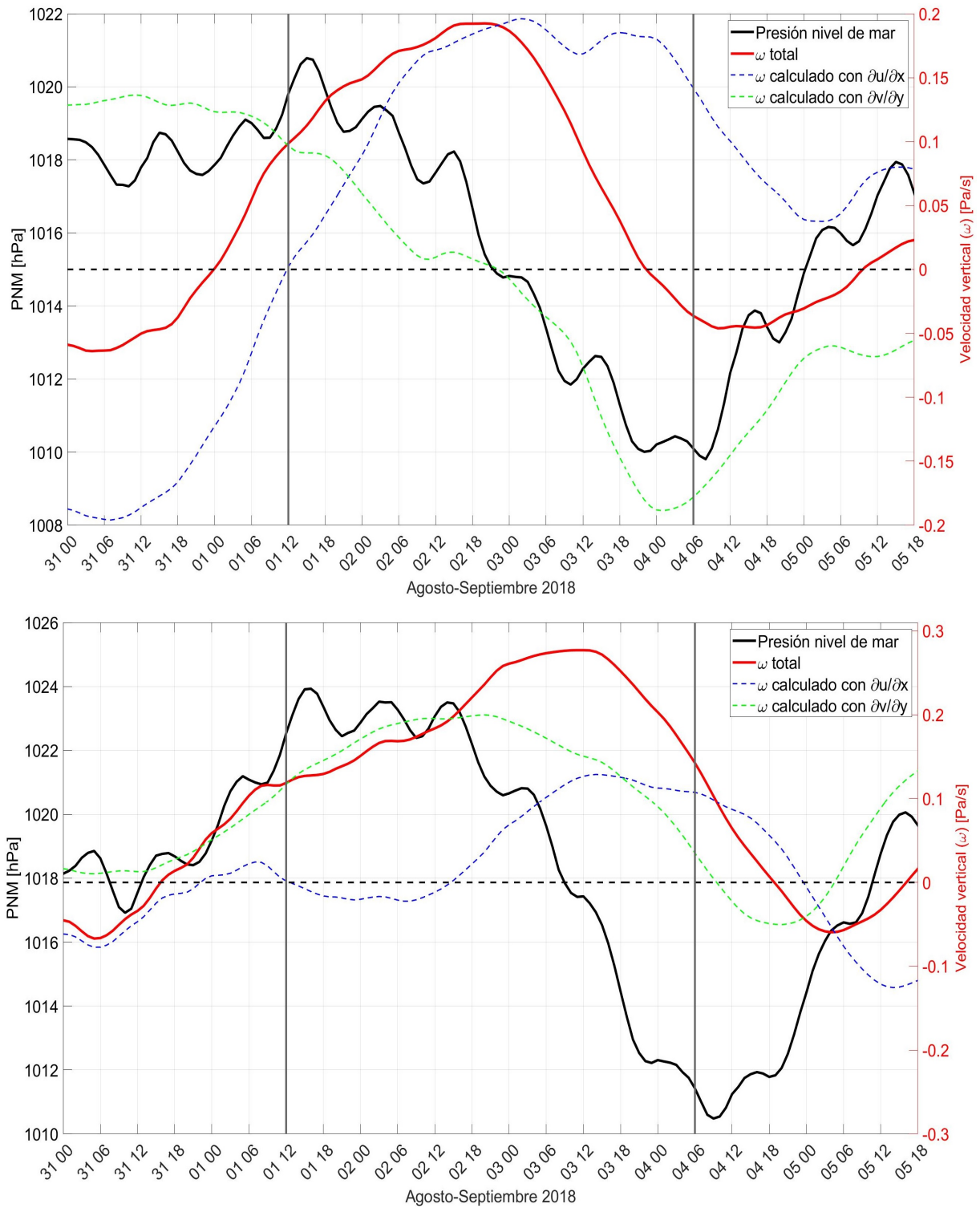


Figura 4.18: Serie temporal de la velocidad vertical (ω) en 900 hPa calculada a través de método cinemático considerando la divergencia horizontal de viento (curva roja sólida), la componente zonal (curva azul entrecortada) y la componente meridional (curva verde entrecortada), en valores de Pa/s. La línea negra entrecortada marca el cambio de signo para la velocidad vertical, mientras que la curva negra sólida muestra la presión en superficie en hPa. El panel superior corresponde al promedio calculado para el sector norte (entre 25 y 30°S), y el inferior para el sector sur (30 y 35°S).

A medida que se acerca el mediodía del 1 de septiembre, en el sector norte (panel superior) se aprecia que la divergencia del viento este deja de inducir ascenso rápidamente, y una vez iniciado el desarrollo, esto se transforma en un claro generador de subsidencia. Este refuerzo sigue creciendo y llega a su máximo a las 18Z del 2 de septiembre, donde se ve que la componente zonal induce hasta 0.19 Pa/s de subsidencia en promedio para la zona entre 25 y 30°S. Mientras esto sucede, la componente meridional del viento, que antes del desarrollo estaba induciendo subsidencia en una zona de ascenso, lentamente deja de hacerlo, y en el momento en que se alcanza el valor máximo de subsidencia, la divergencia del viento sur ahora empieza a inducir ascenso, que denuevo es contrario a la subsidencia observada en la zona.

Esto se traduce en que se empieza a reforzar la subsidencia producto del efecto combinado de ambas componentes de viento en el primer día del desarrollo. Sin embargo, esto rápidamente cambia y es solamente la componente zonal la que está induciendo subsidencia, mientras que la componente meridional poco a poco genera ascenso, y de mayor intensidad a medida que se acerca la culminación. En consecuencia, en la tarde del 3 de septiembre se observa que dicho ascenso crece hasta valores de igual magnitud que los de subsidencia asociados a la divergencia del viento este, y por tanto el viento vertical observado empieza a decrecer rápidamente, llegando a ser nulo e incluso negativo (ascenso) para el momento de la culminación.

Por otro lado, en el sector entre 30 y 35°S (panel inferior), el leve ascenso que existía previo al desarrollo también se transformó en subsidencia, y creció rápidamente una vez iniciado el desarrollo. La diferencia en este caso es que la componente zonal no indujo movimientos verticales importantes hasta después del segundo día del desarrollo, que es el 2 de septiembre. Desde esa fecha se observa que ambas componentes de la divergencia reforzaron la subsidencia con magnitudes muy similares, y que finalmente el viento sur nuevamente tiende a generar ascenso cerca de la culminación, pero esta vez de mucha menor intensidad, con un máximo de 0.05 Pa/s que se encuentra luego de la culminación.

En conclusión, los resultados inferidos a través del método cinemático para la resolución de la ecuación de continuidad señalan que si bien se puede separar la zona de estudio (de 25 a 37°S) en dos sectores limitados en 30°S, donde existe un comportamiento diferenciado por las componentes de la divergencia horizontal, es el efecto en conjunto el que de mejor manera representa los cambios observados en ω durante el período entre el 31 de agosto y el 5 de septiembre. Sin embargo, esta separación latitudinal presenta de manera clara cómo y cuánto contribuye cada una de las componentes por separado, y si bien estos resultados nacen de un tratamiento que puede acarrear mucho error, las tendencias quedan bastante claras para estos sectores, donde la componente meridional muestra dominancia en la estimación de la subsidencia en el sector inferior, además de generar ascenso y contraponerse a la otra componente en el sector superior, mientras que la componente zonal domina el sector superior y aumenta levemente la estimación de la subsidencia en el sector inferior durante los últimos días del desarrollo.

Capítulo 5

Discusión y conclusiones

La mayor parte de las bajas costeras que suceden en la costa central de Chile durante el invierno austral son gatilladas por el paso de un sistema baroclínico (Rutllant et al. 1994), donde una dorsal genera perturbaciones en altura y estas modifican la circulación en niveles bajos. Dentro de las características de las bajas costeras se encuentra que existe una clara intensificación de viento este en niveles bajos (850 hPa) cerca de 30°S, como también de viento sur a lo largo de la costa (jet costero) entre 30 y 35°S.

Gracias a la caracterización tanto observacional como a través de datos de reanálisis del modelo físico de ERA5 para la baja costera del 4 de septiembre de 2018, se pudo ver que los máximos de los vientos horizontales ocurren en tiempos similares pero no idénticos, con un desfase de 6-12 horas en los máximos, además de que ocurren en distintas latitudes: el jet costero (viento meridional) lo tuvo entre 30 y 31°S y durante la madrugada del 3 de septiembre, mientras que el viento zonal lo hizo tanto en 33°S y a las 12Z del mismo día, como también en 25°S 24 horas antes. Además, al observar el perfil vertical de los vientos horizontales según latitud se ve que estos máximos de viento ocurren en distintos niveles, con el jet costero teniendo su máximo en niveles más cercanos a la superficie (entre los niveles 1000 y 950 hPa) que el máximo de viento zonal, que ocurre aproximadamente en el nivel de 850 hPa.

A través del estudio de las ecuaciones hipsométrica, de energía termodinámica y de continuidad de masa se encontraron los siguientes resultados importantes:

- El paso de la dorsal en 500 hPa por la zona de estudio tuvo como consecuencia directa la caída de la presión en superficie. Los resultados del estudio a la ecuación hipsométrica (4.1) mostraron que al buscar que se cumpla la igualdad con todas las variables los cambios observados en la presión en superficie tuvieron una correlación negativa con los cambios del geopotencial (figura (4.2)) durante los primeros días del desarrollo (i.e, cuando el eje de la dorsal está justo sobre la costa) y luego casi nulo efecto puesto que su variabilidad fue mínima, mientras que la temperatura sí tuvo correlación positiva con la profundización de la caída de presión durante toda la fase de desarrollo (figura (4.3)). Más aún, al estudiar la variabilidad de la ecuación hipsométrica frente a los distintos niveles geopotenciales y sus respectivas temperaturas, se encontró que la mayor variación de la presión en superficie se explicaba por los cambios en la temperatura experimentados en el nivel 900 hPa (figura (4.5)).

- Los cambios de temperatura en 900 hPa, según la ecuación termodinámica, se debieron a la advección de temperatura del viento vertical, mientras que los vientos horizontales enfriaban. En la figura (4.6) se mostró, para el punto 33°S 72.5°O, que el calentamiento observado en dicho nivel durante toda la fase de desarrollo tuvo una mejor correlación con la componente vertical de la advección térmica que con la zonal o meridional, siendo esta última la única con correlación negativa. Esto quiere decir que, si bien el calentamiento estuvo dominado por el transporte de calor entre niveles verticales, también hubo un aporte al calentamiento producto del viento este que dominaba la zona, y un enfriamiento por el viento sur. Además, con la figura (4.10) se demostró que toda la variabilidad que presentaba la advección térmica vertical es producto solamente de la velocidad vertical, ya que la estabilidad es muy poco variable durante casi toda la fase de desarrollo.
- Según la ecuación de continuidad, al haber una divergencia de vientos horizontales mayor, debe haber una compensación en la vertical, que en este caso sería de subsidencia. Este principio condujo que, a través del método cinemático para calcular la velocidad vertical en el 900 hPa, se encontraran relaciones entre la divergencia zonal y meridional del viento y la subsidencia (o ascenso) que cada una de ellas induce durante la fase de desarrollo, y por tanto se encontraron los máximos de subsidencia (figura (4.14)) asociados al máximo de viento este y de viento sur.

Este último punto dio paso a que, luego del estudio de todas las ecuaciones de diagnóstico en el nivel 900 hPa, se pudo caracterizar las componentes zonal y meridional del viento (con sus respectivas divergencias) como las conductoras de la subsidencia reforzada observada durante el desarrollo de este evento, y por tanto también son las responsables de la depresión de la capa límite marina, y en consecuencia del despeje de la cubierta de estratocúmulos que normalmente se observa en la zona, como también del aumento de temperatura en las estaciones costeras y del interior del continente (en concordancia con los resultados vistos en Garreaud et al. 2003), hilando así todas las características observadas de este evento.

En el estudio más detallado de la subsidencia inducida por la divergencia de las dos componentes del viento horizontal visto en las figuras (4.16) y (4.17), se pudo concluir que es necesario un acercamiento diferenciado para latitudes al norte y sur de 30°S, ya que el movimiento vertical inducido por el viento horizontal no sigue una estructura uniforme a lo largo de toda la zona de estudio puesto que, como se mencionó en esta sección, existe una leve distancia espacial y temporal en los máximos de estas variables.

Bajo esta perspectiva, se pudo ver que la divergencia de la componente zonal de viento en este nivel es la responsable de inducir subsidencia entre 25 y 30°S. Esto se vio al calcular el cambio en la velocidad vertical ω entre la fase de desarrollo y el día previo a la misma considerando solo esta componente, donde se encontró que inducía un cambio en la velocidad vertical de 0.23 Pa/s, que es 0.05 Pa/s (26.6 % extra) mayor que el cambio calculado que considera ambas componentes, que es de 0.18 Pa/s. Asimismo, la componente meridional produjo que hubiera ascenso, con una diferencia de -0.05 Pa/s entre ambos períodos de tiempo. Este valor compensó el exceso de subsidencia generado por la divergencia de la componente zonal.

En el caso entre 30 y 35°S se observa lo contrario, donde es la componente meridional la que en promedio aporta más al refuerzo de la subsidencia. Sin embargo, en estas latitudes ambas componentes de la divergencia horizontal inducen subsidencia, tal y como se puede ver en el panel inferior de la figura (4.18), a diferencia de la zona norte, donde existía una que aportaba y otra que mermaba la subsidencia.

Estos resultados proponen que, si a través de un método distinto de inferencia de ω (método termodinámico adiabático, por ejemplo, usando una resolución temporal más alta para los datos de temperatura) se logra llegar a un resultado similar, o que este procedimiento resulte en tendencias similares para variados eventos de BC, se podría concluir que las distintas direcciones afectan de manera diferenciada la subsidencia reforzada en la costa central de Chile, donde la zonal afecta mayoritariamente la porción norte y la meridional la porción sur. Sin embargo, basándose solamente en los aportes individuales sobre la subsidencia reforzada, en este evento en particular domina numéricamente la divergencia de la componente zonal del viento, es decir, la baja costera que ocurrió el 4 de septiembre de 2018 tuvo su desarrollo guiado mayormente por la intensificación de los vientos que van desde la cordillera hacia el oeste, y que indujeron la subsidencia de aire calentado adiabáticamente en el proceso, generando así el calentamiento de los niveles bajos, la depresión de la capa límite marina y en consecuencia el despeje de la nubosidad desde el 1 al 4 de septiembre.

El trabajo propuesto, entonces, es el análisis de una serie de eventos de baja costera que tengan su origen por el paso de una dorsal y que, a través de la caracterización con datos de ERA5 y su acorde validación a través de datos observacionales, muestren que la caída de la presión en superficie se debe al aumento de la temperatura en niveles bajos por la subsidencia de viento calentado adiabáticamente desde niveles medios y altos. Aplicando el método cinemático a este grupo de eventos se podrán encontrar valores para la subsidencia inducida por la divergencia horizontal de viento, en sus dos componentes, que sean más concluyentes acerca de la dominancia de la componente zonal.

Bibliografía

- [1] R. Garreaud, J. Rutllant, and H. Fuenzalida, “Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Mean structure and evolution,” *Monthly Weather Review*, vol. 130, pp. 75–88, 2002.
- [2] R. Garreaud and J. Rutllant, “Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Numerical simulation of a typical case,” *Monthly Weather Review*, vol. 131, pp. 891–908, 2003.
- [3] R. Garreaud and R. Muñoz, “The diurnal cycle in circulation and cloudiness over the subtropical southeast pacific: A modeling study,” 2004.
- [4] R. Garreaud and P. Aceituno, “Atmospheric circulation and climatic variability,” *The Physical Geography of South America, chapter 3. Oxford University Press*, 2007.
- [5] R. Garreaud, “The andes climate and weather,” *Advances in Geosciences*, vol. 7, pp. 1–9, 2009.
- [6] R. Garreaud and M. Falvey, “The coastal winds off western subtropical south america in future climate scenarios,” *International Journal of Climatology*, vol. 29, pp. 543–554, 3 2009.
- [7] R. Muñoz and R. Garreaud, “Dynamics of the low-level jet off the west coast of subtropical south america,” *Monthly Weather Review*, vol. 133, pp. 3661–3677, 2005.
- [8] R. Muñoz, C. Whiteman, J. Rutllant, and J. Hidalgo, “Using commercial aircraft meteorological data to assess the heat budget of the convective boundary layer over the santiago valley in central chile,” *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 183, pp. 295–319, 5 2022.
- [9] J. Rutllant, “Synoptic meteorological conditions average subsidence inversion parameters and topography scaling,” 1983.
- [10] J. Rutllant, “On the generation of coastal lows in central chile,” 1994.

- [11] J. Rutllant and R. Garreaud, “Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical andes,” 2004.
- [12] J. Rutllant, R. Muñoz, and R. Garreaud, “Meteorological observations on the northern chilean coast during vocals-rex,” *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, pp. 3409–3422, 2013.
- [13] D. Rahn and R. Garreaud, “Marine boundary layer over the subtropical southeast pacific during vocals-rex – part 2: Synoptic variability,” *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 10, pp. 4507–4519, 5 2010.
- [14] D. Rahn, R. Garreaud, and J. Rutllant, “The low-level atmospheric circulation near tongoy bay-point lengua de vaca (chilean coast, 30°s),” *Monthly Weather Review*, vol. 139, pp. 3628–3647, 11 2011.
- [15] D. Rahn and R. Garreaud, “A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of south america,” *International Journal of Climatology*, vol. 34, 2014.
- [16] H. Fuenzalida, “Daily cycle of sea-level atmospheric pressure around 30 s over the chilean coast,” 1996.
- [17] G. J and B. R., “Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer,” 1987.
- [18] G. Yáñez-Morróni, J. Gironás, M. Caneo, R. Delgado, and R. Garreaud, “Using the weather research and forecasting (wrf) model for precipitation forecasting in an andean region with complex topography,” *Atmosphere*, vol. 9, p. 304, 8 2018.
- [19] K. Kloesel, “Marine stratocumulus cloud clearing episodes observed during fire,” *Monthly Weather Review*, 1992.
- [20] R. Wood, “Stratocumulus clouds,” *Monthly Weather Review*, vol. 140, pp. 2373–2423, august 2012.
- [21] L. Gallardo, G. Olivares, J. Langner, and B. Aarhus, “Coastal lows and sulfur air pollution in central chile,” 2002.
- [22] K. Tranberth, “On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation,” 1978.
- [23] D. Durran and L. Snellman, “The diagnosis of synoptic-scale vertical motion in a operational enviroment,” 1987.

Anexo

Figuras Adicionales

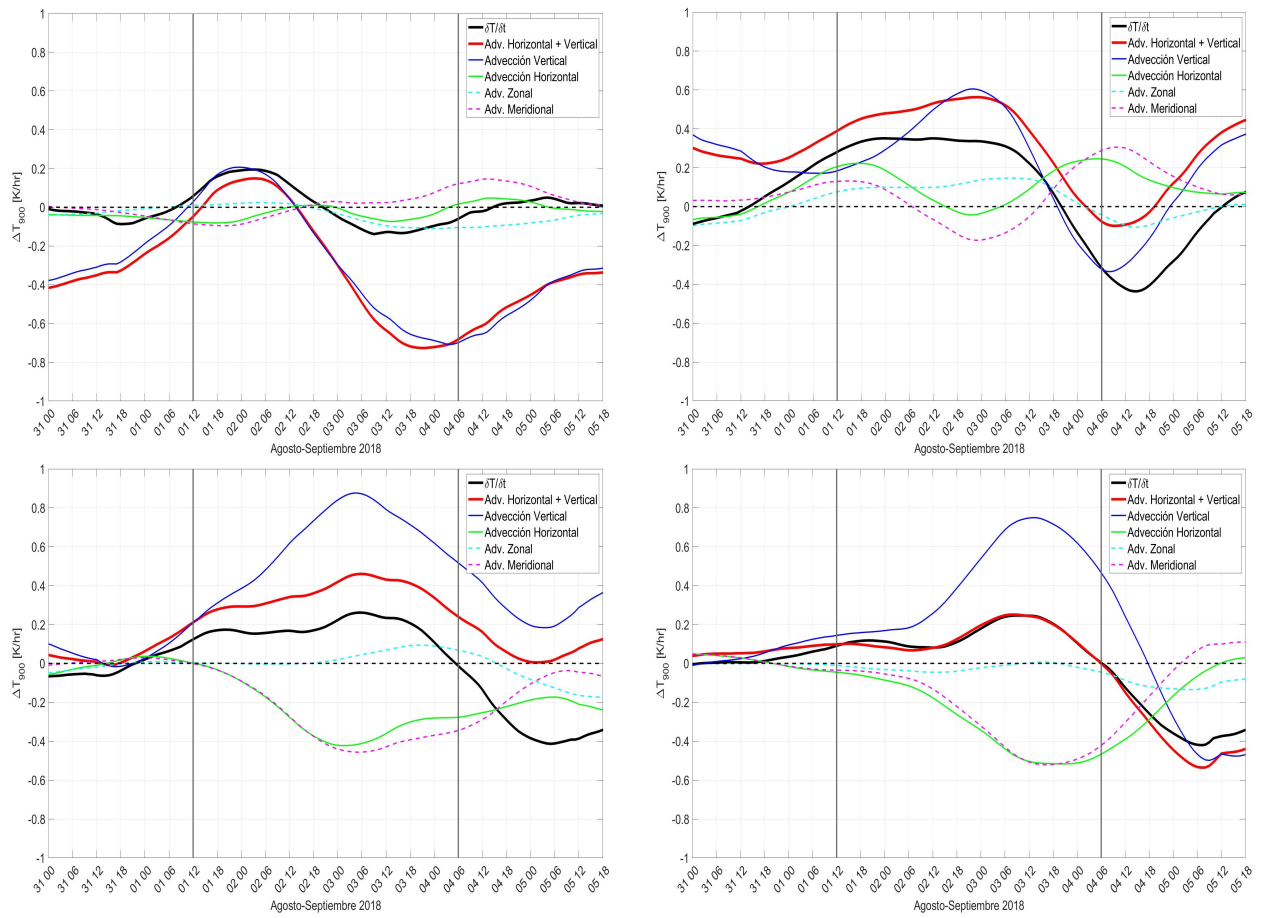


Figura A.1: Diagnóstico de la ecuación termodinámica calculada y de sus términos mostrados por separado en nivel 900 hPa. Los paneles corresponden a 23, 30, 34 y 36°S del corte oblicuo usado. Símil figura 4.6

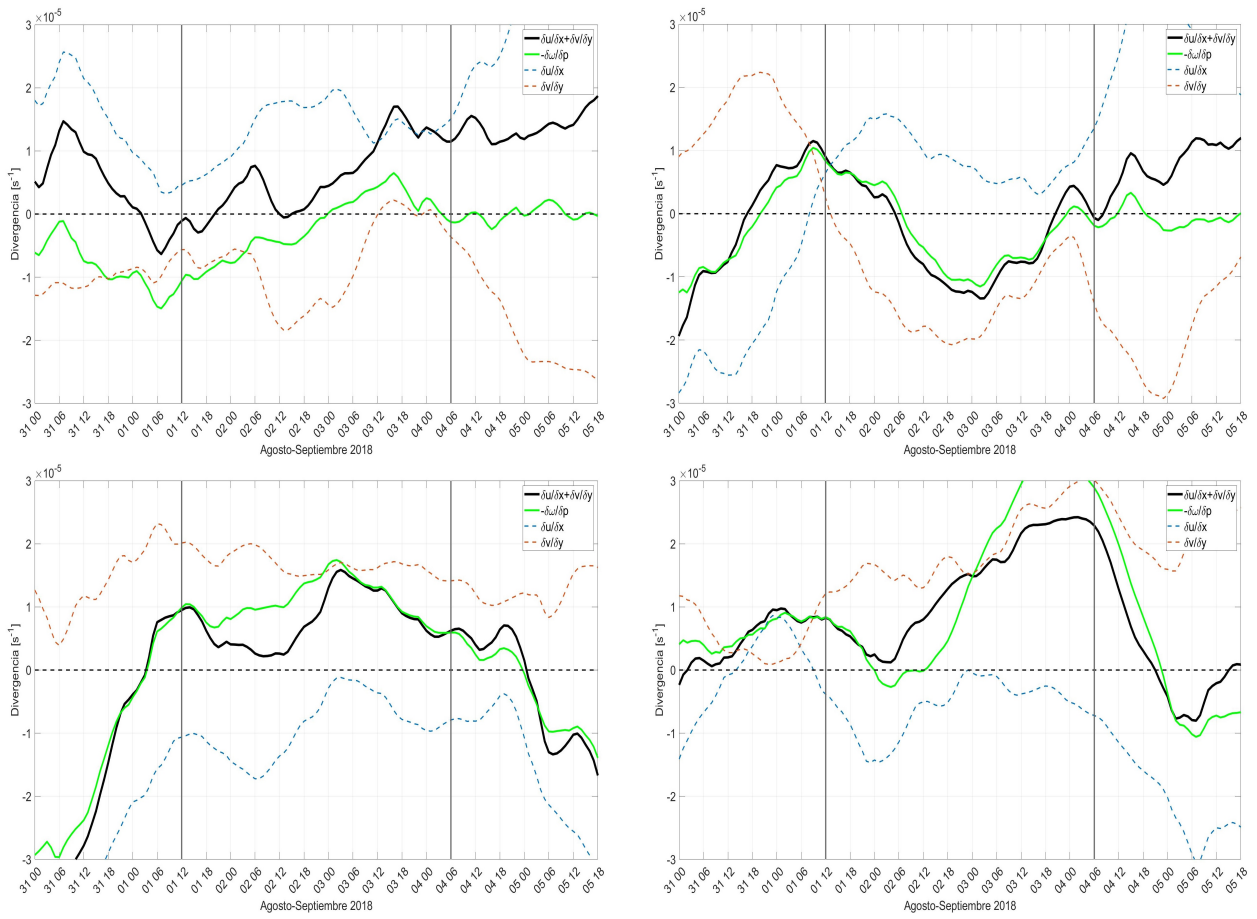


Figura A.2: Diagnóstico de la ecuación de continuidad calculada y de sus términos mostrados por separado en nivel 900 hPa. Los paneles corresponden a 23, 30, 34 y 36°S del corte oblicuo usado. Símil figura 4.12