



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

MODELACIÓN NUMÉRICA DE CHORROS NOCTURNOS DE BAJO NIVEL EN
VALLES DEL DESIERTO DE ATACAMA: EVALUACIÓN Y DIAGNÓSTICO

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

ANDRÉS RODOLFO MARTÍNEZ OLIVARES

PROFESOR GUÍA:
RICARDO MUÑOZ MAGNINO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARK FALVEY
MARTÍN JACQUES COPER
JOSÉ RUTLLANT COSTA

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA
POR: ANDRÉS RODOLFO MARTÍNEZ OLIVARES
FECHA: 2018
PROF. GUÍA: RICARDO MUÑOZ MAGNINO

MODELACIÓN NUMÉRICA DE CHORROS NOCTURNOS DE BAJO NIVEL EN VALLES DEL DESIERTO DE ATACAMA: EVALUACIÓN Y DIAGNÓSTICO

Se presenta una caracterización y diagnóstico de los chorros nocturnos de bajo nivel en el desierto de Atacama mediante una simulación efectuada con el modelo WRF para reproducir las condiciones entre los días 10 y 20 de agosto de 2012.

Se reproducen perfiles subestimados de la componente valle abajo del viento y alturas sobrestimadas de la “nariz”. Los perfiles de temperatura asociados son menos estables que los registrados, característica asociada a una simulación excesiva de mezcla turbulenta. Horizontalmente forman “lenguas” sobre valles con pendientes leves. Además, tienen asociados máximos relativos de temperatura superficial debido a la generación de mezcla turbulenta y calentamiento adiabático. No se producen chorros bajo condiciones sinópticas perturbadas.

Durante su etapa cuasi-estacionaria no intercambian masa con el entorno, teniendo tres zonas de manifestación. En su nacimiento el aire fluye ladera abajo con temperaturas bajas. En la zona de máxima intensidad la componente valle abajo y turbulencia son máximas, mientras el perfil de temperaturas es isotérmico bajo la “nariz”. En su término se pierde intensidad y hay disipación, se puede formar además un salto hidráulico.

La variabilidad espacial simulada se puede explicar por los cambios en el gradiente de presión a lo largo de valles y la turbulencia.

Dedicado a mis padres y a mis ya no tan pequeños hermanos,
a quienes quiero y amo incondicionalmente.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todos aquellos quienes hicieron posible este trabajo. Agradezco en primer lugar a mi familia, quienes saben sobradamente cuánto me costó sacar adelante este trabajo, teniendo que soportar durante bastante tiempo cambios de humor y una que otra mala cara. Gracias a mis padres, por inculcarme desde pequeño a estudiar y cumplir con las metas y compromisos, porque sólo así se logran cosas en la vida. Gracias por todo el amor, el cariño, la infinita paciencia, la sabiduría que la edad y las experiencias de vida entrega, las interminables conversaciones, las andanzas a lugares por ahí, las bromas, las buenas comidas, y los infaltables retos, sin ustedes nada de esto sería posible.

Gracias a mis hermanos, su alegría es un motor que mueve mi mundo. Me gustaría que no crecieran nunca, pero la vida no es así. Gracias por todas las risas, ridiculeces, bromas, jugarretas, aventuras, andanzas, amor y cariño incondicional. Se dice que el hermano mayor debe reflejar una imagen responsable para sus hermanos, no sé si este es el caso... Gracias a la Bárbara, que este año le tocó pesado en Santiago y más encima me tuvo que soportar, prometo que algún día le haré un monumento y un queque, no dudes en lograr tus metas. Gracias al Diego, por su compañía los fines de semana como rival en la cancha y ahora como guitarrista, sigue cultivando tu talento e inteligencia sin miedo al qué dirán.

Gracias a mis amigos. A mis amigos en Santiago, que hemos sabido cultivar una bonita amistad. Gracias Aldo, Andrés, Stefa, Alondra y al resto de los “Viudos de Conce” por las muchas vivencias y experiencias que hemos tenido y compartido, por esas conversaciones siempre bienvenidas, los consejos, las buenas y malas decisiones, los viajes y andanzas por allí, y la ayuda durante momentos complejos. A mis amigos de los “Sin nombre”, que en la música hemos encontrado un lugar común para la distracción y escape de la rutina. A mis amigos de la UdeC, y de la vida ya a estas alturas, que pese a los años mantenemos el contacto y la amistad. En especial destaco al Cristóbal, por ser como un hermano y ejemplo de perseverancia y esfuerzo, siempre eres bienvenido aquí en Santiago. Por supuesto destacar también a mi “best friend” de la vida Catita, que está a algo más de un océano de distancia en estos momentos, pero que incluso así siempre logra estar cerca e iluminar con su energía. Sigue así hermana y madre postiza, porque eres la más capa del universo y una persona demasiado buena para este mundo, gracias por compartir el proyecto “Geociencias para terrícolas” y otras ideas que ya verán la luz.

Agradezco a mis jefes, Mark y Rainer, por darme todas las libertades para poder realizar esta tesis de Magíster, incluso en horario de trabajo, facilitando tiempo y recursos computacionales. Sé que varias veces dije cosas como “este fin de semana la termino” y me tuvieron

la paciencia suficiente. Gracias por darme la oportunidad de trabajar en Meteodata con ustedes y permitir mi desarrollo en el mundo laboral como profesional, ha sido una muy linda experiencia y labor que espero seguir realizando. Gracias por compartir sus conocimientos, experiencias, historias de vida, puntos de vista y sentido del humor.

Gracias a mis colegas y personas con las que trabajo a diario en Meteodata, han sido casi cuatro años de buenas e innumerables experiencias, donde ha habido harto trabajo, pero también una excelente convivencia (donde hemos pasado desde celebrar triunfos de copas América hasta llorar mundiales). Especiales gracias a Marcelo por compartir el dominio de “la isla” y su conocimiento y motivación deportiva. Destaco también al Nico, que hizo posible que la escritura de este trabajo tuviese el formato adecuado.

Agradezco al profe Ricardo, guía de este trabajo, por su inagotable paciencia con los plazos y buenos consejos. Gracias por esas reuniones de tesis donde nunca tuvo problemas para compartir sus conocimientos y explicar las cosas de una manera muy clara, además de siempre poder lograr sintetizar las cosas a expresiones sencillas y fáciles de entender, un gran académico que tuve la suerte de tenerlo como profesor y guía. Espero si algún día se me ocurre investigar sobre otro tema que se encuentre dentro de su área de conocimiento me tenga la misma paciencia... Le agradezco a él y a la comisión la revisión de este trabajo para su refinamiento y versión final.

Gracias a todas esas personas, que de una u otra forma, contribuyeron a la elaboración de este trabajo, ya sea dando consejos, compartiendo experiencias o conocimiento, o simplemente dando ánimos para continuar.

Finalmente, agradezco al Proyecto Fondecyt 1170214, que financió parcialmente este trabajo.

Tabla de Contenido

Índice de Tablas	xi
Índice de Ilustraciones	xii
1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Chorros nocturnos de bajo nivel en el desierto de Atacama	1
1.3. Los vientos de pendiente o catabáticos	3
1.4. Los vientos a lo largo de valles	4
1.5. Salto hidráulico	5
1.6. Simulaciones con el modelo WRF	6
2. Objetivos e Hipótesis	8
2.1. Objetivo general	8
2.2. Objetivos específicos	8
3. Metodología	9
3.1. Descripción de simulaciones realizadas	10
3.2. Descripción de registros observacionales y reanálisis	14
4. Resultados	16
4.1. Condición sinóptica	16
4.2. Visión general de los resultados	18
4.3. Evaluación de desempeño del modelo WRF	24
4.3.1. Componente valle abajo del viento	24
4.3.2. Temperatura del aire	32
4.3.3. Estabilidad superficial	35
4.3.4. Energía cinética turbulenta	40
4.3.5. Campos de temperatura superficial	40
4.3.6. Perfiles de radiosonda de Antofagasta	47
4.4. Caracterización de los chorros en el modelo	49
4.4.1. Perfil longitudinal	49
4.4.2. Perfil transversal en zona de nacimiento	52
4.4.3. Perfil transversal en zona de máxima intensidad	55
4.4.4. Perfil transversal en zona de salida	55
4.4.5. Evolución de los perfiles transversales de magnitud del chorro	59
4.4.6. Balance de masa, salto hidráulico y conservación de moméntum	59

5. Discusión y Conclusiones	77
A. Apéndice	83
A.1. Evaluación de esquemas de PBL	83
A.2. Detalle de condiciones sinópticas	87
A.3. Figuras	99
Bibliografía	111

Índice de Tablas

3.1.	Detalles espaciales de los dominios de simulación.	11
3.2.	Especificaciones de la simulación de control.	13
3.3.	Resumen con características principales de cada una de las simulaciones. “Tigre” y “Chercan” son los nombres de los ordenadores en los que se realizaron distintas simulaciones con el modelo WRF.	14
3.4.	Resumen con características de las torres de medición instaladas por el Ministerio de Energía, en colaboración GIZ de Alemania. “T” hace alusión a temperatura, mientras que “DV” y “VV” indican dirección y velocidad del viento, respectivamente.	14
4.1.	Direcciones del viento aproximadas desde donde se aprecian las mayores intensidades nocturnas (00 - 08 HL), a una altura de 40 m sobre el nivel del suelo. El análisis es realizado para las tres torres de estudio: Calama Norte (CAN), Calama Oeste (CAO) y Sierra Gorda Este (SGE). En todos los casos, los ángulos son medidos con respecto al norte geográfico, siendo la abertura del ángulo medida en el sentido de las agujas de reloj.	24
4.2.	Comparación de alturas de chorros (msnm) en las torres de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, de acuerdo a información de los registros observacionales (\mathbf{H}_{obs}), salidas del modelo WRF (\mathbf{H}_{WRF}) y esquema planteado en la ecuación 4.5 (\mathbf{H}_0). Se agrega además información extraída de los resultados de la simulación efectuada con el modelo WRF de velocidad de fricción (\mathbf{u}^*), pendiente de terreno (\mathbf{s}) y estabilidad superficial (Δ_0).	75
A.1.	Resumen de características asociadas a cada esquema PBL utilizado para evaluación.	83
A.2.	Evaluación de los esquemas de CLP para la temperatura medida en las estaciones de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, en los horarios indicados anteriormente. Se evalúa de acuerdo a las métricas del error cuadrático medio y el sesgo, mostrándose entre paréntesis.	84
A.3.	Evaluación de los esquemas de CLP para la velocidad del viento medida en las estaciones de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, en los horarios indicados anteriormente. Se evalúa de acuerdo a las métricas del error cuadrático medio y el sesgo, mostrándose entre paréntesis.	85

Índice de Ilustraciones

- 3.1. Dominios de simulación. Panel izquierdo presenta los 4 dominios de simulación empleados, donde se destaca la resolución horizontal de grilla empleada en cada uno. Panel de la derecha presenta detalles del dominio de máxima resolución, donde se destaca la ubicación geográfica de algunas zonas relevantes, junto con las posiciones en las cuales se encuentran las torres con las cuales se evalúan los resultados de las simulaciones. 12
- 4.1. Mapa de la condición sinóptica promedio entre los días 10 y 20 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa (contornos de líneas blancas). Panel izquierdo muestra mapa que corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, panel central constituye la condición climatológica asociada a estos días (que se obtiene como el promedio de los campos señalados dentro de la ventana de días indicada, entre los años 1979 y 2016; 38 años de información), mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la condición media de este periodo. En el extremo derecho de la Figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (mismas unidades). Punto amarillo sirve de referencia como la ubicación de la ciudad de Calama y zona de estudio. 17
- 4.2. Campo nocturno promedio de velocidad del viento a 10 msns, para el dominio de máxima resolución horizontal (1 km). Flechas indican magnitud y dirección del flujo medio, mientras que código de colores asociado señala la magnitud del flujo (colores cálidos indican mayor intensidad), se encuentran dibujadas cada 3 kms. Contorno relleno de colores señala intensidad del viento, mientras que las curvas de nivel de la topografía son indicadas cada 200 m de altura con líneas negras. Cuadrados rellenos de color verde señalan ubicaciones de las torres de mediciones meteorológicas de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo verde indica ubicación de Calama. Líneas continuas rojas indican paredes laterales de “cubo de control” donde se realiza análisis de balance de masa. Líneas verdes segmentadas indican zonas en las que se realizan transectas para caracterizar forma del chorro. 20

4.3.	Campo nocturno promedio de la temperatura a 2 m de altura sobre el suelo, para el dominio de máxima resolución horizontal (1 km). Flechas indican magnitud y dirección del flujo medio, mientras que código de colores asociado señala magnitud del flujo (colores cálidos indican mayor intensidad), se encuentran graficadas cada 3 kms. Contorno relleno de colores señala temperatura, mientras que las curvas de nivel de la topografía son indicadas cada 200 m de altura con líneas negras. Cuadrados rellenos de color verde señalan ubicaciones de las torres de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo verde indica ubicación de ciudad de Calama.	21
4.4.	Campo nocturno promedio de TKE a 10 m de altura, para el dominio de máxima resolución horizontal (1 km). Flechas indican magnitud y dirección del flujo medio, mientras que código de colores asociado señala la magnitud del flujo (tonos cálidos señalan mayor intensidad de los vientos), son dibujadas cada 3 kms. Contornos rellenos de colores señalan valor de TKE, mientras que las curvas de nivel de la topografía son indicadas cada 200 m de altura con líneas negras. Cuadrados verdes muestran ubicaciones de las torres de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Ubicación de la ciudad de Calama es indicada con un triángulo verde.	22
4.5.	Promedios de perfiles meteorológicos verticales sobre la ciudad de Calama. Paneles de izquierda a derecha muestran velocidad y dirección del viento, temperatura y energía cinética turbulenta (TKE). Variables son mostradas para alturas que van entre 0 y 200 metros sobre la superficie. Los promedios y desviaciones asociadas son calculados para el periodo comprendido entre 0 y 8 HL, entre los días 10 y 16 de agosto. Salvo la dirección del viento, áreas sombreadas asociadas a los perfiles indican desviación estándar de los datos.	23
4.6.	Diagramas de dispersión entre la velocidad y dirección del viento para la estación Calama Oeste. Los datos mostrados en ambas gráficas corresponden a las condiciones medias de cada noche, entre las 00 y 08 HL, de las noches entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Panel superior (inferior) corresponde a los valores observados (simulados con WRF). En ambos paneles, los días de condiciones sinópticas especiales son marcados con círculos negros.	25
4.7.	Series horarias de velocidades del viento valle abajo a 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada; curva roja representa registro observacional.	27
4.8.	Ciclos diarios de velocidades del viento valle abajo a 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, obtenidos a partir de los datos entre los días 10 y 16 de agosto de 2012, los cuales no presentan condiciones sinópticas anormales. Curva azul corresponde a serie modelada; curva roja representa registro observacional. Áreas sombreadas representan la desviación estándar entorno a los valores medios observados y simulados.	28
4.9.	Diagramas de dispersión entre la componente rotada de viento, en el sentido descendente del valle, observada y simulada a 40 m sobre el nivel del suelo para las estaciones Calama Norte (puntos rojos), Calama Oeste (puntos verdes) y Sierra Gorda Este (puntos azules). Valores son promediados entre las 00 y 08 HL, para los días comprendidos entre el 10 y 20 de agosto de 2012. Se destacan los días 17, 18 y 19, los cuales poseen condiciones sinópticas anómalas.	29

4.10. Perfiles verticales de componente valle abajo del viento observados (rojo) y simulados (azul) en Calama Oeste. Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, mostrándose los resultados para cada noche entre los días 10 y 19 de agosto.	30
4.11. Perfiles verticales promedio de componente valle abajo del viento observados (línea roja) y simulados (línea azul). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Áreas sombreadas indican desviación estándar en torno a os valores medios.	31
4.12. Series horarias observada (curva roja) y simulada (curva azul) de temperatura en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012.	32
4.13. Ciclos diarios de temperatura observada (curva roja) y simulada (curva azul) para la torre de Calama Oeste, a 40 m sobre el nivel del suelo. El ciclo diario es obtenido a partir de los datos entre los días 10 y 16 de agosto de 2012, los cuales no presentan condiciones sinópticas anormales. Sombras indican desviación estándar en torno al valor promedio.	33
4.14. Diagrama de dispersión entre las temperaturas observadas y simuladas a 40 m sobre el nivel del suelo para las estaciones Calama Norte (puntos rojos), Calama Oeste (puntos verdes) y Sierra Gorda Este (puntos azules). Valores son promediados entre las 00 y 08 HL, para los días comprendidos entre el 10 y 19 de agosto de 2012. Se destacan los días 17, 18 y 19, los cuales poseen condiciones sinópticas anómalas.	34
4.15. Perfiles verticales de temperatura en estación Calama Oeste. Curva azul (roja) corresponde a datos simulados (observados). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, mostrándose los resultados para cada noche entre los días 10 y 19 de agosto.	35
4.16. Perfiles promedio de temperatura observada (curva roja) y simulada (curva azul). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Areas sombreadas representan desviación estandar en torno a los valores medios, respectivamente.	36
4.17. Series horarias de estabilidad entre las altura de 40 y 2 m sobre el nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul (roja) corresponde a serie modelada (observada).	37
4.18. Ciclos diarios de estabilidad para la torre de Calama Oeste, entre 40 y 2 m sobre el nivel del suelo. El ciclo diario es obtenido a partir de los datos entre los días 10 y 16 de agosto de 2012, los cuales no presentan condiciones sinópticas anormales. Curva azul (roja) corresponde a serie modelada (observada). Áreas sombreadas indican de manera respectiva desviación estándar en torno a los valores medios.	38
4.19. Diagrama de dispersión entre la estabilidad observada y simulada entre 40 y 2 m sobre el nivel del suelo para las estaciones Calama Norte (puntos rojos), Calama Oeste (puntos verdes) y Sierra Gorda Este (puntos azules). Valores son promediados entre las 00 y 08 HL, para los días comprendidos entre el 10 y 20 de agosto de 2012. Se destacan los días 17, 18 y 19, los cuales poseen condiciones sinópticas anómalas.	39

4.20. Perfiles verticales de TKE. Curva azul (roja) corresponde a resultados de simulación (observación). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, mostrándose los resultados para cada noche entre los días 10 y 19 de agosto. El TKE observado en realidad corresponde a una fracción de la varianza de los vientos horizontales registrados.	41
4.21. Perfiles verticales promedio de TKE observado (curva roja; aproximado a partir de fracción de varianza de registros vientos horizontales) y simulado (curva azul). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Área sombreada indica desviación estándar en torno a los valores medios.	42
4.22. Campos de temperatura del suelo. Panel izquierdo corresponde a promedio utilizando producto “MODIS night soil temp”, panel derecho corresponde a promedio de simulación (empleando dominio 3), obtenido para todos los días entre las 23:00 y 03:00 HL.	44
4.23. Campo medio de diferencia de temperatura del suelo entre los resultados del tercer dominio de simulación con WRF y el producto MODIS night soil temp.	45
4.24. Comparación de perfiles zonales de temperatura potencial del suelo, empleando un promedio entre las latitudes 21.8 y 22.2°S. Curva roja representa el comportamiento de los registros derivados del producto MODIS night temp, en cambio, curva azul muestra el resultado que se obtiene para la simulación, haciendo uso del tercer dominio de simulación (con resolución horizontal de 3 kms). Sombra representa topografía promedio de la zona, también derivada desde los resultados de la simulación.	46
4.25. Perfiles medios de radiosonda de Antofagasta, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Paneles de izquierda a derecha muestran comparación entre temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento observada (curva roja) y simulada (curva azul). Promedios son obtenidos para cada nivel en la vertical, siendo los registros observados interpolados cada 50 m. Datos observados son registrados a las 08:00 HL, por lo que los datos simulados también son utilizados sólo en este horario para la comparación. Curva roja representa a observaciones, en cambio, curva azul corresponde a simulación.	48
4.26. Mapa de la zona correspondiente al chorro de Calama Oeste. En el mapa aparecen indicadas con líneas blancas las transectas realizadas para evaluar la estructura del chorro. El contorno 3D representa la topografía de la zona. El mapa de colores por sobre esta superficie indica la magnitud alcanzada por el viento en 10 m durante la noche (entre 00 y 08 hrs, para días con chorros bien definidos según registros en Calama Oeste). Las flechas sobre la superficie indican la dirección del viento.	50

4.27. Perfil longitudinal del chorro nocturno en Calama Oeste, realizado para la latitud $22,52^{\circ}O$. Panel superior muestra componente longitudinal del viento en contorno de colores y velocidad vertical en contornos de líneas blancas (línea continua indica ascenso, línea segmentada señala descenso, $\Delta w = 0,1 \left[\frac{m}{s} \right]$). Panel central muestra velocidad transversal en contorno de colores y velocidades verticales en contorno de líneas blancas (misma explicación respecto de segmentación de líneas). Panel inferior muestra temperatura en contorno de colores y TKE con líneas blancas (en unidades de $\left[\frac{m^2}{s^2} \right]$, hasta un valor de $0,5 \left[\frac{m^2}{s^2} \right]$). En los tres paneles se indica el perfil que describe la topografía.	52
4.28. Perfil transversal del chorro nocturno en Calama Oeste, en la longitud $68.95^{\circ}O$, donde el chorro comienza a descender por la pendiente. Panel superior muestra componente longitudinal en contorno de colores y velocidad vertical en contornos de líneas blancas (continua indica ascenso, segmentada señala descenso, $\Delta w = 0,1 \left[\frac{m}{s} \right]$). Panel central muestra velocidad transversal en contorno de colores y velocidades verticales en líneas blancas. Panel inferior muestra temperatura en contorno de colores y TKE con líneas blancas. En los tres paneles se muestra el perfil que describe la topografía a lo largo del corte.	54
4.29. Como Figura 4.28 pero en longitud $69.14^{\circ}O$	56
4.30. Como Figura 4.28 pero en longitud $69.18^{\circ}O$	58
4.31. Perfiles transversales (líneas continuas) y topográficos (líneas segmentadas) realizados a lo largo de la manifestación del chorro nocturno en Calama Oeste. Los contornos continuos indican niveles a los cual la componente del viento en el sentido descendente del valle supera los $9 \left[\frac{m}{s} \right]$. Tanto el contorno de la velocidad como la topografía son pintados de un mismo color, para destacar la diferencia entre las distintas transectas.	60
4.32. Esquema de resultados obtenidos del balance de masa. Cuadrado representa al “cubo de control”, donde las flechas de color azul (naranja) indican si el flujo ingresa (abandona) la zona de análisis. Valores asociados a flechas tienen unidades de $10^7 \left[\frac{m^3}{s} \right]$. Líneas laterales segmentadas tienen señalada la latitud (longitud) a la cual se encuentra la pared de control.	62
4.33. Caudal de aire en cara este del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican ingreso de aire hacia el interior del cubo (flujos positivos en el sentido descendente del valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$	63
4.34. Caudal de aire en cara oeste del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican salida de aire hacia el exterior del cubo (flujos positivos que continúan descendiendo por el valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$	64
4.35. Caudal de aire en cara sur del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican salida de aire hacia el exterior del cubo (flujos positivos que continúan descendiendo por el valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$	65

4.36. Caudal de aire en cara norte del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican ingreso de aire hacia el interior del cubo (flujos positivos en el sentido descendente del valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$	66
4.37. Cortes longitudinales de distintas variables para el chorro que se manifiesta en la ubicación de Calama Norte. Panel superior muestra temperatura potencial en contorno de colores, junto con la indicación de la altura en la que el gradiente vertical de esta variable adquiere un valor de $0,01 \frac{K}{m}$ (línea blanca segmentada) e intensidades de componente valle abajo superiores a $9 \left[\frac{m}{s} \right]$ (línea negra segmentada); zona sombreada corresponde a la topografía del modelo. Panel central muestra series de altura a la cual el gradiente obtiene el valor señalado (eje vertical izquierdo) y velocidad promedio del viento entre el suelo y esta altura (eje vertical derecho). Panel inferior muestra valores estimados del número de Froude, donde se indica con línea segmentada límite para el cual se tiene una condición subcrítica o supercrítica. Todos las variables son mostradas para una longitud constante de $69.68^\circ O$	68
4.38. Perfiles de la componente valle abajo del viento (panel de la izquierda), energía cinética turbulenta (panel central) y componente vertical del viento (panel de la derecha), obtenidos para una longitud constante de $69.68^\circ O$ (valle de Calama Norte), mostrando los primeros 1000 m de altura con respecto al suelo. Línea de color rosado oscuro, verde claro y verde oscuro muestran perfiles para las latitudes de $22.25^\circ S$, $22.337^\circ S$ y $22.37^\circ S$, respectivamente.	70
4.39. Campo nocturno promedio de velocidad de fricción del viento (contorno relleno de colores). Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.	72
4.40. Campo de pendientes de terreno, estimadas a partir de la topografía (contorno relleno de colores). Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.	73
4.41. Campo de estabilidad atmosférica superficial, calculado a partir de las diferencias entre los niveles de 85 y 2 m (respecto del suelo) de los campos de temperatura. Valores positivos indican desarrollo de inversión y capa estable, en cambio, valores por debajo de $1^\circ C$ corresponden aproximadamente a una condición próxima a la inestabilidad. Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.	74
4.42. Campo de alturas de chorro nocturno, derivado a partir de la evaluación de la ecuación 4.5 (contorno relleno de colores). Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.	76

<p>A.2.1 Mapa de la condición sinóptica para el día 10 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	88
<p>A.2.2 Mapa de la condición sinóptica para el día 11 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	89
<p>A.2.3 Mapa de la condición sinóptica para el día 12 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	90
<p>A.2.4 Mapa de la condición sinóptica para el día 13 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	91

<p>A.2.5 Mapa de la condición sinóptica para el día 14 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	92
<p>A.2.6 Mapa de la condición sinóptica para el día 15 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	93
<p>A.2.7 Mapa de la condición sinóptica para el día 16 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	94
<p>A.2.8 Mapa de la condición sinóptica para el día 17 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.</p>	95

A.2.9	Mapa de la condición sinóptica para el día 18 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.	96
A.2.10	Mapa de la condición sinóptica para el día 19 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.	97
A.2.1	Mapa de la condición sinóptica para el día 17 de agosto de 2012, considerando una amplia extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 160 y 50°O, y las latitudes 5 y 60°S). Contorno de colores corresponde a la presión a nivel del mar, mientras que la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa es mostrada con contornos de líneas grises oscuras y anomalías con líneas grises claras. La topografía de Sudamérica es señalada con líneas negras.	98
A.3.1	Diagrama de dispersión entre la velocidad del viento y dirección del viento para la estación Calama Norte, ambas correspondiente a una medición a 40 m de altura sobre el suelo. El periodo de análisis comprende la noche, entre las 00 y 08 HL.	99
A.3.2	Diagrama de dispersión entre la velocidad del viento y dirección del viento para la estación Sierra Gorda Este, ambas correspondiente a una medición a 40 m de altura sobre el suelo. El periodo de análisis comprende la noche, entre las 00 y 08 HL.	100
A.3.3	Comparación de series horarias de componente valle abajo del viento en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	101
A.3.4	Comparación de series horarias de componente valle abajo del viento en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	101

A.3.5	Comparación de series horarias de temperatura en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	102
A.3.6	Comparación de series horarias de temperatura en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	102
A.3.7	Comparación de series horarias de estabilidad para la torre de Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	103
A.3.8	Comparación de series horarias de estabilidad para la torre de Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	103
A.3.9	Comparación de ciclos diarios de la componente valle abajo del viento en 40 m de altura para la torre Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	104
A.3.10	Comparación de ciclos diarios de la componente valle abajo del viento en 40 m de altura sobre el suelo para la torre Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	104
A.3.11	Comparación de ciclos diarios de la temperatura en 40 m de altura sobre el suelo para la torre Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	105
A.3.12	Comparación de ciclos diarios de la temperatura en 40 m de altura sobre el suelo para la torre Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	105
A.3.13	Comparación de ciclos diarios de la estabilidad para la torre Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	106
A.3.14	Comparación de ciclos diarios de la estabilidad para la torre Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	106
A.3.15	Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la componente valle abajo del viento para la torre Calama Norte. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	107
A.3.16	Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la componente valle abajo del viento para la torre Sierra Gorda Este. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	107
A.3.17	Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la temperatura, para la torre Calama Norte. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	108

A.3.1	Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la temperatura, para la torre Sierra Gorda Este. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	108
A.3.1	Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la energía cinética turbulenta, para la torre Calama Norte. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	109
A.3.2	Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la energía cinética turbulenta, para la torre Sierra Gorda Este. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.	109
A.3.2	Mapa con la topografía y el campo promedio de la intensidad del viento en 10 m sobre la superficie, para el valle donde se encuentra la estación de Calama Norte. Adicionalmente se indica con líneas blancas las zonas donde se realizaron cortes transversales y longitudinales, junto con contornos de velocidades superiores a $10 \left[\frac{m}{s} \right]$ (líneas rojas por debajo de la topografía).	110

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Este trabajo tiene por motivación intentar caracterizar, por medio de una simulación numérica, un tipo de vientos intensos que se produce durante las noches en algunos valles con pendiente del desierto de Atacama. Si bien se tenía conocimiento previo de la existencia de estos flujos, no fue hasta el desarrollo de una campaña de prospección del recurso eólico efectuada entre los años 2010 y 2012 por el Ministerio de Energía de Chile, en cooperación con la agencia alemana GIZ (Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit GmbH), que se logró describir con mayor detalle estos vientos.

Como se verá más adelante, los trabajos de Muñoz et al. (2013) y Jacques-Coper et al. (2014) se encargaron de realizar una descripción de estos vientos en cuanto a intensidad, altura de manifestación, periodo del día en que se manifiestan, estacionalidad, factores locales y/o sinópticos que pueden influir o ayudar a comprender su formación, entre otras características. No obstante, quedaba pendiente un esfuerzo de intentar caracterizar estos chorros, labor que es abordada de manera parcial en este trabajo.

1.2. Chorros nocturnos de bajo nivel en el desierto de Atacama

La existencia de chorros nocturnos de bajo nivel en el desierto de Atacama ha sido descrita y documentada en varios estudios. En una campaña de mediciones realizada en tres sitios al interior de la región de Antofagasta, Rutllant y Ulriksen (1979) encontraron la existencia de un sistema alternado de vientos intensos, el cual es controlado por el ciclo diario de enfriamiento/calentamiento que experimenta el suelo desértico. Se observó además que en las noches se desarrollaba una intensa inversión térmica muy cerca de la superficie, producto del acentuado enfriamiento radiativo.

En la misma zona desértica, Muñoz et al. (2013) utilizaron datos de una campaña de prospección eólica impulsada por las autoridades del Ministerio de Energía entre los años 2010 y 2012, con los que consiguió realizar una descripción de las condiciones medias de los vientos nocturnos que se forman en valles con pendientes y su variabilidad, tanto a nivel de ciclo diario como fluctuaciones estacionales. Estos vientos se manifiestan en forma de chorros, los que describen un perfil en forma de “nariz” en cuyo núcleo (a 20-60 m de altura sobre el suelo) se producen velocidades máximas cercanas a $20\frac{m}{s}$. Si bien se manifiestan durante todo el año, su intensidad es mayor entre los meses de mayo y octubre (invierno y primavera), presentando una anti-correlación con respecto a la generación de vientos intensos durante el día (Jacques-Coper et al. 2014).

Los chorros nocturnos presentan una etapa de intensificación en el horario comprendido entre la puesta de Sol y la medianoche aproximadamente, periodo en que se comienzan a desarrollar los vientos valle-abajo. Posteriormente, los flujos alcanzan una etapa cuasi-estacionaria hasta poco después del amanecer. En esta última fase, una estimación de la altura de la “nariz del chorro”, basada en el balance de momento que existiría entre la fuerza del gradiente de presión a lo largo del valle y la turbulencia, logra explicar cerca del 70 % de la varianza en los registros de altura de estos chorros.

De acuerdo a Jacques-Coper et al. (2014), con base en un análisis de la circulación regional con datos del reanálisis NCEP-NCAR, son condiciones sinópticas poco perturbadas (cercanas a la condición climatológica) las óptimas para el desarrollo de estos chorros. Según Garreaud y Aceituno (2007), este contexto sinóptico se produce durante casi la totalidad del año en esta zona, debido a la fuerte subsidencia de gran escala y otros factores regionales.

Los chorros que aquí se analizan no deben ser confundidos con los vientos descritos por Huneeus et al. (2006), que corresponden a eventos extraordinarios de flujos provenientes desde el este, los cuales producen transporte de SO_x desde las zonas interiores del desierto hacia la costa. Estos vientos, al contrario de los chorros nocturnos, tienen un forzante sinóptico definido, que corresponde al desarrollo de la vaguada costera y una dorsal profundizada en altura que inhibe los vientos del oeste, reforzando así la subsidencia sobre el continente y favoreciendo la generación de vientos descendentes en la ladera oeste de la Cordillera de Los Andes. Estos eventos extraordinarios, que son precedidos por un calentamiento anómalo de los niveles intermedios de la atmósfera, cumplen con las características indicadas por Durran (2003) para identificar a los vientos de tipo Foehn.

La revisión de las características locales y regionales antes mencionadas sugiere que los chorros nocturnos de bajo nivel del desierto obedecen a dos tipos de categorías de vientos: “de pendiente (o catabáticos)” y “a lo largo del valle”. Estos dos regímenes según la recopilación hecha por Whiteman (2000) están relacionados de la siguiente manera: Los flujos de pendiente drenan aire desde las paredes laterales de los valles hacia su eje central, situación que produce una inversión térmica que favorece el cambio de sentido en los vientos a lo largo del valle, pasando de tener un sentido ascendente (desde valle a montaña) a descendente (desde montaña a valle).

1.3. Los vientos de pendiente o catabáticos

Los “vientos de pendientes” o “flujos catabáticos” han sido ampliamente documentados en lugares como Groenlandia o la Antártica, donde se manifiestan de manera regular. Se forman debido a las masas de aire que descienden desde zonas altas de montañas/cerros hacia zonas más bajas, producto del enfriamiento radiativo de la superficie. Parish (1984), con base en una modelación numérica de la Antártica usando un modelo hidrostático, observó que estos flujos se alimentan de pozas de aire frío que se encuentran inmersas en las grandes planicies interiores del continente, drenando este aire hacia la costa, siendo guiados por la topografía.

Las zonas con manifestación de flujos catabáticos tienen temperaturas de suelo mayores que las observadas en lugares con vientos de menor intensidad, según lo descrito por Bromwich (1989) usando imágenes satelitales en el espectro infrarrojo (satélites del programa DMSP y NOAA - AVHRR) en la Antártica. Estas temperaturas relativamente altas son explicadas por la fuerte turbulencia asociada a los chorros y la mezcla vertical que producen, en contraste con el enfriamiento radiativo que experimentan las otras zonas sin presencia de estos vientos. Esta característica de los chorros fue abordada en profundidad por King et al. (1998), quien basado en imágenes satelitales infrarrojas (producto TIR) determinó que en realidad estos vientos generan una especie de “cinturón termal” en la porción de superficie donde se manifiestan. Según Ohata et al. (1985), la mezcla turbulenta vigorosa generada por los vientos catabáticos produce índices de estabilidad bajos, especialmente en las zonas donde se origina el descenso de aire y la compresión adiabática es incipiente.

Respecto de la estructura espacial de los vientos catabáticos, Bromwich y Liu (1996), con base en registros de una campaña realizada entre los meses de noviembre y diciembre de 1992 con equipos convencionales y SODAR - RASS en dos puntos cercanos (uno en la costa y otro en las montañas, en la zona del mar de Ross en la Antártica), describe que tanto la mezcla turbulenta vigorosa como las temperaturas superficiales mayores se producen más cerca de la montaña, donde el viento nocturno se manifiesta con claridad, dejando de percibirse esta característica con la lejanía de la montaña. El descenso de masas de aire desde distintas zonas montañosas puede contribuir a explicar la formación de mesociclones. De acuerdo a Nylen et al. (2004), cuando los vientos catabáticos son excesivamente intensos, como en el interior de la Antártica, el alza de temperaturas en superficie es significativa, aspecto que se asocia al calentamiento adiabático que experimentan las masas de aire en su recorrido.

Las condiciones sinópticas favorables para la formación de flujos catabáticos parecen ser condiciones imperturbadas o cercanas a la climatología, así lo mostró Heinemann (1999), quien describió el sistema de flujos existente en Groenlandia con base en registros de estaciones en superficie y datos de la campaña KABEG97, que consistió en usar una aeronave para analizar la manifestación de vientos sobre distintas superficies y condiciones sinópticas. Los vientos obedecen al forzante “catabático puro” la mayor parte de las ocasiones, es decir, los vientos se producen principalmente por el enfriamiento de la superficie y descienden siguiendo la topografía. Las configuraciones sinópticas de gran escala producen efectos sobre los flujos, aunque esta relación resultó difícil de diagnosticar.

Respecto del efecto de la pendiente del terreno en la manifestación de los flujos catabáti-

cos, en los trabajos de Papadopoulos et al. (1997) y Papadopoulos y Helmis (1999) se analiza la formación de un flujo catabático en el monte Hymettos (Grecia), donde la pendiente es muy baja y no existen prácticamente obstáculos que obstruyan el flujo descendente, salvo un cambio abrupto de pendiente en la medianía de la ladera. El viento se presenta como un chorro de débil intensidad (no más de $2 \left[\frac{m}{s} \right]$) a unos 20 m de altura, el cual es alterado por el cambio de la pendiente. Por medio de una simulación numérica directa, Fedorovich y Shapiro (2009) evalúan el efecto de las pendientes pronunciadas, mostrando que tanto la flotabilidad como la intensidad máxima del flujo aumentan conforme la pendiente se ve reducida, lo que se traduce también en un aumento proporcional de la turbulencia dado el crecimiento de la energía cinética. El aire frío desciende muy apegado a la superficie mientras que el cálido es desplazado hacia arriba.

1.4. Los vientos a lo largo de valles

Por su parte, los vientos “a lo largo de valles” son flujos de aire que siguen la forma de la topografía de los valles, tienen intensidades considerables (por sobre los $15 \left[\frac{m}{s} \right]$), manifestándose en alturas que van entre los 300 y 1500 m. De acuerdo al ejemplo de Whiteman (2000), estos vientos se manifiestan principalmente en zonas de mesetas, como las montañas Rocosas de Estados Unidos. En Whiteman (1990) se indica que el forzante principal en estos casos es el gradiente de presión que se produce a lo largo del valle, asociado al enfriamiento nocturno relativo del aire sobre el valle respecto de las elevaciones de terreno cercanas. La topografía en estos casos también juega un rol importante, modulando la intensidad del viento.

Las condiciones sinópticas pueden fortalecer o debilitar los flujos a lo largo de los valles. Speirs et al. (2010) propone que los intensos episodios de viento que se desarrollan en los valles secos del interior de la Antártica son canalizados por la topografía, los que experimentan en su trayecto el efecto Foehn (calentamiento adiabático). Los forzantes de estos vientos son ciclones que se trasladan sobre la costa (mar de Ross), los que introducen modificaciones al campo de presiones de gran escala, y por ende, cambios en la circulación de los vientos de gran escala por ajuste geostrófico.

Si el gradiente de presión sinóptico es opuesto (favorable) a la dirección en la que el viento desciende, entonces el viento que se desarrolla a lo largo del valle es debilitado (potenciado). Así lo observó Ohata et al. (1985) usando datos de torres meteorológicas en la estación de Mizuho (borde oriental de la Antártica). Esta característica es confirmada y generalizada por Van den Broeke y Van Lipzig (2003), quienes usando datos del modelo RACMO/ANTI de los campos de presión en la misma zona llegaron a conclusiones similares.

1.5. Salto hidráulico

Otra característica de estos vientos es que pueden experimentar saltos hidráulicos (o de presión) si es que existen cambios abruptos de la pendiente del terreno. Ball (1956) atribuyó la disminución de la intensidad de los vientos cerca de la superficie entre zonas montañosas y costeras de la Antártica a este fenómeno. Supuso que un flujo catabático se puede explicar mediante un modelo hidráulico, donde el viento se comporta como una masa de aire frío descendente, con una altura definida respecto del suelo dada por la presencia de la capa de inversión térmica, la cual se asume no tiene mezcla vertical con niveles superiores. Poseen además una velocidad y temperatura potencial que son independientes de la altura y velocidades verticales nulas. En este marco teórico, el balance de momento es explicado por el gradiente de presión horizontal y el término de fricción. No obstante, esta suposición es válida sólo si la altura de la capa de inversión no es igual a una altura hidrodinámica crítica, puesto que esto supone la existencia de movimientos verticales de aire que no pueden ser ignorados. Estas condiciones, de acuerdo al autor, se pueden resumir mediante la aplicación del número de Froude:

$$F_r = \frac{\theta Q^2}{\theta' g h^3} \quad (1.1)$$

En la Ecuación 1.1, θ es la temperatura potencial, Q es el producto entre la velocidad del flujo (u) y la altura de inversión térmica (h), θ' es el déficit de temperatura potencial del aire frío y g es la aceleración de gravedad. El número de Froude es un valor adimensional que tiene varias interpretaciones, en este caso particular interesa la descripción que realiza respecto de la relación entre los efectos de la inercia del flujo y la gravedad, que sirven para determinar finalmente tres tipos de condiciones asociadas a la manifestación de los vientos catabáticos. Cuando el valor de F_r es próximo a 1, entonces el balance de momento anteriormente indicado no aplica y se dice que el flujo experimenta un salto, produciéndose movimientos verticales de aire y generación de turbulencia. Si F_r es mayor (menor) que 1 la inercia de la masa de aire descendente es mayor (menor) que el efecto gravitatorio y el flujo se dice acelerado (relajado). Por conservación de energía, los saltos estacionarios que se manifiestan dentro del flujo sólo pueden producirse si hay un paso de una condición acelerada a relajada, puesto que de esta forma la energía perdida por el flujo es disipada mediante generación de turbulencia mecánica.

Esta definición del número de Froude fue empleada por Heinemann (1999) para describir los vientos catabáticos que se producen en Groenlandia, observando que corresponden a la categoría de acelerados. Gallée et al. (1996) usa una definición levemente distinta para describir los flujos en la península de Adelia en la Antártica mediante la implementación de un modelo hidrostático. En este caso, la altura de la capa la define como aquella en que la intensidad del viento superficial se vuelve menor que la magnitud de los vientos sinópticos. Con esta modificación observa que los flujos nocturnos simulados son acelerados, no obstante, durante las horas de transición, el número de Froude indica que el flujo se debilita, existiendo conversión de energía cinética a turbulenta.

Yu et al. (2005) emplearon el modelo no hidrostático RAMS para estudiar los saltos hidráulicos asociados a vientos catabáticos que se producen en las costas de la Antártica. También, sobre la base del uso del número de Froude, observaron que la intensidad de los saltos es proporcional a la velocidad con la que el flujo catabático desciende por las pendientes, mientras que es inversamente proporcional a la altura a la cual se encuentra la capa de inversión térmica. Este trabajo plantea además que la acumulación de aire frío que se produce al pie de la ladera también puede ser otro factor que permita la formación del salto hidráulico, ya que representa una barrera para el flujo que proviene desde la ladera.

Los saltos hidráulicos también pueden manifestarse en escala mayores, asociados al desarrollo de vientos descendentes desde cordones cordilleranos y la acumulación de aire frío en valles. El caso de estudio de Armi y Mayr (2011), en el que emplearon datos satelitales y registros de una aeronave de medición en Sierra Nevada (EE.UU.) para los días 9 y 10 de abril de 2006, muestra que la formación de un salto hidráulico en esta zona sólo se produce si la temperatura potencial en los niveles más bajos del flujo estratificado que se encuentra descendiendo por la ladera de la montaña es igual de baja que la existente en el fondo del valle. En estas circunstancias, el salto hidráulico, que se produce como efecto de la interacción de las dos masas de aire con propiedades distintas, produce una mezcla de propiedades en la que el flujo descendente pierde energía y masa, junto con producir ondas internas tanto en el interior de la poza fría como en su tope.

1.6. Simulaciones con el modelo WRF

El modelo WRF (Weather Research and Forecasting) es un modelo numérico elaborado de manera colaborativa por varios grupos de investigación, donde destacan principalmente el National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanographic and Atmospheric Agency (NOAA) y National Center for Environmental Prediction (NCEP), todos de Estados Unidos. De acuerdo a las descripciones de Skamarock et al. (2005) y Wang et al. (2015), WRF es un modelo de 4 dimensiones (espacio y tiempo), que cuenta con el módulo Advanced Research Weather (ARW) para resolver las ecuaciones de Euler (considerando un fluido no hidrostático y compresible) en un sistema de coordenadas que sigue la forma de la topografía. Posee diversos módulos físicos con distintas parametrizaciones de capa límite planetaria, esquema radiativo, generación de nubes, entre otros, los que pueden ser definidos por el usuario dependiendo de la zona a simular. Este modelo numérico está pensado para resolver ecuaciones a nivel de mesoscala, alimentándose de la información de modelos globales.

WRF ha sido usado para estudiar la dinámica de los chorros de bajo nivel. Bao et al. (2008) realizaron una simulación para evaluar el transporte de ozono en el valle central de California, donde encontraron un sistema de vientos dominado por cinco tipos distintos de circulación, los que se manifiestan entre superficie y los primeros 300 m de altura. Si bien el modelo reproduce los aspectos que explican el transporte de ozono, también se hace evidente una serie de problemas para reproducir la intensidad, perfil y periodo de manifestación de los vientos. El autor sugiere que tanto la física del modelo de superficie como las condiciones de borde (asociadas a los vientos de gran escala) pueden estar afectando el resultado de la simulación.

Storm et al. (2008) empleó el modelo WRF para evaluar cómo es la estructura de los chorros de bajo nivel en las planicies del estado de Texas (EE.UU.) y así realizar pronósticos operacionales para producción de energía eólica. El modelo logró reproducir la estructura espacial del chorro, logrando un mejor desempeño que las metodologías previas, no obstante, la altura del chorro es sobrestimada y la magnitud subestimada, situación que se atribuye a una generación de mezcla turbulenta demasiado vigorosa, la cual termina afectando la estructura del chorro. Ngan et al. (2013) llega a una conclusión similar, donde realizando una simulación en la misma zona logra reproducir los vientos dentro de los primeros 150 metros de altura, sin embargo, el perfil de intensidades logrado es suavizado y subestimado, haciendo sospechar que se generó un exceso de turbulencia.

Shimada et al. (2011) realizaron una simulación con WRF para los vientos de bajo nivel que se observan en algunas zonas costeras de Japón. A diferencia de los estudios antes señalados, los vientos simulados muestran una mayor intensidad que lo exhibido por los registros. En un intento de mejorar los resultados, se realiza un trabajo de sensibilidad del modelo a los cambios de esquemas de capa límite planetaria, sin embargo, el uso de estas parametrizaciones no agrega cambios significativos a la forma en la que el viento es simulado.

Si bien en todos los estudios indicados se revelan algunos problemas que pueden existir al emplear WRF, o cualquier otro modelo de mesoescala, los autores concluyen que el modelo es capaz de reproducir los aspectos que son objeto de análisis.

El modelo WRF necesita de parametrizaciones, o aproximaciones esquemáticas, de algunos procesos físicos para poder generar las simulaciones. Existen varios esquemas de parametrización de la capa límite planetaria, sin embargo, en el presente estudio se hace uso del esquema de Quasi-Normal Scale Elimination (QNSE), introducido por Sukoriansky et al. (2005). De acuerdo al autor, es un esquema de cierre espectral que considera un fluido con características anisotrópicas en la vertical (desarrollo de ondas internas, y otras manifestaciones no lineales), estratificado y estable. Esta teoría espectral elimina progresivamente los modos más pequeños de variabilidad del fluido, esto con el objetivo de interpretar los modos o escalas mayores. Una vez realizado este procedimiento, son obtenidos los coeficientes que permiten realizar la predicción de la energía cinética turbulenta y la tasa de disipación. Si bien no es el objetivo del presente trabajo ahondar más en los detalles de la teoría espectral, el caso de estudio en el que se probó este esquema, una superficie en la Antártica con un considerable enfriamiento radiativo y cielos despejados, se asemeja a las condiciones del desierto de Atacama.

Dados los antecedentes anteriores, entendiéndose que los modelos de mesoescala (como WRF) tienen limitaciones, pero que aún así son una herramienta poderosa para entender la dinámica y evolución de las condiciones meteorológicas en escala local, el presente estudio busca caracterizar y diagnosticar las propiedades de los chorros nocturnos de bajo nivel que se producen en la superficie del desierto de Atacama, por medio del empleo del modelo señalado. En lo que sigue, el Capítulo 2 presenta los objetivos e hipótesis, el Capítulo 3 la metodología, el Capítulo 4 los resultados, donde se incluye una evaluación del modelo y diagnóstico de propiedades del chorro de bajo nivel, y el Capítulo 5 ofrece una discusión y las conclusiones.

Capítulo 2

Objetivos e Hipótesis

La hipótesis a comprobar en este estudio es que los chorros nocturnos de bajo nivel, una vez que alcanzan su periodo cuasi-estacionario, son mantenidos por un balance de momentum entre las fuerzas asociadas del gradiente de presión a lo largo del valle y la turbulencia. Para probar esta hipótesis, se presentan los siguientes objetivos.

2.1. Objetivo general

El objetivo general es lograr reproducir las condiciones en las cuales se desarrollan los chorros nocturnos de niveles bajos, por medio de la realización de simulaciones numéricas.

2.2. Objetivos específicos

Dentro de los objetivos específicos se cuentan los siguientes propósitos:

- Reproducir el comportamiento del campo medio de vientos y temperaturas sobre la zona de análisis.
- Identificar fenómenos nocturnos como la formación de chorros nocturnos superficiales y pozas frías.
- Evaluar efectos de cambios en las condiciones sinópticas sobre la formación de los chorros nocturnos.
- Revisar efectos de estos vientos nocturnos sobre los perfiles de temperatura y TKE.
- Evaluar si los vientos nocturnos responden a un equilibrio entre las fuerzas del gradiente de presión y la turbulencia.
- Revisar si cambios en las propiedades del suelo afectan la generación de los vientos señalados.

Capítulo 3

Metodología

Con base en los objetivos, se define como periodo de análisis los días comprendidos entre el 10 y 20 de agosto del año 2012, puesto que presentan una buena completitud de registros, además de contar tanto con condiciones adecuadas para la generación del fenómeno de análisis, como días en que el escenario sinóptico no es óptimo para su generación.

La evaluación de las condiciones sinópticas se basa en emplear datos del National Center for Environmental Prediction - Climate Forecast System Reanalysis (NCEP - CFSR; ver sección 3.2) para la elaboración de cartas sinópticas. Estos mapas son usados para analizar la evolución de las condiciones atmosféricas con el paso de los días, teniéndose una descripción de cuáles días, dentro del periodo de estudio, presentan un escenario favorable para la generación de los chorros, sin estar alejados de la condición climatológica. Los campos utilizados para la elaboración de estos productos son la presión superficial a nivel del mar y la altura geopotencial en 500 hPa, variables para las cuales son obtenidas las condiciones medias del día, climatología asociada y la anomalía de la condición observada.

En paralelo a la descripción sinóptica, se emplea el modelo atmosférico WRF para reproducir las condiciones meteorológicas locales, para lo cual se hacen pruebas con varios esquemas distintos de capa límite planetaria. El uso de distintas configuraciones permite definir el mejor resultado, contrastado con las observaciones en la zona, que se empleará para analizar los flujos nocturnos de aire. Las especificaciones de la simulación de control, junto con las otras realizadas, se presentan en la Sección 3.1.

Los resultados de la simulación son contrastados con registros de torres de medición meteorológicas en la zona de estudio (ver Sección 3.2), evaluándose evolución sinóptica, ciclo diario y estructura vertical cerca de la superficie. Las variables comparadas son magnitud y dirección del viento, temperatura, energía cinética turbulenta (TKE; por sus siglas en inglés) y estabilidad. A partir de los datos de viento se estima la componente valle abajo del viento (explicado con detalle en la Sección 4.3).

Cabe señalar que para efectuar la contrastación de información indicada, son extraídas a partir de la simulación las series de tiempo en los puntos de grilla más cercanos o repre-

sentativos de los lugares de medición señalados, haciendo uso de un criterio de distancias horizontales.

Con base en la comparación de series de tiempo y escenarios sinópticos, se escogen aquellos días que reúnen condiciones sinópticas cercanas a la climatología (sin anomalías importantes) para posteriormente analizar los campos nocturnos promedio de viento (magnitud y dirección), temperatura y TKE cercanos a la superficie. Además, se usa la información de temperatura del suelo que entrega la simulación para ser comparada con la distribución espacial de valores que entrega el sensor MODIS (a bordo de los satélites Aqua y Terra) dentro del mismo periodo (mayor detalle en Sección 3.2).

La estructura vertical de la atmósfera en niveles superiores también es analizada, usando para esto registros de radiosondeos disponibles en la zona (también explicado con mayor detalle en la Sección 3.2).

La forma que adquieren los chorros es analizada a través de cortes (transectas) longitudinales y transversales en las zonas de valles. En estos cortes interesa analizar cómo se manifiesta la componente descendente a lo largo del valle, la componente transversal, la velocidad vertical, la temperatura y el TKE. A partir de esta información se establece cómo evoluciona la forma del chorro nocturno a medida que desciende, junto con el diagnóstico de sus propiedades y efectos que genera en la atmósfera circundante.

Por medio de las transectas se comprueba el balance de masa asociado a los chorros, donde se genera un “cubo de control” que engloba la entrada y salida de aire por el valle, junto con considerar paredes laterales asociadas. Adicionalmente, por medio de la estimación del número de Froude se plantea una descripción de la formación de saltos hidráulicos.

Finalmente, con base en el trabajo de Muñoz et al. (2013), se evalúa el modelo conceptual que explicaría el balance de momento en la estructura adoptada por estos flujos una vez que alcanzan el carácter de cuasi-estacionarios. Para efectuar este diagnóstico se realiza el cálculo de la pendiente del terreno, junto con la obtención de los campos medios nocturnos de temperatura, estabilidad superficial y velocidad de fricción. Los resultados obtenidos son contrastados con la altura obtenida en la simulación y los registros de las torres de medición.

3.1. Descripción de simulaciones realizadas

La simulación es realizada con el modelo atmosférico WRF, en su versión 3.6. La zona de estudio comprende el Norte Grande de Chile, específicamente la parte interior de la región de Antofagasta, donde se encuentran las localidades mineras de Calama y Sierra Gorda. Para reproducir las condiciones atmosféricas de esta zona, son empleados cuatro dominios de simulación, los cuales se encuentran anidados para lograr reproducir de mejor manera la meteorología. Tanto el tamaño como la resolución espacial de cada dominio son proporcionales, respetando una escala de 3; es decir, el primer dominio es 3 veces más grande que el segundo dominio y posee una grilla con resolución 3 veces menor, y así sucesivamente. El panel

Dominio	Rango latitudinal	Rango Longitudinal	Resolución espacial	Tamaño
Primero	8 - 35.5 °S	84 - 55.5 °O	27 km	121 × 124
Segundo	18 - 27 °S	74 - 64 °O	9 km	121 × 124
Tercero	21.5 - 24 °S	70.5 - 67.5 °O	3 km	121 × 124
Cuarto	22 - 22.8 °S	69.5 - 68 °O	1 km	121 × 124

Tabla 3.1: Detalles espaciales de los dominios de simulación.

izquierdo de la Figura 3.1 presenta el mapa con las cajas que definen los dominios mencionados. El primer dominio, en color azul, engloba una porción considerable del sector occidental del continente sudamericano, abarcando parte de los territorios de Chile, Argentina, Perú, Bolivia, Brasil, junto con una parte del borde sur-oriental del océano Pacífico. El segundo dominio se centra mayormente en el norte Grande de Chile. El tercer y cuarto dominio se concentran, de manera respectiva, en la región y localidades señaladas con anterioridad. El detalle de los dominios de simulación es presentado en la Tabla 3.1.

El panel derecho de la Figura 3.1 muestra en detalle la zona que corresponde al cuarto dominio, de mayor resolución horizontal. Esta caja de simulación tiene un 1 km de resolución, englobándose las comunas de Sierra Gorda y Calama, junto con algunos sectores mineros como el Distrito Norte de CODELCO, y las minas Spence, Tesoro, Esperanza y Sierra Gorda SCM. Adicionalmente, también se indica las ubicaciones de las torres meteorológicas de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, las cuales son empleadas para evaluar el desempeño de las simulaciones.

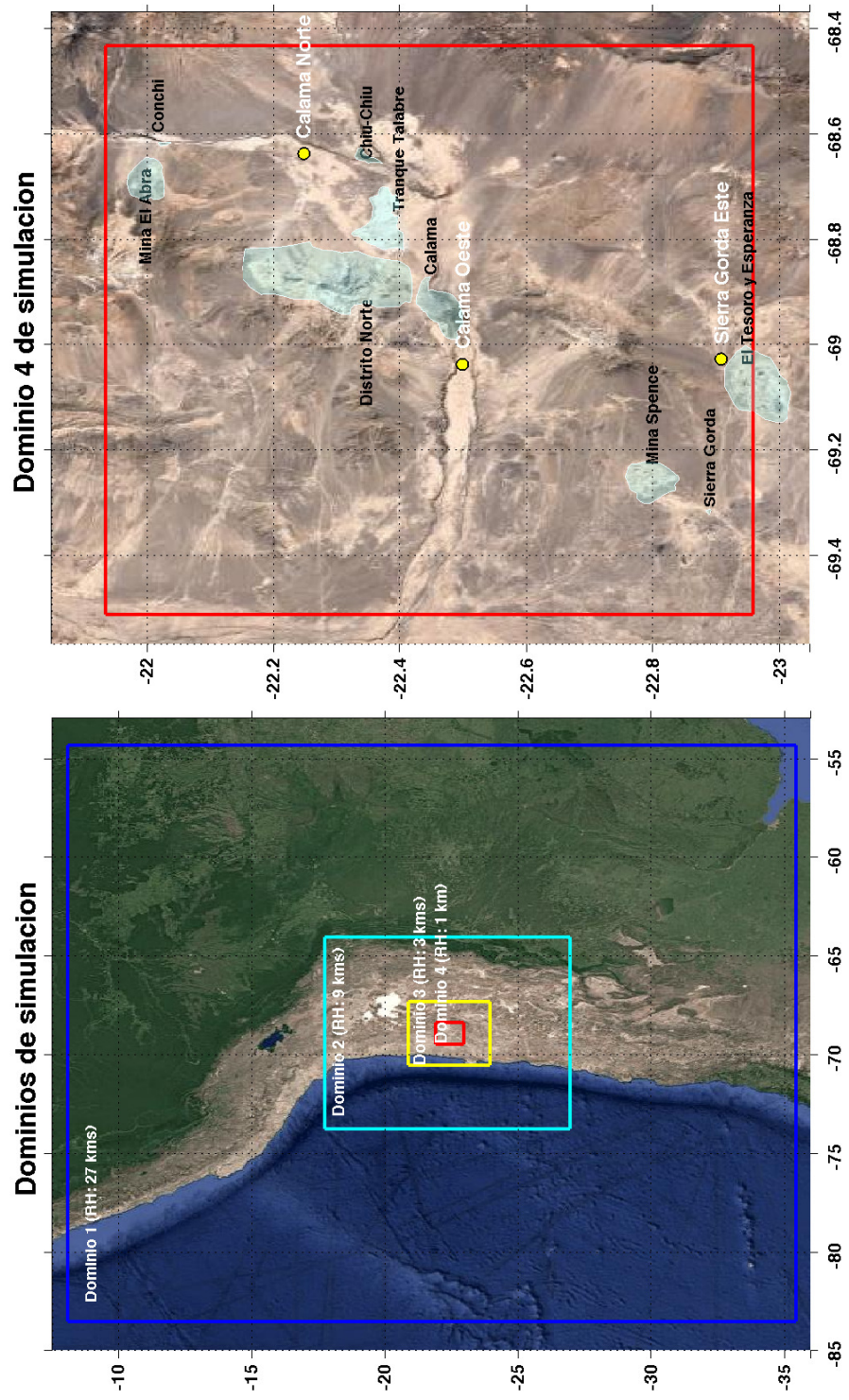


Figura 3.1: Dominios de simulación. Panel izquierdo presenta los 4 dominios de simulación empleados, donde se destaca la resolución horizontal de grilla empleada en cada uno. Panel de la derecha presenta detalles del dominio de máxima resolución, donde se destaca la ubicación geográfica de algunas zonas relevantes, junto con las posiciones en las cuales se encuentran las torres con las cuales se evalúan los resultados de las simulaciones.

Característica	Opción utilizada
Periodo de simulación	10 días.
Rango fechas	10 - 20 de agosto de 2012.
Versión WRF	3.6.
Nº dominios	4.
Resoluciones dominios	21, 9, 3 y 1 km.
Condición de borde	Reanálisis GFS-FNL.
Tamaños dominios	121 (zonal) × 124 (meridional).
Nº niveles verticales	44.
Uso de suelo	USGS, con 24 categorías.
Micro-física	Esquema WSM, clase 3 (opción 3).
Radiación onda larga	Esquema RRTM (opción 1).
Radiación onda corta	Esquema Goddar (opción 2).
Física de superficie	Esquema QNSE, con teoría de similaridad de Monin-Obukhov (opción 4).
Procesos de superficie	Esquema de 5 capas de MM5 (opción 1).
Capa límite planetaria	Esquema QNSE (opción 4).
Cúmulos	Esquema New Kain-Fritsch en dominios externos (opción 1).

Tabla 3.2: Especificaciones de la simulación de control.

Tal como fue indicado con anterioridad, el periodo de simulación abarca 10 días, entre las fechas 10 y 20 de agosto de 2012. Estos días son escogidos porque presentan desarrollo de condiciones cercanas a la climatología, como también un periodo en que el que existe desarrollo de una condición sinóptica alejada del escenario normal para la época. La simulación de control (**CoTi**), se realiza empleando los parámetros señalados en la Tabla 3.2.

Otras simulaciones son realizadas adicionalmente a **CoTi** para evaluar el desempeño del modelo WRF en la zona de estudio. Se utilizan las mismas especificaciones detalladas en la Tabla 3.2, aunque se cambia el esquema de capa límite planetario. **CoTi** utiliza el esquema QNSE, que presenta uno de los mejores desempeños en el horario nocturno respecto de los registros (ver Apéndice, sección A.1). Otros esquemas revisados fueron YSU, Mellor - Yamada - Janjic (MYJ), MYNN y BouLac.

Finalmente, también se realizan simulaciones para analizar el efecto del cambio en las propiedades del suelo sobre algunas variables atmosféricas (especialmente viento, temperatura y flujos de calor). Como se señaló, la simulación de control (**Coti**) emplea el uso de suelo de USGS. En una simulación aparte, este uso de suelo es reemplazado por la categorización realizada con MODIS. En adición a estos análisis, otras simulaciones son efectuadas para evaluar el efecto de la disponibilidad de agua en el suelo. La Tabla 3.3 presenta un resumen con todas las simulaciones efectuadas y sus características principales.

Código simulación	Versión WRF	Ordenador	Comentario respecto de control
CoTi	3.6	Tigre	Simulación de control.
simYSU	3.6	Tigre	Esquema PBL YSU.
simMYJ	3.6	Tigre	Esquema PBL MYJ.
simMYNN	3.6	Tigre	Esquema PBL MYNN.
simBOULAC	3.6	Tigre	Esquema PBL BouLac.
simMODIS	3.6	Tigre	Uso de suelo MODIS.
SeTi	3.6	Tigre	Sin disponibilidad de agua en suelo.
CoCh	3.7	Chercan	Simulación de control.
CsCh	3.7	Chercan	Simulación de desierto sin disponibilidad de agua.
SeCh	3.7	Chercan	Simulación de suelo sin disponibilidad de agua.

Tabla 3.3: Resumen con características principales de cada una de las simulaciones. “Tigre” y “Chercan” son los nombres de los ordenadores en los que se realizaron distintas simulaciones con el modelo WRF.

3.2. Descripción de registros observacionales y reanálisis

Como fue indicado, la evaluación de las simulaciones realizadas con el modelo WRF se efectúa comparando con tres tipos de registros observacionales, los cuales se detallan a continuación:

- **Torres de mediciones de perfiles de viento y temperatura:** Corresponden a las torres de medición de variables meteorológicas en altura instaladas por el Ministerio de Energía, en conjunto con el GIZ de Alemania, para explorar el recurso eólico en la región. En este estudio se emplea la información de tres de estas torres: Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, las cuales se encuentran dentro de la zona de interés. Las características de estas estructuras de observación se detallan en la Tabla 3.4.

Nombre estación	Código	Periodo	Latitud	Longitud	Altitud msnm	VARIABLES MEDIDAS
Calama Norte	CAN	21/02/2011 - 27/12/2012	22.25°S	68.64°O	2698	T en 80, 40 y 2 m, DV en 80, 40 y 10 m VV en 80, 60, 40, 20 y 10 m.
Calama Oeste	CAO	21/02/2011 - 27/12/2012	22.5°S	69.04°O	2113	T en 80, 40 y 2 m, DV en 80, 40 y 10 m VV en 80, 60, 40, 20 y 10 m.
Sierra Gorda Este	SGE	21/02/2011 - 27/12/2012	22.91°S	69.03°O	2299	T en 80, 40 y 2 m, DV en 80, 40 y 10 m VV en 80, 60, 40, 20 y 10 m.

Tabla 3.4: Resumen con características de las torres de medición instaladas por el Ministerio de Energía, en colaboración GIZ de Alemania. “T” hace alusión a temperatura, mientras que “DV” y “VV” indican dirección y velocidad del viento, respectivamente.

Las tres torres de observación, de acuerdo a la Tabla 3.4 presentan mediciones que se realizan hasta los 80 metros de altura, para un registro con periodo aproximado de dos años. La magnitud del viento es medida en 5 niveles de altura, mientras que la temperatura y la dirección sólo en 3. Los tres lugares de medición se encuentran inmersos en valles de extensión pequeña, los cuales presentan un descenso de topografía gene-

realizado. De acuerdo al mapa presentando en la Figura 3.1, Calama Norte y Calama Oeste se encuentran dentro del mismo valle (río Loa), mientras que Sierra Gorda Este se ubica hacia el sur de la zona de estudio.

- **Radiosonda rutinario de Antofagasta:** En el aeropuerto Cerro Moreno de Antofagasta, cuya localización se encuentra fuera de la zona de estudio, se efectúan lanzamientos de radiosondas todos los días, en el horario de las 1200 UTC (08:00 o 09:00 HL). La información captada por estos equipos es pública, pudiéndose emplear para evaluar el comportamiento de la simulación realizada. Las grillas que se emplean para esta comparación estarían inmersas dentro del tercer dominio de simulación, el cual incorpora la zona costera de la región de Antofagasta. Esta comparación permite evaluar cómo evoluciona el comportamiento desde los interiores de la capa límite marina hacia la tropósfera media.
- **Producto de temperatura del suelo (MODIS Aqua/Terra):** Las misiones Aqua y Terra de la NASA cuentan con el sensor MODIS, el cual es un espectro-radiómetro de resolución moderada que mide dentro del rango de radiaciones del espectro óptico e infrarrojo (Lindsey et al. 2001). Las mediciones de MODIS permiten derivar la temperatura del suelo, siendo esta información empleada para evaluar el desempeño del modelo WRF con respecto a este mismo campo.

Ambos satélites realizan pasadas en dos horarios distintos, por lo que se cuenta con información cuatro veces al día. Debido que son registros satelitales, la presencia de nubes puede afectar la medición, por lo que puede darse el caso de zonas donde no siempre habrá disponibilidad de estos datos. Este rasgo es especialmente notorio a lo largo de la costa, donde las nubes estratiformes son comunes (Muñoz et al. 2011).

- **Reanálisis de NCEP - CFSR:** Como ya fue indicado anteriormente, adicional a los registros observacionales, se emplea información del reanálisis NCEP - CFSR de EE.UU (Saha et al. 2010). Estos datos son utilizados para realizar una descripción sinóptica de las condiciones atmosféricas, esto para evaluar la presencia de eventos ajenos a las condiciones promedio de la zona para la época de análisis. Al respecto, la información utilizada corresponde a los campos de presiones en superficie y altura geopotencial en 500 hPa, promediados a nivel diario. Esta información es obtenida para el área ubicada entre las latitudes 5 y 30°S, y las longitudes 90 y 50°O, teniendo una resolución horizontal de 0,5°.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Condición sinóptica

Tal como fue indicado en la Metodología (ver Capítulo 3), la condición sinóptica es descrita en base al comportamiento de los campos de presión superficial a nivel del mar y altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Para esto, el análisis de los campos se basa en un dominio centrado entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S. Este análisis permite identificar la presencia de perturbaciones sinópticas sobre la zona, para luego ser asociadas a alguna condición particular. Al respecto, de acuerdo al análisis de Jacques-Coper et al. (2014), la generación de condiciones medias no perturbadas (es decir, cercanas a la climatología de la época de estudio) favorecen la generación de vientos nocturnos superficiales intensos, mientras que otros escenarios, como el desarrollo de una vaguada en altura sobre la línea de costa, favorece el fortalecimiento de los vientos durante las tardes, donde estos poseen mayormente una componente noroeste. Dado lo anterior, el análisis sinóptico busca identificar los días que representen condiciones favorables para la generación de chorros nocturnos.

La Figura 4.1 presenta el comportamiento promedio de los campos señalados dentro del periodo de estudio. El campo de alturas geopotenciales describe el desarrollo de una dorsal sobre la zona de estudio, mientras que hacia el suroeste se aprecia la formación de una vaguada. El Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, identificado por el campo de presiones superficiales, posee su centro en torno a la latitud de 30°S y la longitud de 90°O. A lo largo de la costa se aprecia la extensión de una zona de bajas presiones relativas, asociadas probablemente a la formación de la vaguada costera.

En términos de anomalías, el escenario sinóptico promedio para los 10 días de estudio posee una fuerte dorsal sobre gran parte del continente. El tercer panel de la Figura 4.1 deja ver que las anomalías positivas se extienden hacia el sur de la zona de estudio, observándose valores de hasta 90 mgp en 30°S. Por su parte, el campo de presiones superficiales presenta igualmente anomalías positivas sobre el área oceánica, indicando que durante estos días la circulación anticiclónica es levemente mayor que la condición climatológica. En territorio argentino se observa una franja de anomalías negativas, indicando probablemente que el Anticiclón del

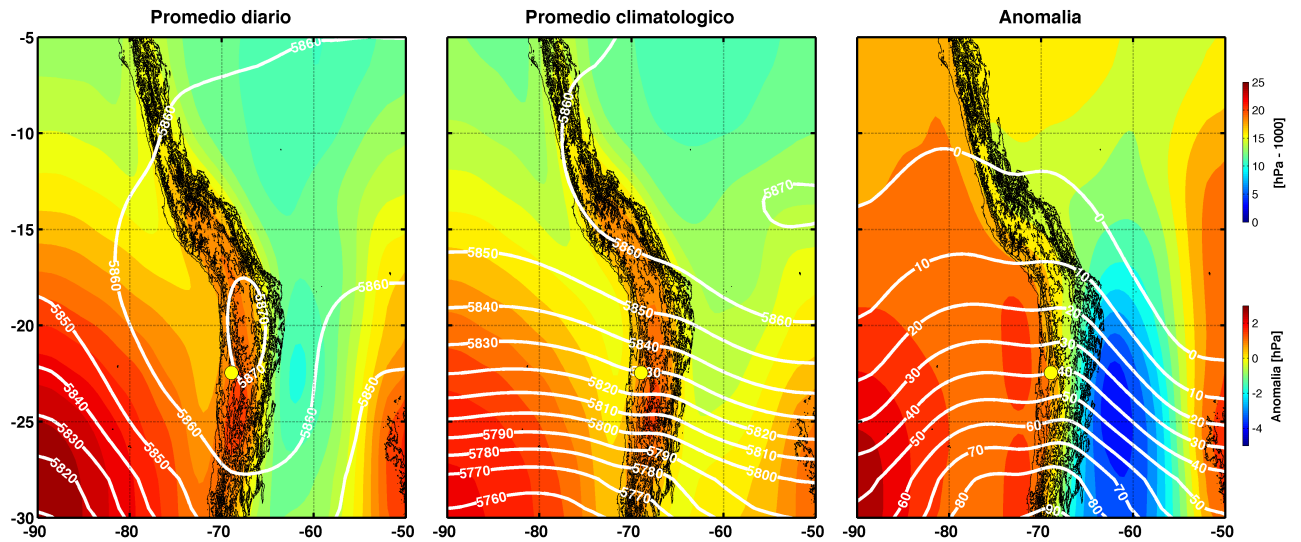


Figura 4.1: Mapa de la condición sinóptica promedio entre los días 10 y 20 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa (contornos de líneas blancas). Panel izquierdo muestra mapa que corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, panel central constituye la condición climatológica asociada a estos días (que se obtiene como el promedio de los campos señalados dentro de la ventana de días indicada, entre los años 1979 y 2016; 38 años de información), mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la condición media de este periodo. En el extremo derecho de la Figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (mismas unidades). Punto amarillo sirve de referencia como la ubicación de la ciudad de Calama y zona de estudio.

Atlántico Sur se encuentra en una posición más oriental que lo indicado por la climatología.

En el Apéndice de este trabajo (en la Sección A.2), se presentan las cartas sinópticas por día. A modo de resumen, entre los días 10 y 16 se presentan condiciones poco perturbadas, favorables a la generación de chorros nocturnos según lo indicado por Jacques-Coper et al. (2014). No obstante, entre los días 17 y 18, el desarrollo de una vaguada en altura haría variar esta condición, produciendo vientos que no obedecen al ciclo normal de intensidades.

4.2. Visión general de los resultados

La revisión de aspectos generales de la simulación permite evaluar si el modelo, de manera global, emula las características asociadas a los flujos de aire nocturnos que se pretende analizar. Algunos de estos aspectos corresponden a la revisión de los campos nocturnos superficiales de vientos, temperatura y energía cinética turbulenta (TKE), junto con la evaluación de los respectivos perfiles diurnos y nocturnos. Para realizar esta revisión se consideran los días de simulación entre el 10 y 16 de agosto, dejando los días posteriores fuera del análisis por presentar condiciones sinópticas perturbadas.

La Figura 4.2 presenta el comportamiento promedio del campo de vientos nocturnos, obtenido para el periodo comprendido entre las 00 y las 08 HL. Se distinguen tres zonas con generación de vientos relativamente intensos, las cuales se encuentran ubicadas en las zonas donde están las torres de medición de perfiles meteorológicos. Estas manifestaciones de vientos intensos tienen la forma de lenguas, las cuales tienen la particularidad de descender a lo largo de valles que poseen cierto grado de pendiente.

En las cercanías de Calama Norte se distingue un flujo que descende a una velocidad media de $10 \left[\frac{m}{s} \right]$ en su parte más intensa. Este flujo tiene un sentido meridional, desplazándose desde el norte hacia el sur. Nace aproximadamente en la cota 3000 m (con respecto al nivel del mar), llegando hasta la cota de 2600 msnm, recorriendo en el plano horizontal una distancia cercana a los 20 kms.

El segundo flujo nace hacia el oeste de Calama, alcanzando una magnitud aproximada de $11 \left[\frac{m}{s} \right]$, siendo este valor más alto que el observado en Calama Norte. Posee un sentido zonal, descendiendo por un valle que va de este a oeste. Nace aproximadamente a la altura de 2200 msnm, y descende hasta aproximadamente los 1400 msnm. El flujo, con intensidades relativamente constantes, se mantiene durante aproximadamente 30 kms.

El tercer flujo se observa hacia el este del pueblo de Sierra Gorda, el cual posee características similares a lo observado en Calama Oeste, en cuanto a extensión horizontal y dirección de desplazamiento, aunque teniendo asociado una zona de núcleo de valores máximos más estrecha. Nace aproximadamente a 2400 msnm, llegando hasta la cota de 1600 msnm, manifestando velocidades cercanas a $11 \left[\frac{m}{s} \right]$ en su núcleo.

Las dos primeras zonas señaladas se ubican sobre algunas partes del denominado valle del río Loa, el cual efectivamente nace con un sentido meridional, para luego cambiar a una orientación más zonal llegando a Calama. La tercera zona es el valle de Sierra Gorda, en donde se encuentran actualmente algunas faenas mineras.

Todos los flujos comparten la característica que las mayores intensidades se producen en la parte central de su estructura, coincidiendo con zonas donde las pendientes del terreno varían entre 0,01 y 0,025 (de acuerdo a lo apreciado en la Figura 4.40). Además, también es una característica que nacen y desaparecen en zonas de planicies o explanadas, donde se puede producir una divergencia del viento, o bien, alguna especie de resalto que haga desaparecer la manifestación de estas estructuras cerca de la superficie (ver la Sección 4.4).

La Figura 4.3 muestra el comportamiento del campo nocturno de temperaturas cercanas al suelo (2 msns). De acuerdo a los resultados obtenidos, las temperaturas del aire cercano a la superficie son relativamente bajas en las zonas donde los chorros nacen, experimentándose un aumento conforme el flujo de aire desciende por los valles o depresiones del terreno. En los lugares donde se encuentran ubicadas las torres de medición es posible observar este fenómeno, donde las temperaturas son generalmente mayores en las partes inferiores de los valles.

De manera general, las temperaturas son más altas hacia el oeste de la zona de estudio. Esta característica puede estar asociada tanto a la compresión adiabática que experimenta el aire que desciende por los valles, como a la mezcla turbulenta que introduce modificaciones a la estabilidad del aire. Adicionalmente, este calentamiento también podría estar asociado, en parte, a los efectos de la capa límite marina, que según los resultados de la simulación con el modelo WRF afectarían esta zona, principalmente a cotas inferiores a 2000 msnm (ver Sección 4.3.6).

Las zonas que presentan mínimas temperaturas son coincidentes en gran parte con lugares donde se desarrollan vientos de magnitudes bajas. Estos lugares, como la planicie ubicada hacia el este de Calama, o zonas hacia el noroeste de Sierra Gorda, probablemente presentan una escasa advección de propiedades meteorológicas, siendo el enfriamiento radiativo el mayor factor en producir temperaturas relativamente bajas. En la Sección 4.3.5 se muestra la poza fría de Sierra Gorda, que correspondería a uno de estos lugares.

La proximidad de estos chorros con el suelo hace suponer que elevarán los niveles de TKE en niveles cercanos a la superficie. El aumento de esta variable debería ser especialmente notorio bajo la zona del máximo de viento (nariz del chorro), donde se produciría mezcla turbulenta. La Figura 4.4 presenta el campo medio de TKE en 10 msns durante la noche, donde se aprecia que efectivamente esta variable posee un incremento considerable en las zonas donde se producen los chorros.

Respecto al comportamiento de los perfiles meteorológicos, la Figura 4.5 muestra el comportamiento promedio de los perfiles verticales de velocidad y dirección del viento, temperatura y TKE, entre 0 y 200 msns, sobre la localidad de Calama, para el horario comprendido entre 00 y 08 hrs, entre los días 10 y 17 de agosto. De acuerdo a los resultados obtenidos, las condiciones nocturnas se caracterizan por presentar un perfil de rapidez con intensidades que superan los $10 \left[\frac{m}{s} \right]$, desarrollando una “nariz” de intensidad máxima en aproximadamente 60 msns. Estos flujos provienen mayormente del noreste cerca de la superficie (entre 0 y 100 msns), cambiando a dirección norte en niveles superiores (no mostrado en la Figura 4.5). El perfil de temperaturas se muestra mayormente estable, aunque la estabilidad es inferior bajo la “nariz” del chorro, suponiéndose el desarrollo de mezcla turbulenta debido al efecto mecánico que ejercen los vientos. Esta hipótesis parece ser respaldada por el perfil de TKE, donde se observa que bajo la nariz del chorro se producen valores que fluctúan entre 0,4 y $0,8 \left[\frac{m^2}{s^2} \right]$.

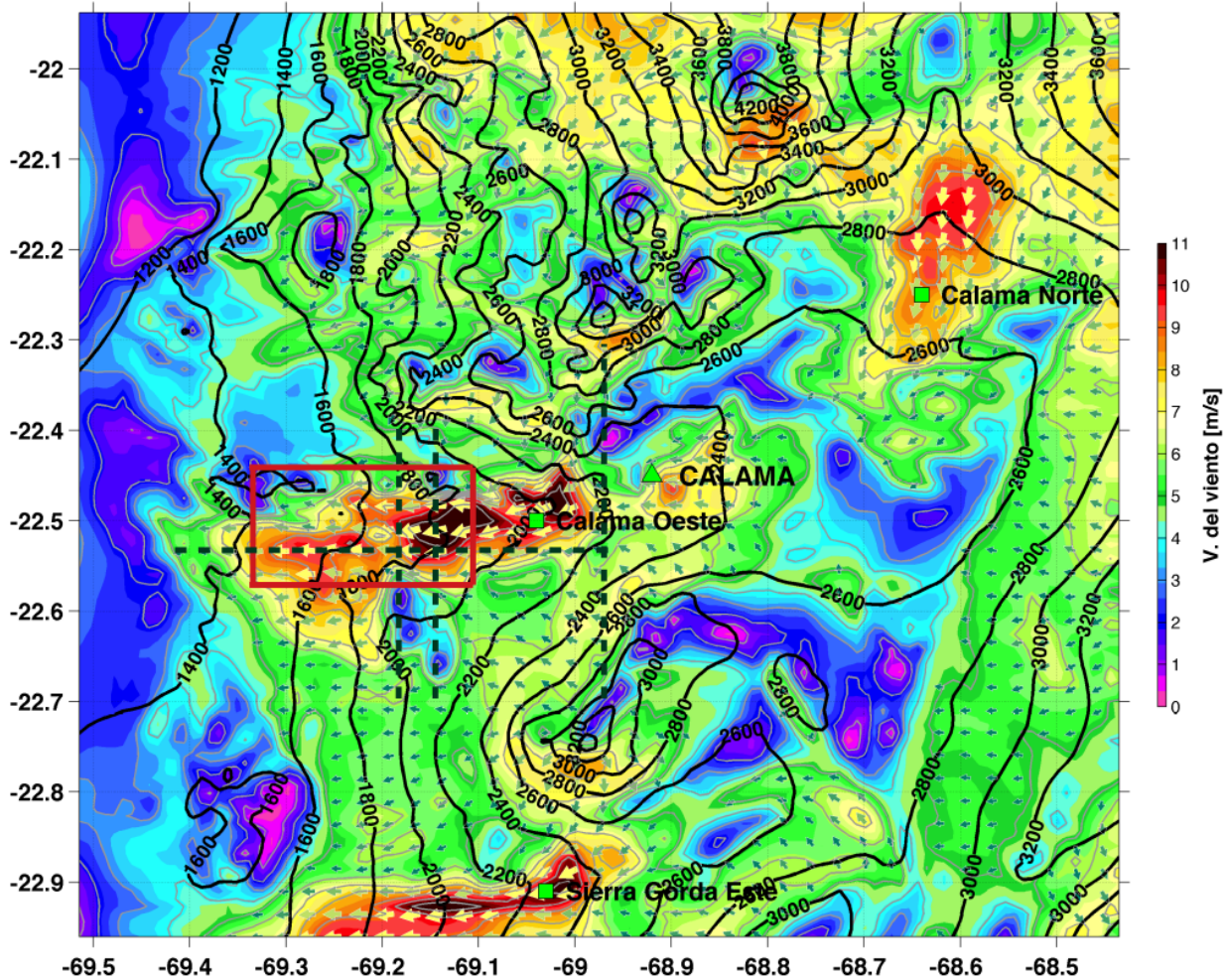


Figura 4.2: Campo nocturno promedio de velocidad del viento a 10 msns, para el dominio de máxima resolución horizontal (1 km). Flechas indican magnitud y dirección del flujo medio, mientras que código de colores asociado señala la magnitud del flujo (colores cálidos indican mayor intensidad), se encuentran dibujadas cada 3 kms. Contorno relleno de colores señala intensidad del viento, mientras que las curvas de nivel de la topografía son indicadas cada 200 m de altura con líneas negras. Cuadrados rellenos de color verde señalan ubicaciones de las torres de mediciones meteorológicas de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo verde indica ubicación de Calama. Líneas continuas rojas indican paredes laterales de “cubo de control” donde se realiza análisis de balance de masa. Líneas verdes segmentadas indican zonas en las que se realizan transectas para caracterizar forma del chorro.

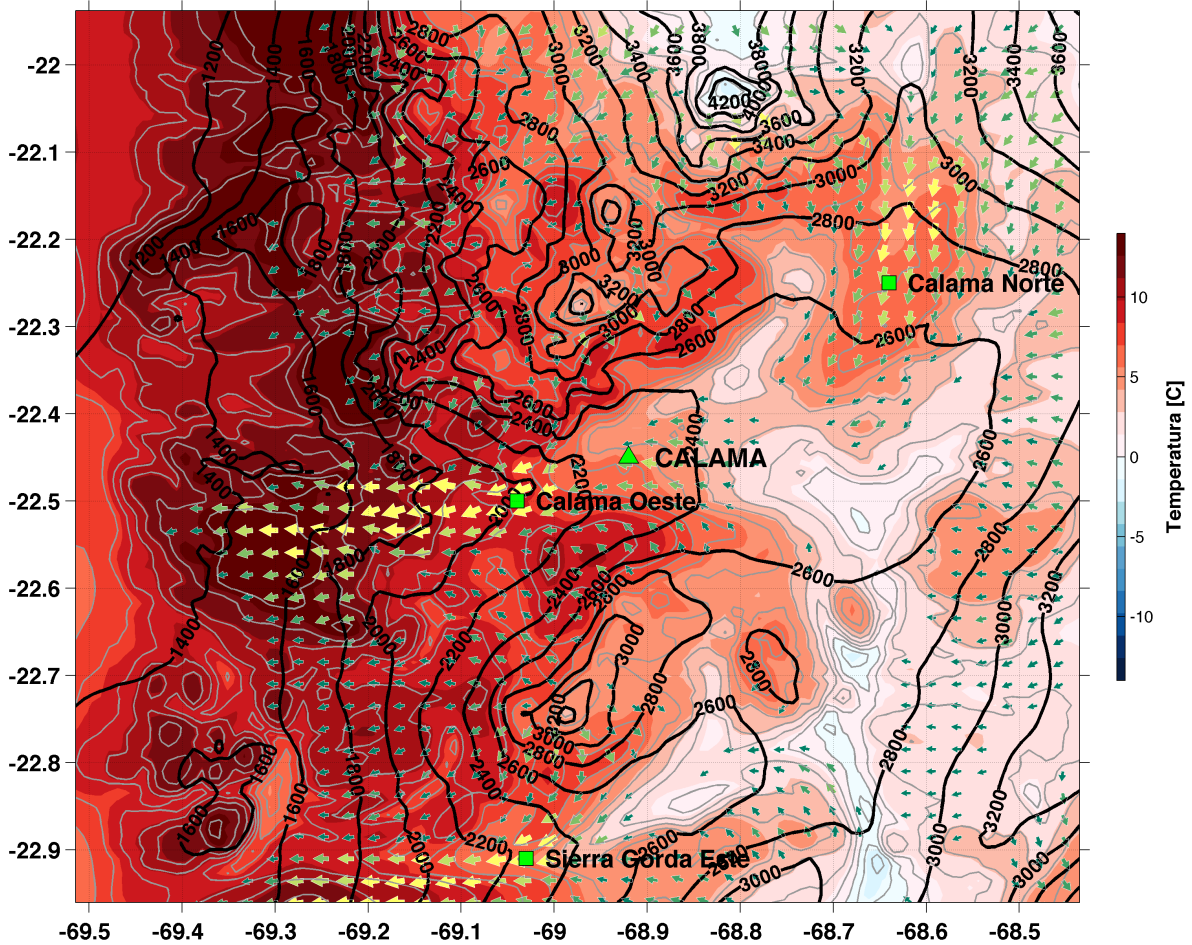


Figura 4.3: Campo nocturno promedio de la temperatura a 2 m de altura sobre el suelo, para el dominio de máxima resolución horizontal (1 km). Flechas indican magnitud y dirección del flujo medio, mientras que código de colores asociado señala magnitud del flujo (colores cálidos indican mayor intensidad), se encuentran graficadas cada 3 kms. Contorno relleno de colores señala temperatura, mientras que las curvas de nivel de la topografía son indicadas cada 200 m de altura con líneas negras. Cuadrados rellenos de color verde señalan ubicaciones de las torres de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo verde indica ubicación de ciudad de Calama.

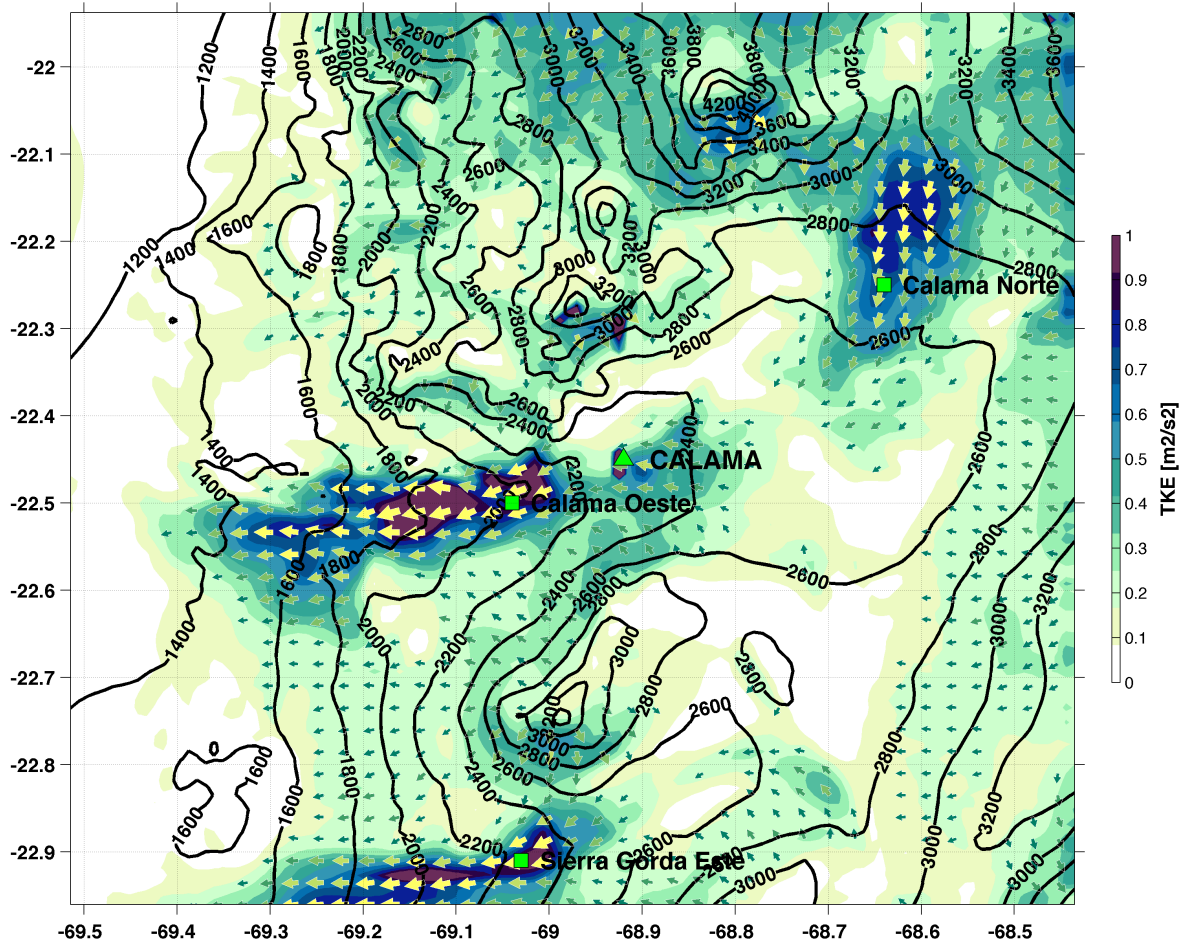


Figura 4.4: Campo nocturno promedio de TKE a 10 m de altura, para el dominio de máxima resolución horizontal (1 km). Flechas indican magnitud y dirección del flujo medio, mientras que código de colores asociado señala la magnitud del flujo (tonos cálidos señalan mayor intensidad de los vientos), son dibujadas cada 3 kms. Contornos rellenos de colores señalan valor de TKE, mientras que las curvas de nivel de la topografía son indicadas cada 200 m de altura con líneas negras. Cuadrados verdes muestran ubicaciones de las torres de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Ubicación de la ciudad de Calama es indicada con un triángulo verde.

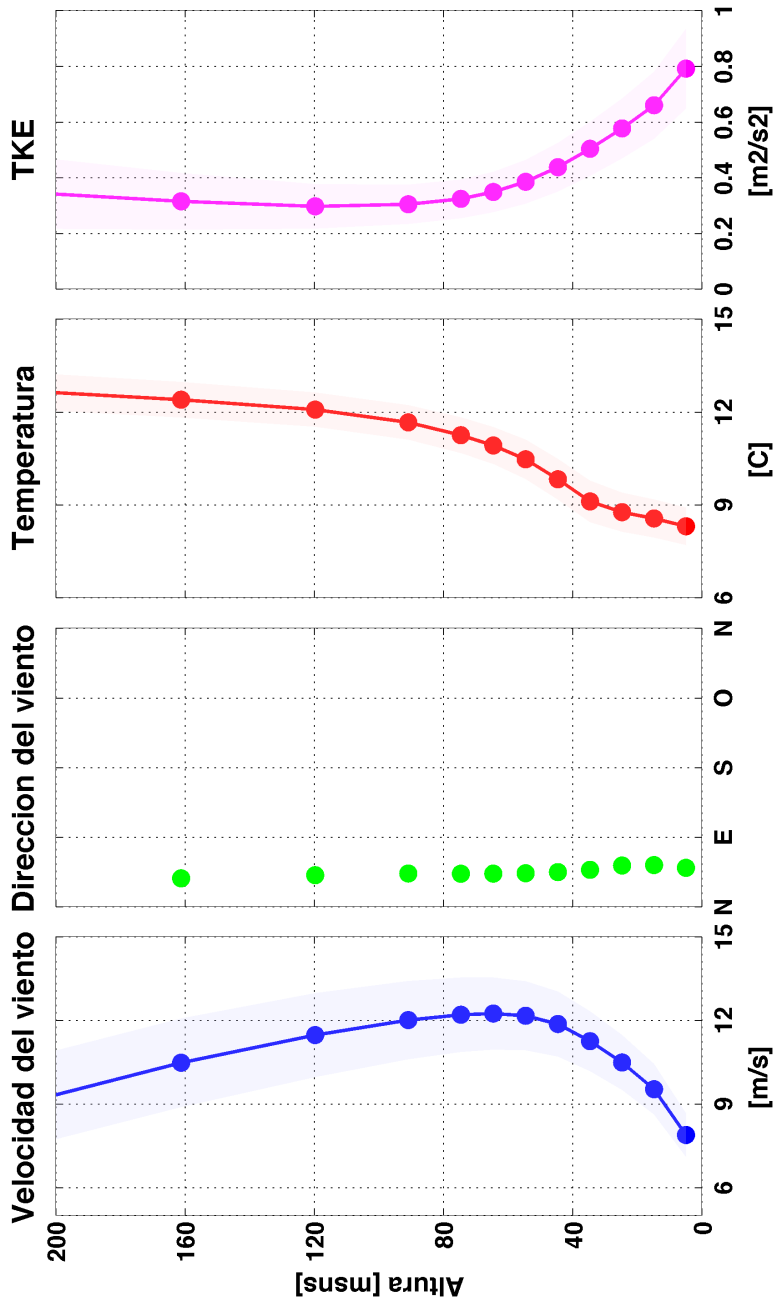


Figura 4.5: Promedios de perfiles meteorológicos verticales sobre la ciudad de Calama. Paneles de izquierda a derecha muestran velocidad y dirección del viento, temperatura y energía cinética turbulenta (TKE). Variables son mostradas para alturas que van entre 0 y 200 metros sobre la superficie. Los promedios y desviaciones asociadas son calculados para el periodo comprendido entre 0 y 8 HL, entre los días 10 y 16 de agosto. Salvo la dirección del viento, áreas sombreadas asociadas a los perfiles indican desviación estándar de los datos.

Torre	Ángulo Simulado [°]	Ángulo Observado [°]
Calama Norte (CAN)	10	10
Calama Oeste (CAO)	80	85
Sierra Gorda Este (SGE)	80	80

Tabla 4.1: Direcciones del viento aproximadas desde donde se aprecian las mayores intensidades nocturnas (00 - 08 HL), a una altura de 40 m sobre el nivel del suelo. El análisis es realizado para las tres torres de estudio: Calama Norte (CAN), Calama Oeste (CAO) y Sierra Gorda Este (SGE). En todos los casos, los ángulos son medidos con respecto al norte geográfico, siendo la abertura del ángulo medida en el sentido de las agujas de reloj.

4.3. Evaluación de desempeño del modelo WRF

La evaluación de la simulación realizada con WRF se concentra principalmente en cuatro variables: componente valle abajo del viento, temperatura, estabilidad y TKE.

Los resultados presentados en esta sección corresponden a la evaluación realizada con los datos de la torre Calama Oeste, estando los resultados para las demás estaciones incluidos en el Apéndice (Sección A.3). Como fue señalado anteriormente, para este análisis sólo se consideran los días de simulación entre las fechas 10 y 16 de agosto de 2012, por presentar condiciones meteorológicas no perturbadas.

4.3.1. Componente valle abajo del viento

La componente valle abajo del viento se obtiene de analizar el comportamiento de la velocidad y dirección del viento registradas en las distintas torres a 40 m de altura (nivel al cual, según los registros y el trabajo de Muñoz et al. (2013), se produce la mayor intensidad de los vientos nocturnos).

La Figura 4.6 muestra los diagramas de dispersión entre la velocidad y dirección del viento, tanto observado como simulado. En la estación analizada los vientos provienen mayormente desde el este/noreste, con intensidades que fluctúan generalmente entre 10 y 15 $\left[\frac{m}{s}\right]$. Uno de los días presenta una magnitud inferior (cercana a 5 $\left[\frac{m}{s}\right]$), correspondiendo al periodo de condiciones sinópticas anormales. La simulación describe un comportamiento similar, aunque existe una subestimación generalizada de las intensidades. El día de condiciones perturbadas igualmente es emulado.

Los resultados derivados de las tres estaciones (Apéndice, Figuras A.3.1 y A.3.2) permiten elaborar la Tabla 4.1, en la cual se presenta la dirección más frecuente desde la cual proceden los vientos nocturnos.

Como se aprecia en la Tabla 4.1, el chorro en CAN tiene un carácter meridional, yendo el flujo de norte a sur. En Calama Oeste y Sierra Gorda Este el chorro es más bien zonal, desplazándose desde este a oeste. Los ángulos obtenidos son empleados para calcular la

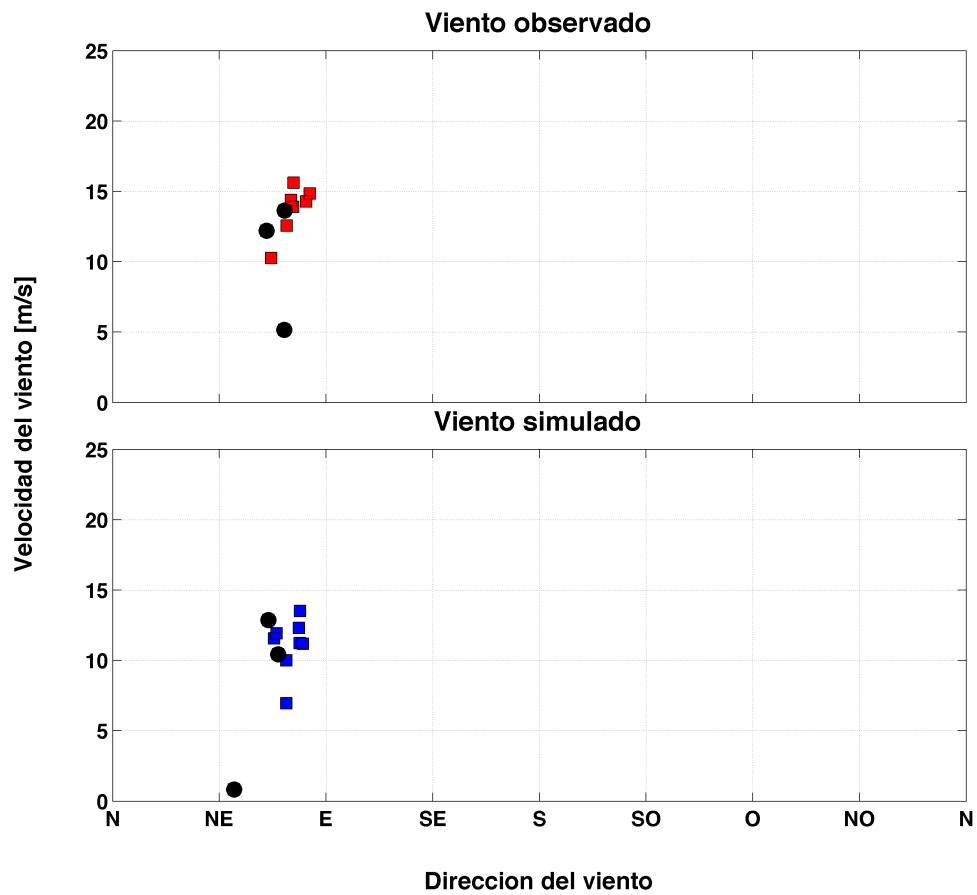


Figura 4.6: Diagramas de dispersión entre la velocidad y dirección del viento para la estación Calama Oeste. Los datos mostrados en ambas gráficas corresponden a las condiciones medias de cada noche, entre las 00 y 08 HL, de las noches entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Panel superior (inferior) corresponde a los valores observados (simulados con WRF). En ambos paneles, los días de condiciones sinópticas especiales son marcados con círculos negros.

componente de viento que desciende por el valle en cada una de las torres, la que es estimada aplicando una rotación angular sobre la componente zonal (u) y meridional (v) del viento, teniendo la siguiente expresión matemática:

$$u_{rotado} = - (u \cos(\alpha) + v \sin(\alpha)) \quad (4.1)$$

$$v_{rotado} = -u \sin(\alpha) + v \cos(\alpha) \quad (4.2)$$

La Ecuación 4.1 de u_{rotado} representa la componente del viento en el sentido descendente del valle (longitudinal), mientras que v_{rotado} corresponde a la componente que es perpendicular a la orientación del valle (transversal). Cabe indicar que α corresponde al ángulo geométrico, medido desde el eje x en el sentido contrario al movimiento de las agujas del reloj. Los esfuerzos de evaluación de la simulación se concentran en la componente longitudinal.

La Figura 4.7 presenta la comparación de las series de la componente valle abajo del viento, a 40 m sobre el nivel del suelo. Durante las noches se alcanzan las máximas intensidades de esta variable, donde los flujos descendentes alcanzan valores de hasta $16 \left[\frac{m}{s} \right]$. En el día, por el contrario, los vientos obedecen a otro régimen de circulación, perdiendo fuerza en el eje en el cual se orienta el valle.

Los flujos nocturnos se forman durante la mayor parte de las fechas que comprende el periodo analizado. Las noches que presentan vientos debilitados (16, 17 y 18 de agosto) corresponden al desarrollo de un evento sinóptico que altera las condiciones meteorológicas normales de la zona.

La simulación realizada tiene un buen desempeño reproduciendo la variabilidad exhibida por los registros. Todas las noches que presentan flujos nocturnos intensos son adecuadamente reproducidas por el modelo, desarrollando intensidades que subestiman en aproximadamente $2 \left[\frac{m}{s} \right]$ los registros de la estación. Los días 14, 15 y 17 destacan por presentar una diferencia más acusada que el resto de los días, donde se remarca que el día 17 presenta una condición sinóptica especial, ajena a la climatología de la zona para la fecha analizada.

La Figura 4.8 presenta la comparación de los ciclos diarios de la componente valle abajo del viento, obtenidos con los datos horarios no perturbados, a una altura de 40 m sobre el suelo. Los chorros nocturnos muestran un ciclo marcado, comienzan con un periodo de intensificación que se desarrolla entre las 20:00 HL (aproximadamente una hora tras la puesta del Sol) y medianoche, donde las magnitudes pasan de 0 a $12 \left[\frac{m}{s} \right]$. Luego, entre 00:00 y 08:00 hrs se produce un periodo cuasi - estacionario, donde las intensidades permanecen relativamente constantes en torno a los $12 \left[\frac{m}{s} \right]$.

La simulación reproduce la forma de este ciclo diario, incorporando una sobrestimación de aproximadamente $1 \left[\frac{m}{s} \right]$ en el periodo de intensificación, para luego pasar a una condición subestimada en el régimen cuasi - estacionario (sesgo de $2 \left[\frac{m}{s} \right]$). El sesgo nocturno es mayor, en términos de valor absoluto, que el apreciado durante la tarde.

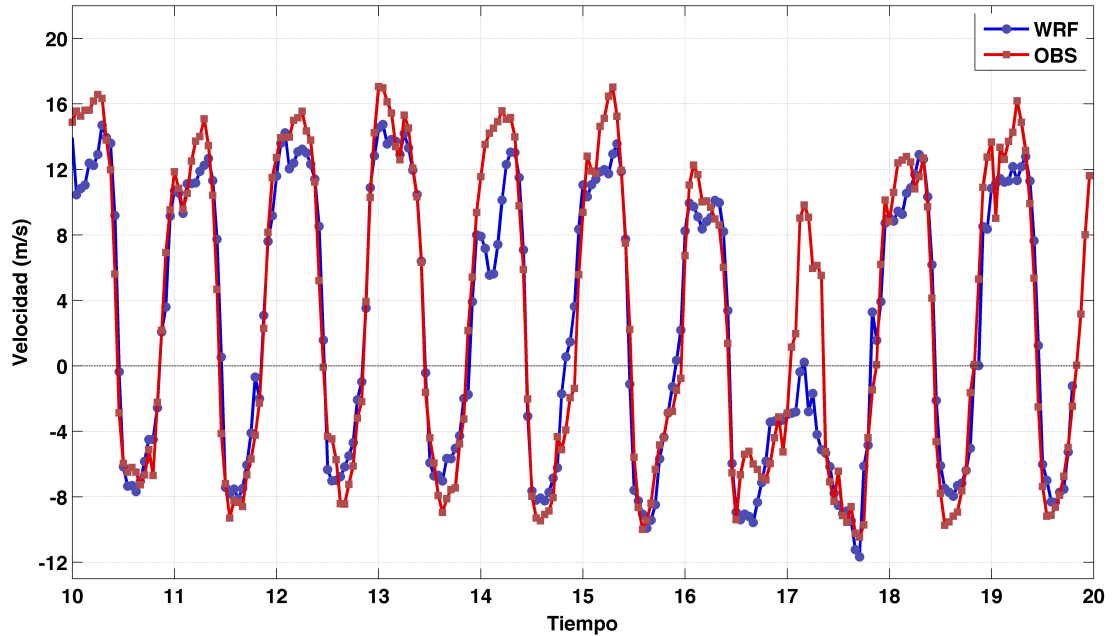


Figura 4.7: Series horarias de velocidades del viento valle abajo a 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada; curva roja representa registro observacional.

El diagrama de dispersión entre la componente del valle nocturna observada y simulada, presentado en la Figura 4.9, muestra el sesgo existente entre simulación y observaciones en las tres estaciones de análisis. En los tres lugares se aprecia una subestimación generalizada, confirmando las apreciaciones realizadas a partir del ciclo diario. Sierra Gorda Este y Calama Oeste comparten una dispersión similar de valores, manifestando un mejor ajuste entre modelación y registros que lo obtenido en Calama Norte. Esta similitud indica que ambos lugares presentan una variabilidad sinóptica parecida, situación que puede estar asociada a que comparten valles con orientaciones similares (zonales). Las tres estaciones tienen al menos un día marcado con condiciones sinópticas alteradas que exhibe una diferencia notoria (al menos de $4 \left[\frac{m}{s} \right]$) entre valor observado y simulado.

La Figura 4.10 muestra la comparación de los perfiles nocturnos para cada noche del viento en la dirección descendente del valle. En general, la máxima magnitud del viento se produce a 40 m sobre el nivel del suelo, aunque los valores que se producen en alturas superiores son bastante similares a lo apreciado en este nivel.

La simulación reproduce una forma similar de perfil, donde las mayores magnitudes se producen en alturas intermedias cerca de la superficie. No obstante, las intensidades del viento son por lo general subestimadas. Durante algunas noches el modelo no logra reproducir la estructura vertical, siendo notoria esta característica durante los días 14 y 17 (en la estación Sierra Gorda Este se añade a esta característica el día 13).

La Figura 4.11 muestra los perfiles promedio, entre los días 10 y 16 de agosto, de la componente del viento en el sentido descendente del valle. Como se señaló, Calama Oeste presenta

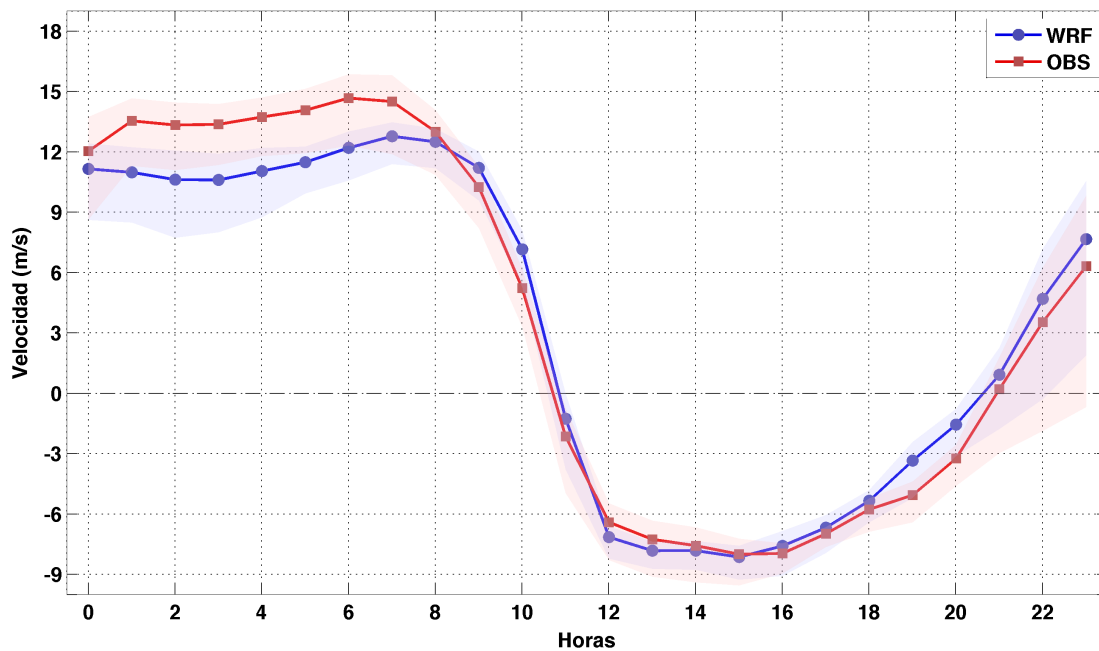


Figura 4.8: Ciclos diarios de velocidades del viento valle abajo a 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, obtenidos a partir de los datos entre los días 10 y 16 de agosto de 2012, los cuales no presentan condiciones sinópticas anormales. Curva azul corresponde a serie modelada; curva roja representa registro observacional. Áreas sombreadas representan la desviación estándar entorno a los valores medios observados y simulados.

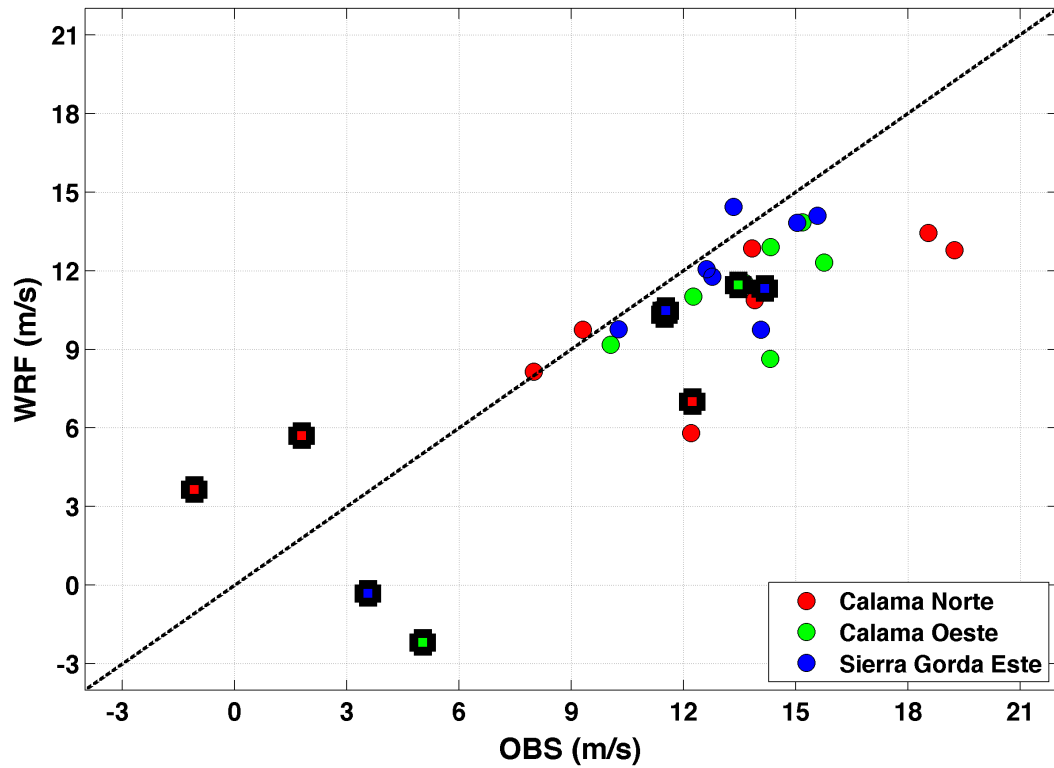


Figura 4.9: Diagramas de dispersión entre la componente rotada de viento, en el sentido descendente del valle, observada y simulada a 40 m sobre el nivel del suelo para las estaciones Calama Norte (puntos rojos), Calama Oeste (puntos verdes) y Sierra Gorda Este (puntos azules). Valores son promediados entre las 00 y 08 HL, para los días comprendidos entre el 10 y 20 de agosto de 2012. Se destacan los días 17, 18 y 19, los cuales poseen condiciones sinópticas anómalas.

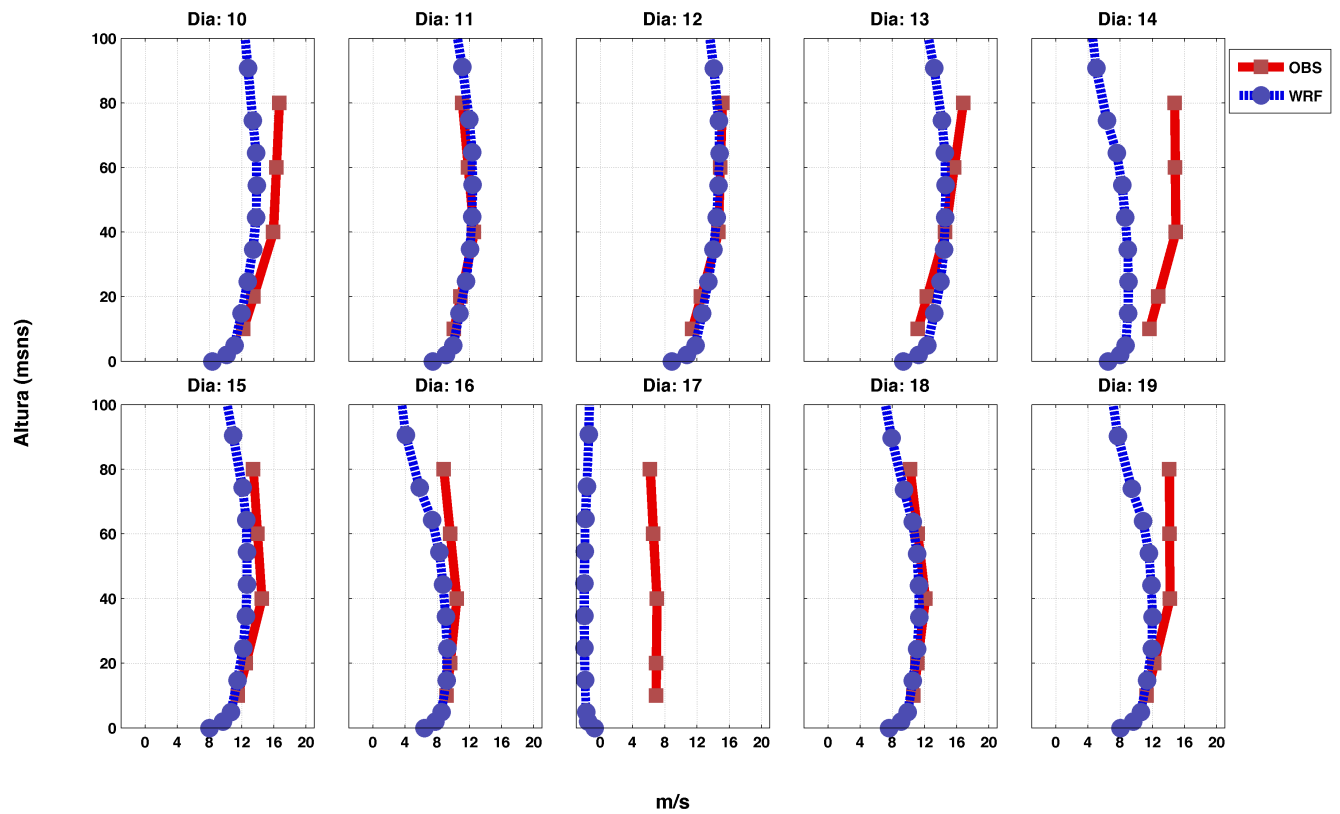


Figura 4.10: Perfiles verticales de componente valle abajo del viento observados (rojo) y simulados (azul) en Calama Oeste. Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, mostrándose los resultados para cada noche entre los días 10 y 19 de agosto.

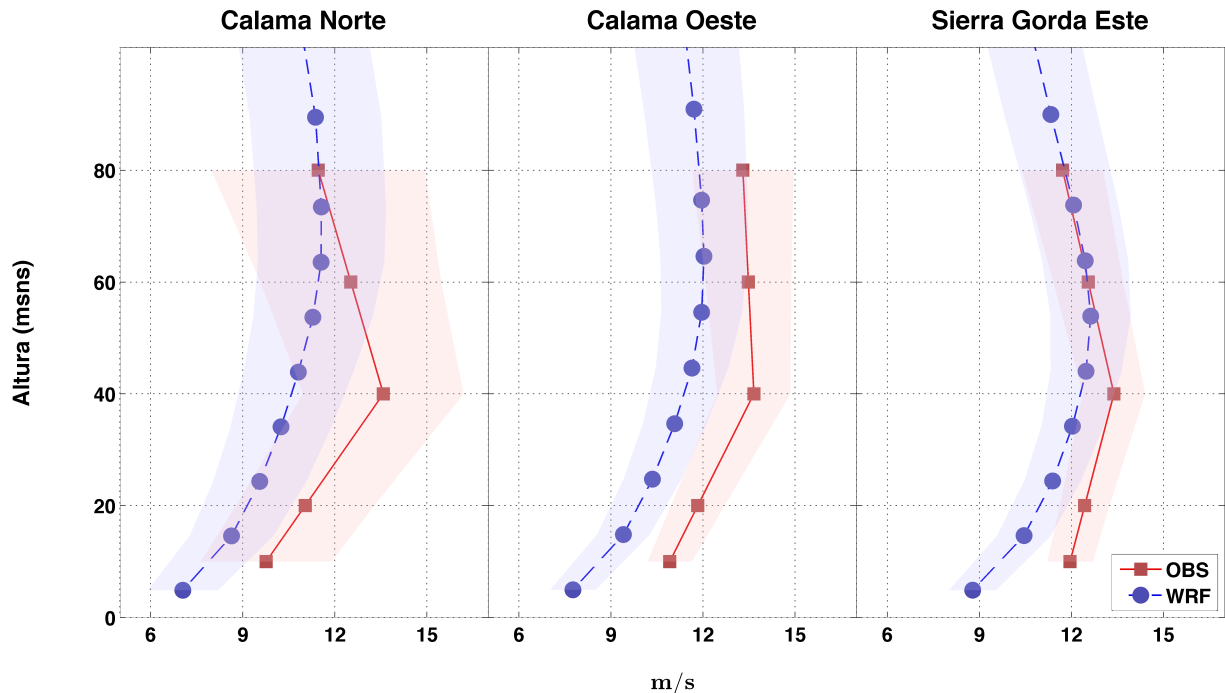


Figura 4.11: Perfiles verticales promedio de componente valle abajo del viento observados (línea roja) y simulados (línea azul). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Áreas sombreadas indican desviación estándar en torno a los valores medios.

un máximo en 40 m de altura respecto del suelo, valor que es similar a lo apreciado igualmente en 80 m. A diferencia de este caso, las otras dos estaciones sí presentan una diferencia más marcada entre ambas magnitudes, donde el máximo efectivamente se produce en el nivel señalado.

De acuerdo a la Figura 4.11, el chorro nocturno en Calama Norte posee una intensidad cercana a los $14 \left[\frac{m}{s} \right]$, mientras que en Calama Oeste y Sierra Gorda Este la magnitud es algo inferior. El perfil de viento describe una "nariz", donde la máxima se produce en 40 m de altura sobre el suelo. Tanto en la parte inferior como superior del chorro, la magnitud del viento es inferior en al menos $2 \left[\frac{m}{s} \right]$.

La simulación realizada con WRF describe una intensificación del viento dentro de los niveles verticales analizados. No obstante, en las tres estaciones es notorio el sesgo existente, donde la subestimación es un rasgo característico. Adicional a esta condición, igualmente se destaca que el modelo produce los máximos de la componente valle abajo del viento a mayor altura que los registros. El sesgo de las máximas magnitudes de chorro es de aproximadamente $2 \left[\frac{m}{s} \right]$, siendo la diferencia de alturas cercana a 20 m.

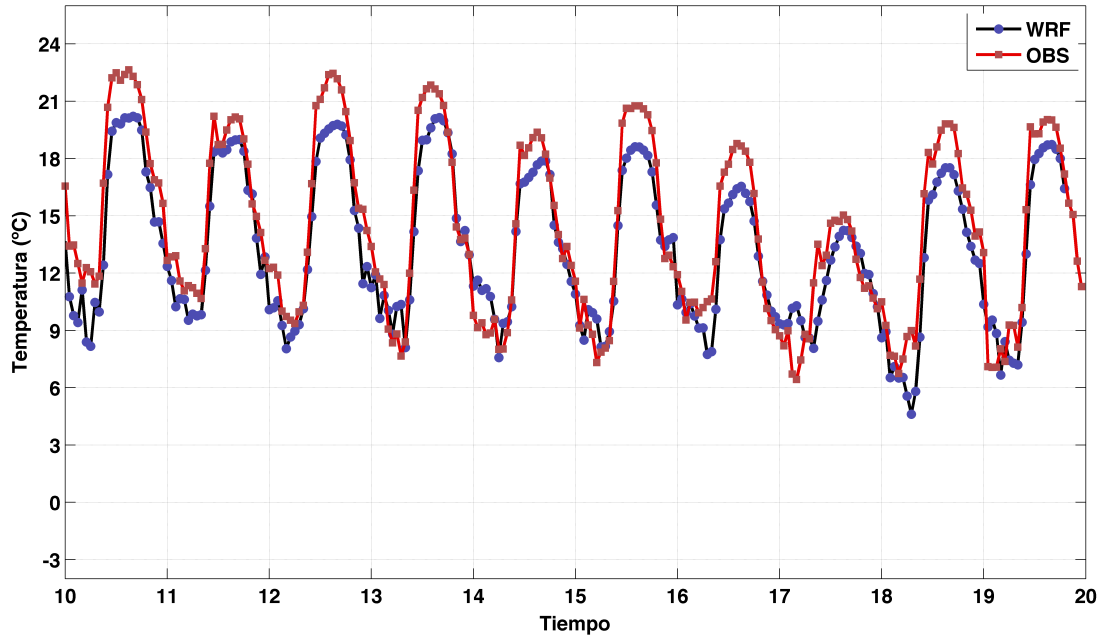


Figura 4.12: Series horarias observada (curva roja) y simulada (curva azul) de temperatura en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012.

4.3.2. Temperatura del aire

La Figura 4.12 presenta la comparación de las series horarias de temperatura observada y simulada en la estación Calama Oeste. Los registros muestran un ciclo diario marcado, con temperaturas mínimas durante la noche que alcanzan valores entre 7 y $10^{\circ}C$. Las máximas, en cambio, se producen durante la tarde, alcanzando generalmente valores por sobre los $20^{\circ}C$. Se aprecia una disminución de la temperatura y la amplitud térmica con el paso de los días, alcanzándose la mínima durante el día 18.

La simulación reproduce los aspectos indicados, aunque es clara la existencia de una menor amplitud térmica, generando que las máximas sean subestimadas (diferencia aproximada de $2^{\circ}C$) y las mínimas sobrestimadas (diferencia de $0,5^{\circ}C$). Esta característica es especialmente notoria entre los días 16 y 18, donde la diferencia entre las temperaturas nocturnas crece aún más.

El ciclo diario promedio de las temperaturas, presentado en la Figura 4.13, muestra algunos de los aspectos señalados anteriormente. Las temperaturas durante las horas de sol son sobrestimadas, con un sesgo cercano a $2^{\circ}C$. Durante la noche el sesgo se reduce, aunque la condición continúa siendo representativa de una subestimación leve (cerca a $0,5^{\circ}C$). Más adelante se discutirá los posibles factores que pueden influir en esta menor amplitud térmica del modelo, pudiendo estar asociadas características del uso de suelo.

La evaluación de cómo es reproducida la variabilidad sinóptica por la simulación es pre-

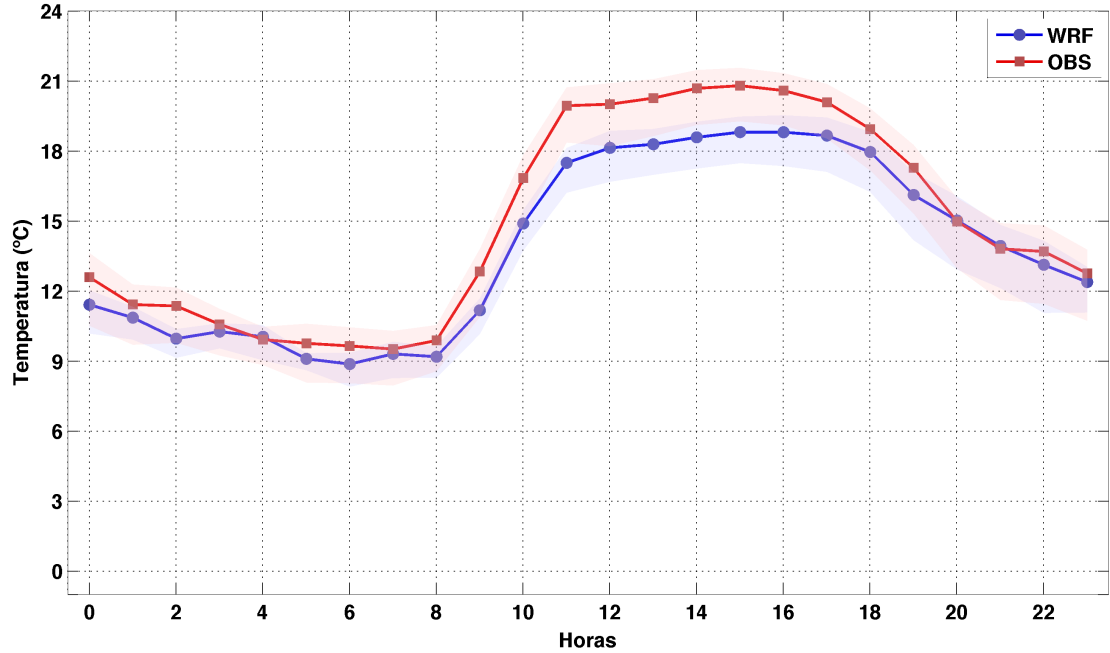


Figura 4.13: Ciclos diarios de temperatura observada (curva roja) y simulada (curva azul) para la torre de Calama Oeste, a 40 m sobre el nivel del suelo. El ciclo diario es obtenido a partir de los datos entre los días 10 y 16 de agosto de 2012, los cuales no presentan condiciones sinópticas anormales. Sombras indican desviación estándar en torno al valor promedio.

sentada por medio del diagrama de dispersión de temperaturas nocturnas, en la Figura 4.14. En términos generales, los datos observados y simulados muestran una buena correspondencia, sin producirse una dispersión excesiva entre ambas fuentes de información (con excepción de la noche del 10 de agosto en Calama Oeste, donde se produce un sesgo de $3^{\circ}C$). Esto da cuenta que la variabilidad sinóptica es reproducida de manera adecuada por el modelo, reproduciendo el patrón que describen las temperaturas nocturnas con el paso de los días.

Las mayores temperaturas se aprecian en Calama Oeste, pudiendo esta situación obedecer a un efecto de altura (Calama Oeste está en una cota 700 m más baja que Calama Norte) o a cambios en las propiedades de la capa límite (analizado en las próximas secciones). Los días de condiciones especiales no aportan mayor dispersión a los datos analizados.

La comparación de perfiles verticales observados y simulados de temperatura, para cada noche, es presentada en la Figura 4.15. La forma de este perfil denota una condición estable, en la cual la temperatura crece con la altura. Durante todas las noches se produce esta capa de estabilidad superficial, marcada por una inversión térmica que es más fuerte entre la superficie y los primeros 40 m de altura respecto del suelo. Algunos días se diferencian de otros por presentar diferencias de temperatura entre estas dos alturas, las que pueden variar entre 5 y $8^{\circ}C$. El sesgo va cambiando con los días, pasando de una condición general subestimada durante los primeros días, a un escenario más bien sobrestimado durante varios días

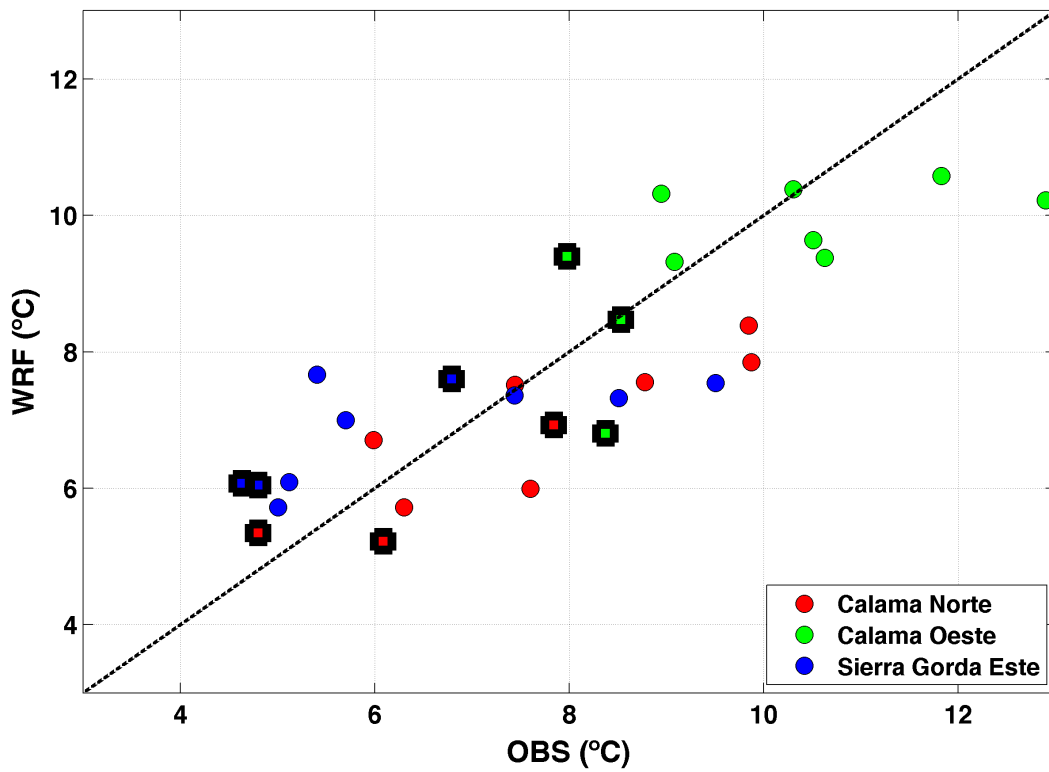


Figura 4.14: Diagrama de dispersión entre las temperaturas observadas y simuladas a 40 m sobre el nivel del suelo para las estaciones Calama Norte (puntos rojos), Calama Oeste (puntos verdes) y Sierra Gorda Este (puntos azules). Valores son promediados entre las 00 y 08 HL, para los días comprendidos entre el 10 y 19 de agosto de 2012. Se destacan los días 17, 18 y 19, los cuales poseen condiciones sinópticas anómalas.

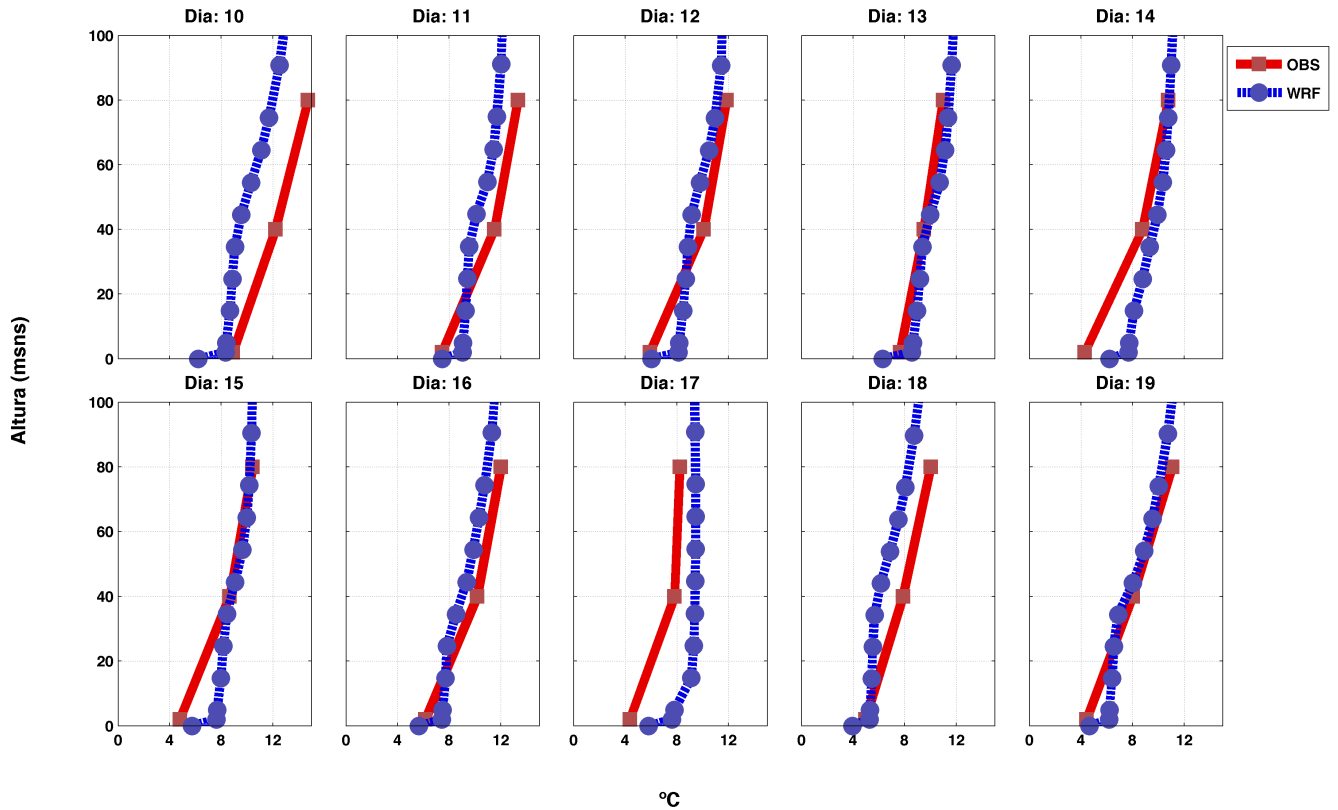


Figura 4.15: Perfiles verticales de temperatura en estación Calama Oeste. Curva azul (roja) corresponde a datos simulados (observados). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, mostrándose los resultados para cada noche entre los días 10 y 19 de agosto.

En la Figura 4.16 se muestra la comparación de los perfiles verticales promedio de temperatura, donde se aprecia más claramente que la simulación reproduce el perfil estable señalado, aunque parece tener asociada una mayor generación de mezcla entre la superficie y los 40 m de altura, puesto que la estructura es más isotérmica que lo mostrado por los registros. Al generarse mezcla, la temperatura en la vertical tiende a homogeneizarse, pudiendo mostrar el perfil indicado por el modelo.

Más adelante se presentará una discusión acerca de la menor amplitud térmica reproducida por el modelo, y los posibles factores que pueden producir esta condición (Sección 4.4 y Capítulo 5).

4.3.3. Estabilidad superficial

La estabilidad cerca del suelo es analizada comparando la diferencia de temperatura existente entre las alturas de 40 y 2 m respecto del suelo (al igual que lo realizado por Muñoz et al. 2013). La Figura 4.17 presenta la comparación entre las series horarias de estabilidad observada y simulada. Los mayores valores de estabilidad se producen durante las noches,

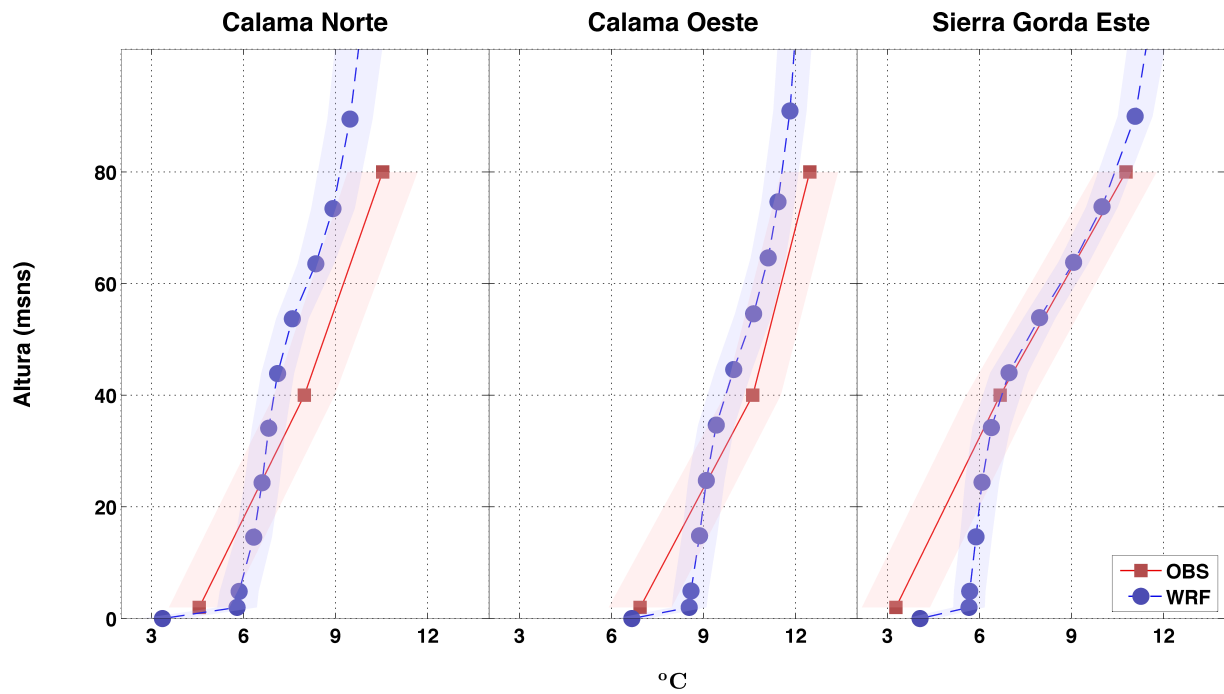


Figura 4.16: Perfiles promedio de temperatura observada (curva roja) y simulada (curva azul). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Areas sombreadas representan desviación estandar en torno a los valores medios, respectivamente.

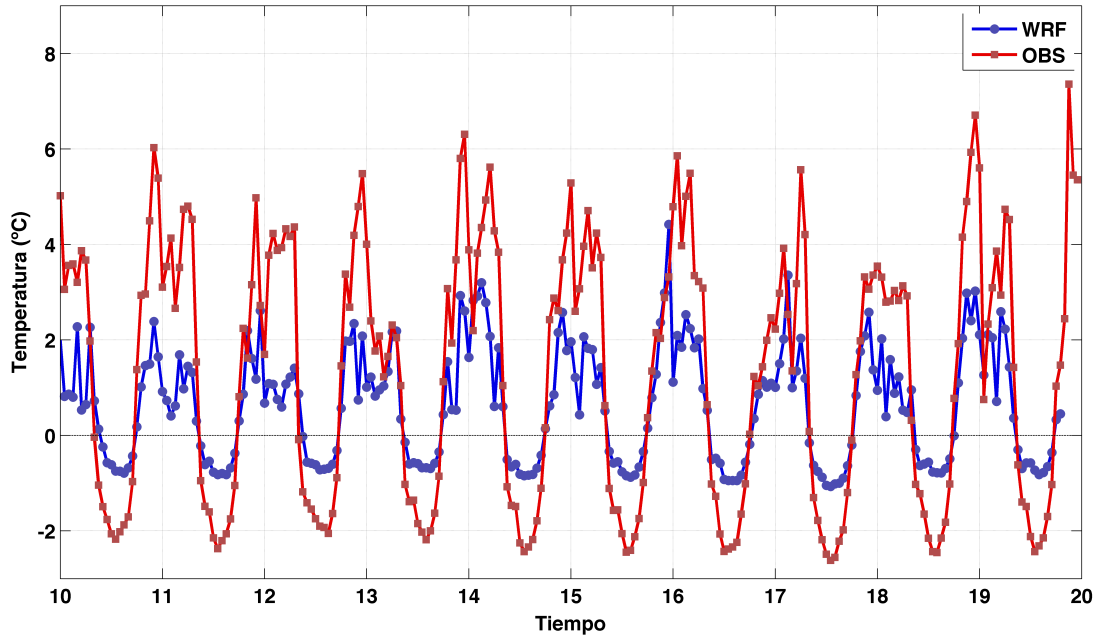


Figura 4.17: Series horarias de estabilidad entre las altura de 40 y 2 m sobre el nivel del suelo para la torre de Calama Oeste, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul (roja) corresponde a serie modelada (observada).

cuando la diferencia de temperaturas supera los 5°C entre superficie y los primeros 40 m de altura, indicando una condición estable cerca de la superficie. Esta situación cambia durante las tardes, cuando la diferencia es de -2°C , indicando una condición inestable.

La estabilidad nocturna, al igual que las otras variables analizadas, presenta una cierta variabilidad sinóptica, produciéndose una disminución de los valores hacia el día 18 de agosto.

El modelo WRF reproduce la variabilidad que poseen los registros, tanto a nivel de ciclo diario como evolución sinóptica. No obstante, es claro que la simulación atenúa tanto las máximas como las mínimas, situación que se asemeja a lo mostrado en el análisis del comportamiento de las temperaturas en 40 m.

La Figura 4.18 presenta la comparación de los ciclos diarios de estabilidad en Calama Oeste. Esta comparación muestra de mejor forma la atenuación que produce el modelo WRF respecto de la estabilidad observada. Durante las noches, los registros alcanzan una diferencia de casi 4°C entre la superficie y los 40 m de altura, mientras que el modelo no supera los 2°C .

A nivel de evolución sinóptica, la Figura 4.19 presenta la dispersión entre los valores nocturnos registrados y simulados de estabilidad en las tres torres de medición. Como fue observado anteriormente, la estabilidad durante el horario nocturno es generalmente subestimada por el modelo, existiendo asociado un sesgo cercano a los 2°C . Pese a esta condición, la evolución de la estabilidad es adecuadamente reproducida por la simulación.

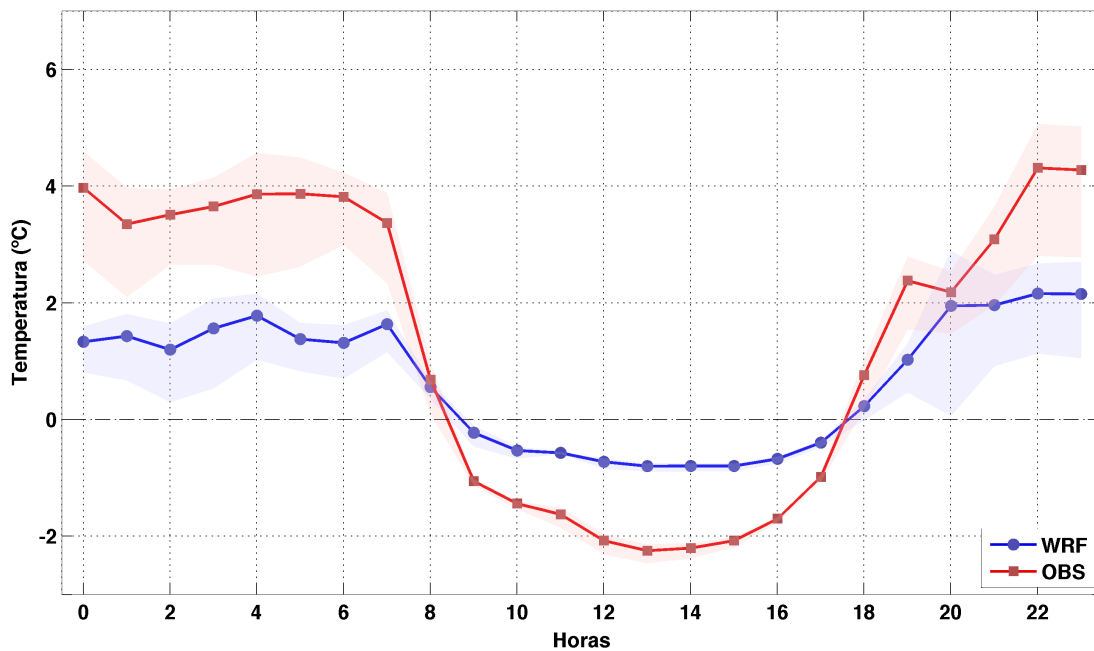


Figura 4.18: Ciclos diarios de estabilidad para la torre de Calama Oeste, entre 40 y 2 m sobre el nivel del suelo. El ciclo diario es obtenido a partir de los datos entre los días 10 y 16 de agosto de 2012, los cuales no presentan condiciones sinópticas anormales. Curva azul (roja) corresponde a serie modelada (observada). Áreas sombreadas indican de manera respectiva desviación estándar en torno a los valores medios.

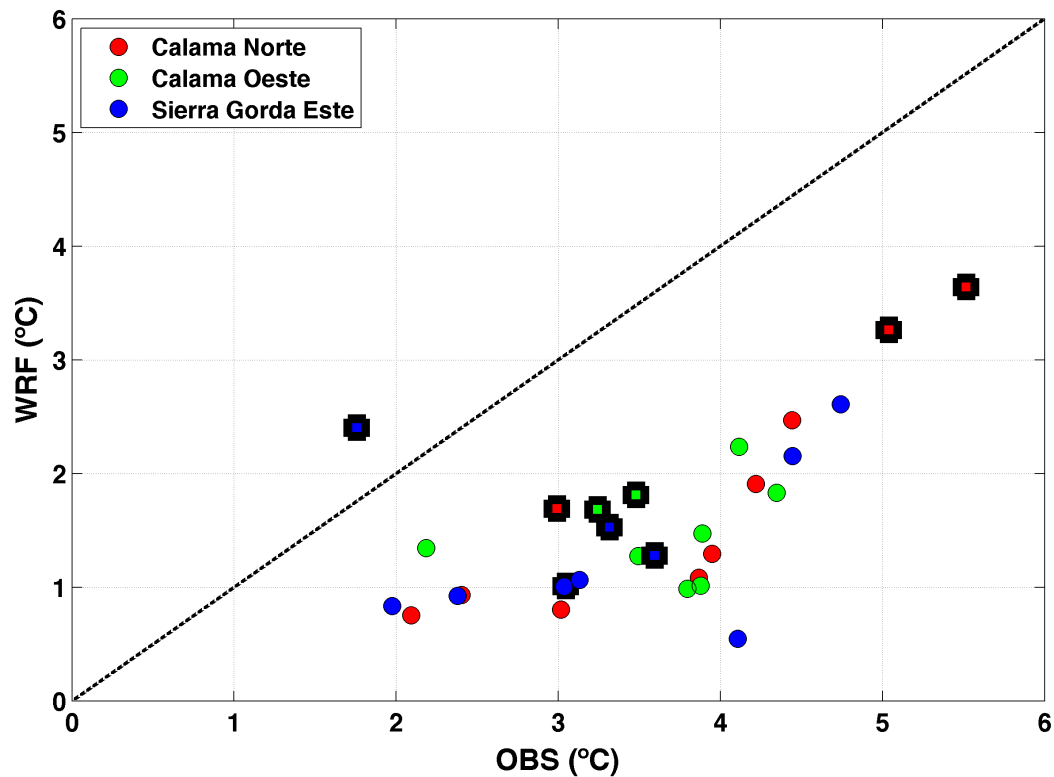


Figura 4.19: Diagrama de dispersión entre la estabilidad observada y simulada entre 40 y 2 m sobre el nivel del suelo para las estaciones Calama Norte (puntos rojos), Calama Oeste (puntos verdes) y Sierra Gorda Este (puntos azules). Valores son promediados entre las 00 y 08 HL, para los días comprendidos entre el 10 y 20 de agosto de 2012. Se destacan los días 17, 18 y 19, los cuales poseen condiciones sinópticas anómalas.

4.3.4. Energía cinética turbulenta

La evaluación de cómo es simulada la variable TKE se realiza mediante la comparación de los perfiles observados y simulados. El TKE se determina como el error cuadrático medio de las fluctuaciones de velocidades en un flujo, cuya expresión se presenta en la Ecuación 4.3. Esta variable corresponde a la energía cinética que está asociada a los remolinos turbulentos, la que el modelo WRF intenta determinar por medio de una aproximación de cierre de turbulencia basada en el esquema QNSE de capa límite planetaria.

$$tke = \frac{1}{2} \left(\overline{(u')^2} + \overline{(v')^2} + \overline{(w')^2} \right) \quad (4.3)$$

Por su parte, las torres de medición meteorológica no cuentan con registros de esta variable, los que se podrían conseguir si hubiesen instalados anemómetros sónicos, los cuales son capaces de medir la turbulencia con la frecuencia necesaria (fracción de segundos) para estimar el TKE. Debido a esta carencia, se opta por representar el TKE observado como la fracción de varianza de los vientos horizontales, los cuales son registrados cada 10 minutos en las distintas torres. Si bien, las formas de estimar el TKE basadas en los registros y en la simulación son distintas, ambas tienen en común que usan la varianza como base de las estimaciones.

La Figura 4.20 presenta la comparación de los perfiles verticales diarios en la estación Calama Oeste. Tanto la estimación basada en los registros como los valores simulados muestran para la condición nocturna máximos en los niveles más superficiales, los que disminuyen con la altura. Esta condición se mantiene durante casi la totalidad de días analizados, con la excepción del día 17 de agosto, donde el TKE crece con la altura en el modelo y es constante en las observaciones.

A nivel de promedio, la Figura 4.21 muestra que en todas las estaciones las zonas de mayor energía coinciden con las alturas donde se observó el desarrollo de perfiles más isotérmicos, según el modelo, situación que indica la generación de mezcla en los niveles más superficiales, bajo la nariz del chorro nocturno. Esto conlleva a suponer que la generación del chorro produce mezcla en los niveles superficiales, situación que a su vez ocasiona que el perfil de temperatura pase de una condición estable a una situación más isotérmica. Este análisis se presenta con más detalle en la sección de Discusión (Capítulo 5).

4.3.5. Campos de temperatura superficial

En las secciones anteriores se ha presentado una evaluación puntual del modelo, es decir, sólo se ha analizado la habilidad del modelo en sitios específicos, donde existen mediciones de variables meteorológicas. En la presente sección, la comparación realizada es más global, empleando para esto información del sensor MODIS a bordo de los satélites Aqua (EOS p.m.) y Terra (EOS a.m.). Como ha sido indicado, este sensor permite la captación de información que sirve para generar una variedad de productos meteorológicos, entre los cuales destaca la estimación de la temperatura del suelo durante la noche.

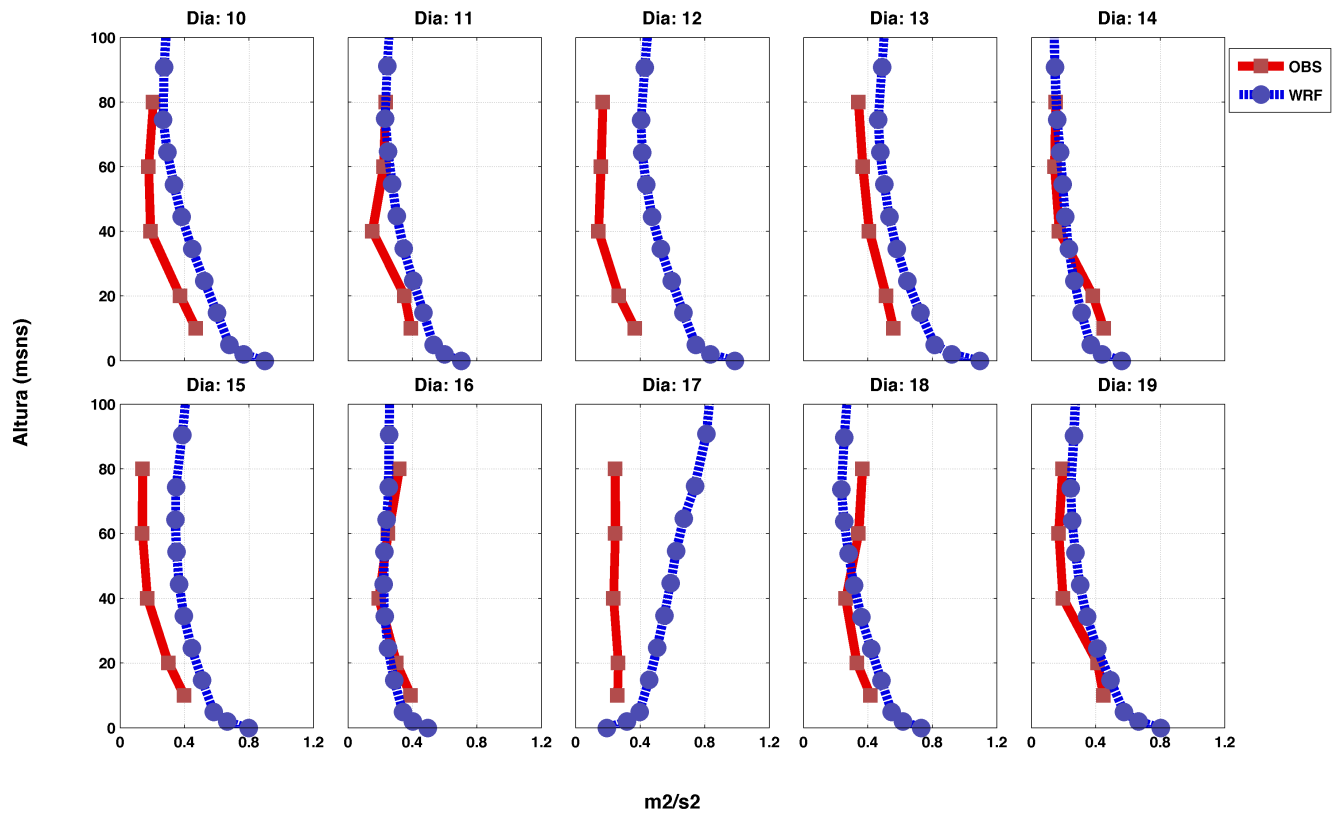


Figura 4.20: Perfiles verticales de TKE. Curva azul (roja) corresponde a resultados de simulación (observación). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, mostrándose los resultados para cada noche entre los días 10 y 19 de agosto. El TKE observado en realidad corresponde a una fracción de la varianza de los vientos horizontales registrados.

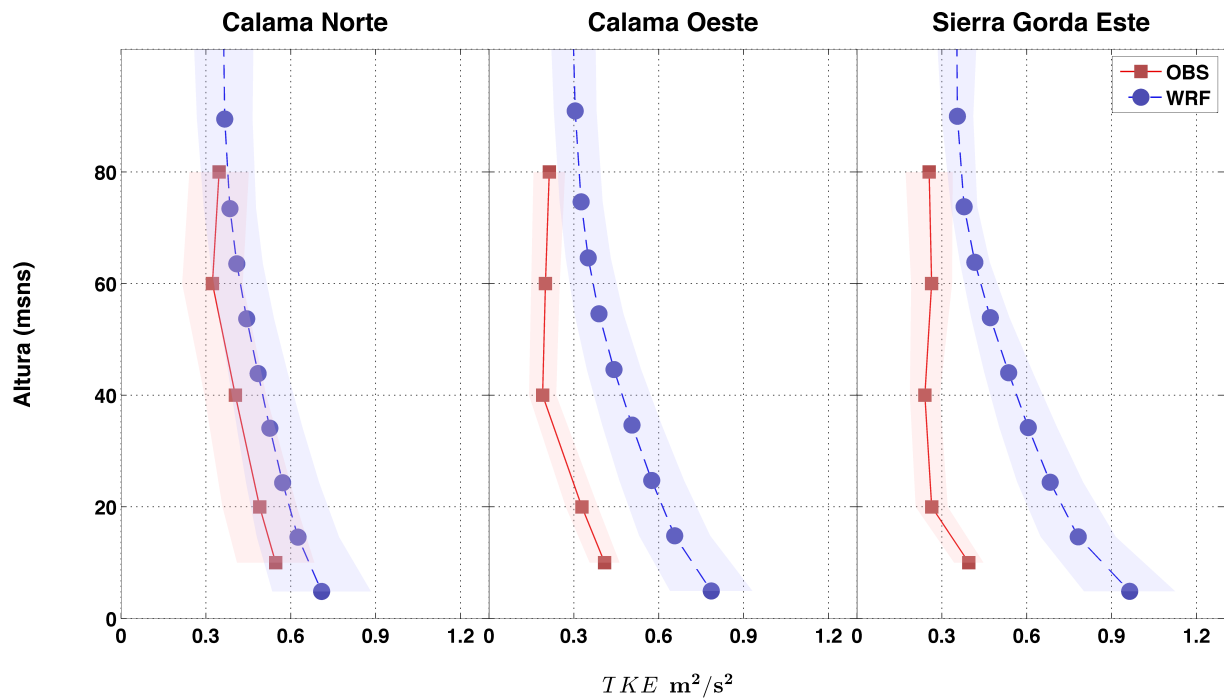


Figura 4.21: Perfiles verticales promedio de TKE observado (curva roja; aproximado a partir de fracción de varianza de registros vientos horizontales) y simulado (curva azul). Promedios son obtenidos para el periodo comprendido entre las 00 y 08 HL, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Área sombreada indica desviación estándar en torno a los valores medios.

Para realizar la comparación entre observación y simulación, ambos datos son agrupados para obtener la condición media nocturna durante los días de simulación. Dado que ambos satélites poseen distintos horarios de pasada por sobre el área de estudio, siendo además este horario de pasada distinto para cada día, las fuentes de información observadas y simuladas son promediadas entre las 23:00 y 03:00 hrs.

La Figura 4.22 presenta la comparación de los campos medios nocturnos de temperatura de suelo observada y simulada (Dominio 3, con resolución horizontal de 3 kms). El patrón observado muestra que las zonas más altas, ubicadas hacia el este, en general poseen temperaturas menores, situándose mayormente por debajo de los 0°C. Hacia el oeste, en una zona donde predomina un declive de la topografía, las temperaturas describen un cordón de valores máximos (montos próximos a 5°C), el que se manifiesta más claramente entre las cotas de 1400 y 2000 msns. Este patrón puede estar asociado a la inversión del perfil vertical de temperaturas que se produce en estos niveles.

Hacia el suroeste del dominio se aprecia una zona de mínimos relativos, donde la topografía no presenta demasiada variación. Hacia el este de la estación Sierra Gorda Este se aprecia la generación de una poza fría (pequeña en comparación con el dominio de simulación), fenómeno que fue analizado y descrito en los estudios de Falvey et al. (2011) y Martínez (2015).

El modelo reproduce parcialmente el patrón observado, generando el gradiente de temperaturas señalado. El cordón de temperaturas máximas entre las cotas de 1400 y 2000 msns es reproducido por el modelo, aunque es notoria la sobrestimación de las temperaturas desde estas cotas hacia niveles inferiores (ver Figura 4.23). Se presume que el modelo no logra reproducir la estructura de la capa límite costera o marina que puede estar influyendo esta zona, por lo que el perfil vertical de temperaturas no logra ser simulado adecuadamente. Aspectos como el desarrollo de pozas frías sí son reproducidos, aunque la poza fría indicada hacia el oeste de Sierra Gorda Este es sobrestimada.

Se presume que el sesgo desarrollado hacia el oeste del dominio de simulación analizado está asociado a cambios en la condición de capa límite marina o costera que reproduce el modelo. Como se aprecia en la próxima sección, el efecto de la capa límite marina se deja ver hasta los 900 metros de altura, no obstante, la inversión de subsidencia se desarrolla entre este nivel y los 1500 metros aproximadamente. Este efecto se discutirá con mayor detalle en la sección de discusión (Capítulo 5).

Para evaluar la temperatura del suelo en forma independiente a la altura se estima la temperatura potencial. Se debe recordar que esta variable se calcula de acuerdo a la Ecuación 4.4, donde P_0 es una presión de referencia (en este caso 1000 hPa), P es la presión medida, R_d es la constante de aire seco ($287,06 \left[\frac{J}{kgK} \right]$) y c_p el calor específico a presión constante ($1004,67 \left[\frac{J}{kgK} \right]$).

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (4.4)$$

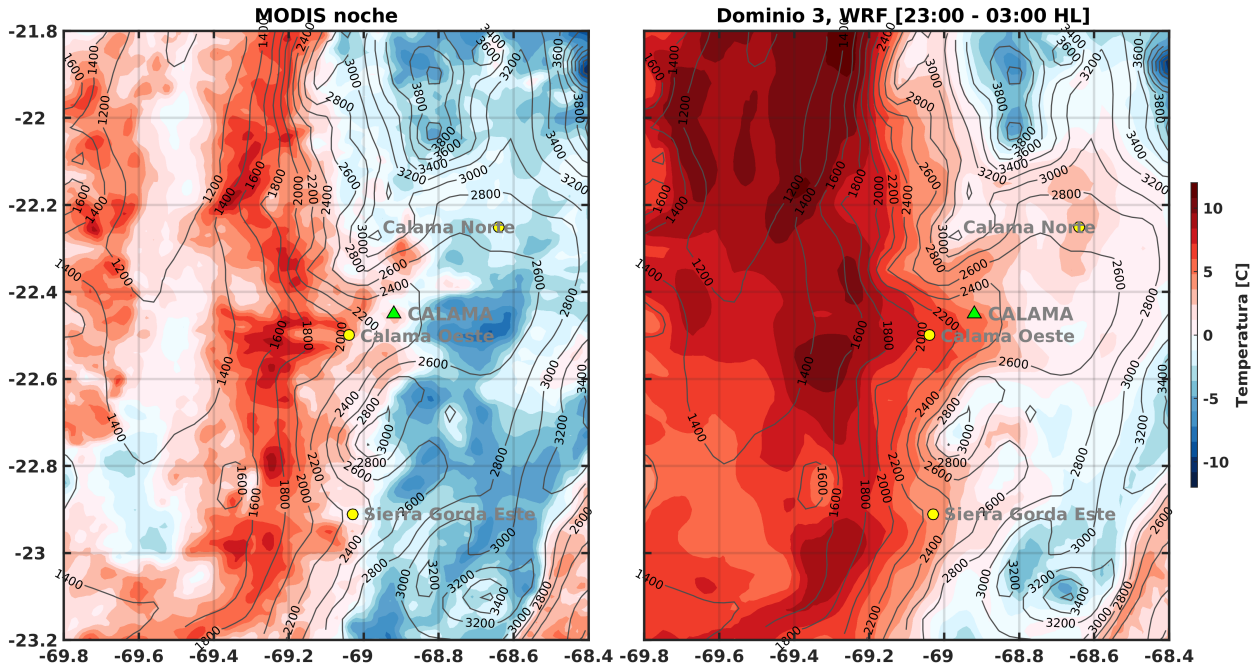


Figura 4.22: Campos de temperatura del suelo. Panel izquierdo corresponde a promedio utilizando producto “MODIS night soil temp”, panel derecho corresponde a promedio de simulación (empleando dominio 3), obtenido para todos los días entre las 23:00 y 03:00 HL.

Debido a que no se cuenta con datos de presión observados, se supondrá que la presión en el caso de los registros sólo varía con la altura (relación netamente hidrostática, basada en la ecuación hipsométrica). Si bien esta suposición puede ser fuerte, el hecho que se esté analizando el patrón a una escala espacial mayor (por sobre los 100 kms) reduce los efectos que se podrían producir si el análisis fuese más localizado.

La Figura 4.24 presenta una comparación del perfil zonal de temperatura potencial del suelo, obtenido como promedio entre las latitudes 21.8 y 22.2°S, hacia el norte de la torre Calama Norte. Esta zona es escogida debido a que presenta un marcado gradiente zonal de temperaturas, formándose un dipolo de valores. Las curvas obtenidas, correspondientes a la temperatura potencial a nivel del suelo, muestran la existencia de un sesgo positivo de la simulación, siendo más fuerte en la zona del valle que se encuentra hacia el oeste del dominio. Hacia el este, donde existe la presencia de planicies a mayor altitud, igualmente se produce un sesgo positivo, aunque de menor amplitud que en la zona baja. La Figura también deja ver que en la zona de pendiente, donde la topografía pasa de 1200 a 3000 m, las temperaturas decaen, experimentando una disminución aproximada de 10 K en el caso del modelo y ≈ 20 K en la realidad.

Este análisis igualmente se efectúa en la latitud de Sierra Gorda (no mostrado), entre las latitudes 22.8 y 22.9°S. El resultado de la simulación en esta zona sobrestima la temperatura registrada, aunque la variabilidad espacial es bien reproducida. En esta zona se produce una poza fría, donde tanto modelo como registros indican un importante descenso de la

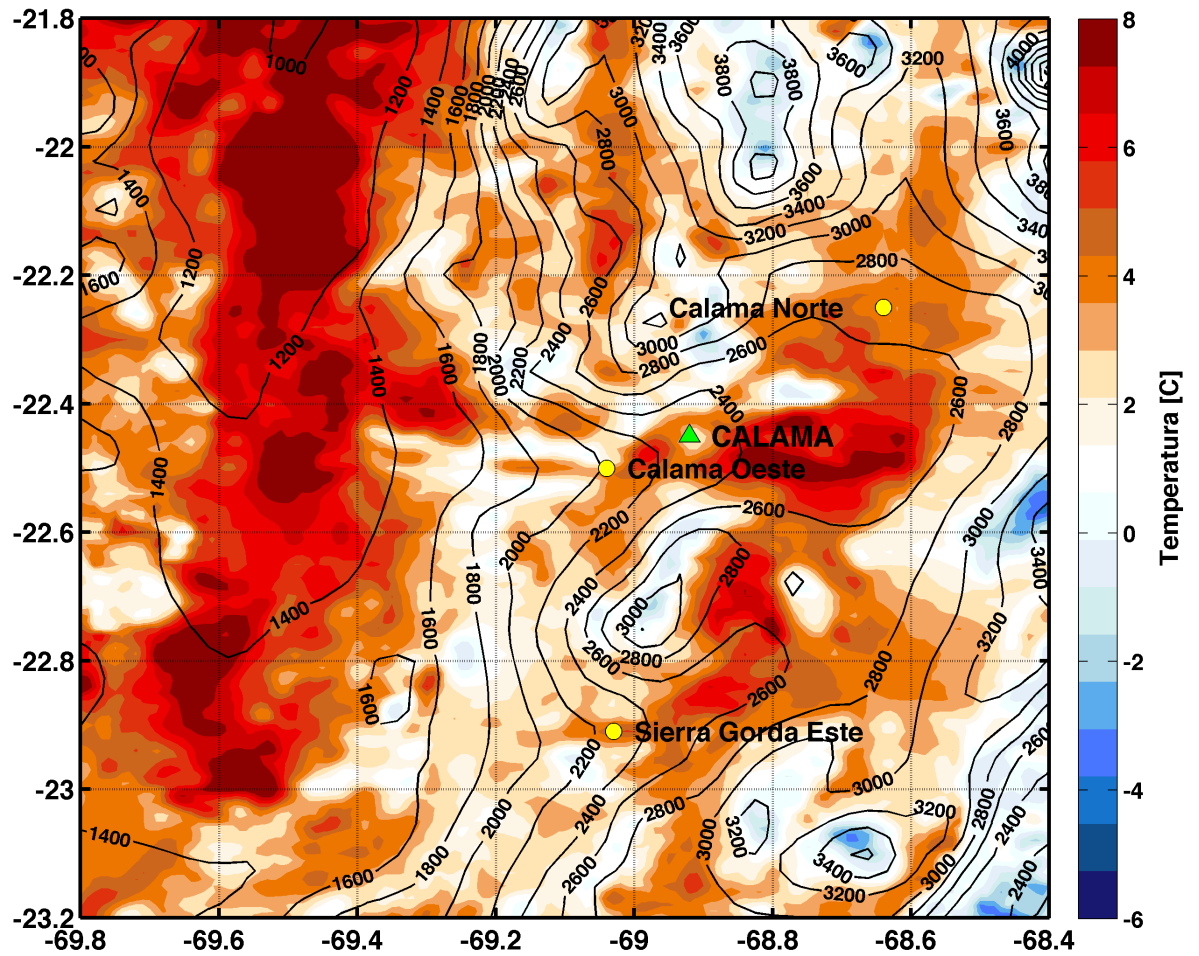


Figura 4.23: Campo medio de diferencia de temperatura del suelo entre los resultados del tercer dominio de simulación con WRF y el producto MODIS night soil temp.

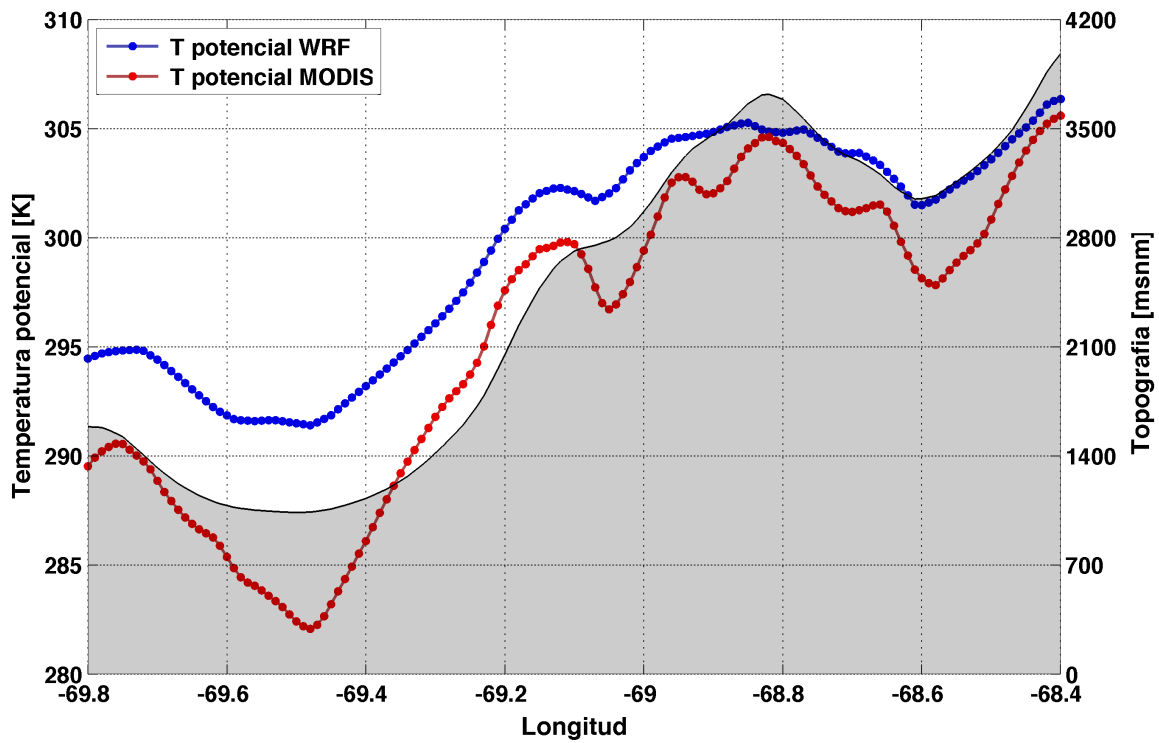


Figura 4.24: Comparación de perfiles zonales de temperatura potencial del suelo, empleando un promedio entre las latitudes 21.8 y 22.2°S. Curva roja representa el comportamiento de los registros derivados del producto MODIS night temp, en cambio, curva azul muestra el resultado que se obtiene para la simulación, haciendo uso del tercer dominio de simulación (con resolución horizontal de 3 kms). Sombra representa topografía promedio de la zona, también derivada desde los resultados de la simulación.

temperatura potencial, el cual es notorio respecto de las zonas aledañas.

4.3.6. Perfiles de radiosonda de Antofagasta

Otra comparación realizada para evaluar el desempeño de la simulación consiste en comparar la estructura meteorológica simulada en niveles superiores de la atmósfera (tropósfera media). Para cumplir con este objetivo, se realizan comparaciones con los registros que se obtienen del radiosondeo rutinario que se lleva a cabo en Antofagasta, en el aeropuerto de Cerro Moreno. Las mediciones en este lugar son realizadas cada día a las 12 UTC, correspondiendo a las 08:00 HL (considerando que $HL = UTC - 4$). Debido a que este lugar se encuentra fuera del área de estudio, se utiliza el dominio 3 para conseguir extraer información del sitio en cuestión.

La Figura 4.25 muestra las comparaciones entre los perfiles de temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento. Respecto a la temperatura, la simulación tiene dificultades en reproducir las condiciones de la capa límite marina, puesto que el punto de control se ubica en una localidad próxima a la costa. El comportamiento de la temperatura dentro de los primeros 1500 m no es adecuadamente reproducido, existiendo una sobrestimación importante. A mayores alturas la simulación se ajusta a los registros observados, sin embargo, se mantiene un sesgo aproximado de -2°C a lo largo de todo el perfil. Este sesgo es consistente con el observado en las torres de medición, las que se encuentran fuera de la influencia de la capa límite costera.

Respecto a la humedad relativa, el desempeño es pobre cerca de la superficie, corrigiéndose esta característica con la altura. Respecto al viento, la intensidad es levemente sobrestimada, siendo este aspecto más notorio en los niveles superiores. La dirección es generalmente bien reproducida.

El perfil observado de humedad relativa sugiere la presencia de nubes estratiformes en el límite superior de la capa límite marina, las cuales producen enfriamiento radiativo en la parte baja del perfil, además de favorecer la mezcla turbulenta. Estos procesos no son adecuadamente simulados por la parametrización de capa límite empleada, debido a que no posee tratamiento explícito de la humedad (una mayor discusión respecto a este punto se presenta más adelante). Sin embargo, para objetos de este análisis, se considera que la simulación posee un buen desempeño, puesto que las condiciones asociadas a la tropósfera libre (por sobre la capa límite) parecen ser adecuadamente simuladas.

Como fue mencionado, el esquema de capa límite empleado no posee tratamiento explícito de la humedad, lo que podría explicar que el modelo no sea capaz de reproducir las condiciones de la capa límite costera. Es por esta razón que los perfiles de temperaturas y humedad relativa no pueden ser reproducidos de una manera adecuada hasta una altura de 1500 m. Esta misma situación podría explicar las sobrestimaciones observadas hacia el oeste de la zona de estudio (ver Figura 4.23), donde los valles no superan la cota señalada.

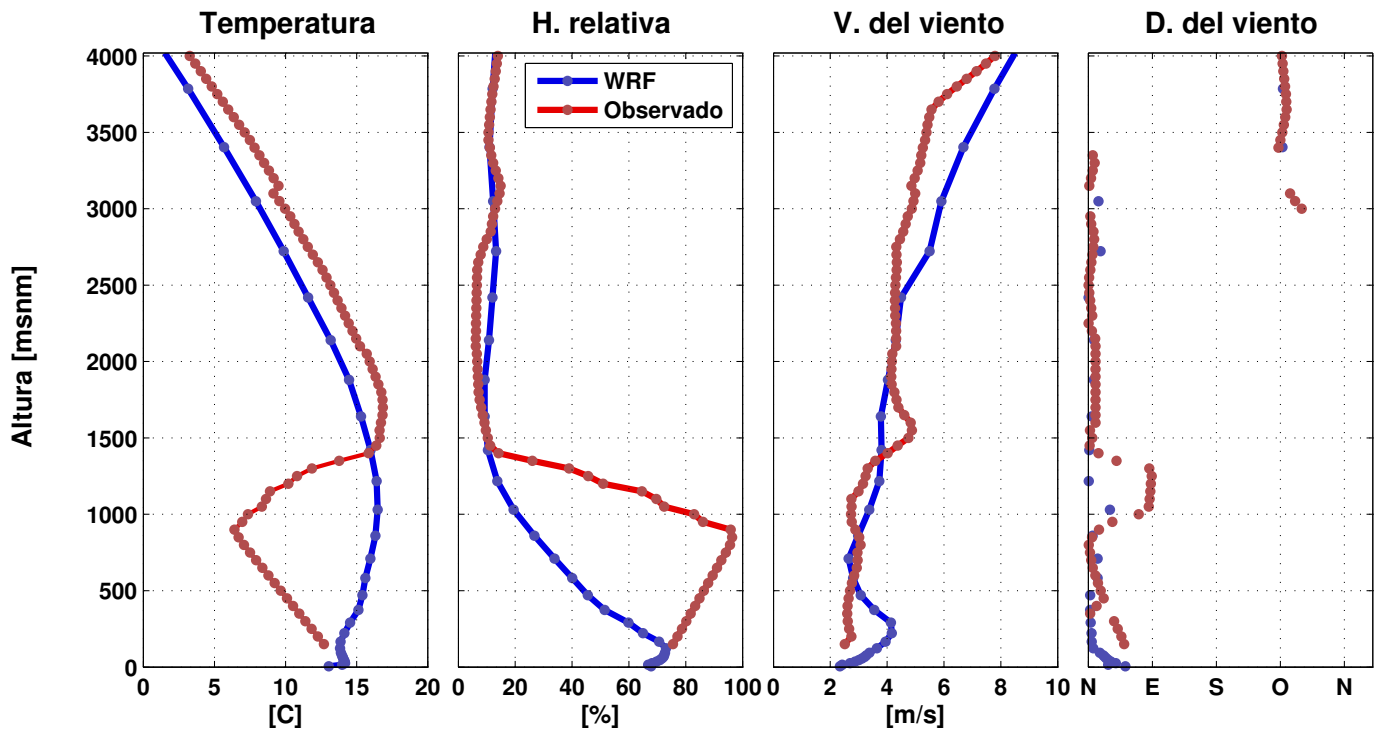


Figura 4.25: Perfiles medios de radiosonda de Antofagasta, entre los días 10 y 16 de agosto de 2012. Paneles de izquierda a derecha muestran comparación entre temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento observada (curva roja) y simulada (curva azul). Promedios son obtenidos para cada nivel en la vertical, siendo los registros observados interpolados cada 50 m. Datos observados son registrados a las 08:00 HL, por lo que los datos simulados también son utilizados sólo en este horario para la comparación. Curva roja representa a observaciones, en cambio, curva azul corresponde a simulación.

4.4. Caracterización de los chorros en el modelo

Una vez evaluada la habilidad del modelo WRF para reproducir la forma de los flujos nocturnos, los resultados de la simulación son empleados para comprender la estructura que presentan los chorros. Para esto, se seleccionan los días que presentan chorros nocturnos bien formados, para evaluar la condición media asociada a estos flujos. Dentro de los aspectos de interés se encuentra la extensión horizontal y vertical de estas corrientes de aire, intensidades medias, alturas a las cuales se producen las máximas velocidades y efectos sobre otras variables meteorológicas. Con el objetivo de sintetizar el análisis realizado, la descripción de la forma del chorro se centrará en Calama Oeste, para luego dar paso a una revisión de una situación particular acontecida en el valle de la estación Calama Norte.

El valle en el que se encuentra la estación Calama Oeste es representado con detalle en la Figura 4.26. La zona en la que se manifiesta el chorro nocturno superficial tiene una extensión aproximada de 60 kms de largo, por aproximadamente 30 kms en su parte más ancha. Debido a la orientación de este valle, junto con la dirección en la que cae su pendiente, el chorro posee un desplazamiento de este a oeste, comenzando su manifestación en las inmediaciones de la ciudad de Calama. El campo promedio de la magnitud del viento a 10 m sobre el suelo muestra máximas intensidades a lo largo de la latitud donde se encuentra ubicada aproximadamente la torre de medición, alcanzando valores cercanos a los $12 \left[\frac{m}{s} \right]$. Estas máximas intensidades se producen en la parte central de la manifestación del chorro, describiendo una estrecha franja donde el viento se acelera, la cual no tiene una extensión zonal superior a los 15 kms. El chorro pierde potencia (al menos cerca de la superficie) conforme el valle se abre y su pendiente se vuelve menor, observándose que en la planicie del oeste, situada desde $69.2^\circ O$, ya no existe desarrollo de estos flujos.

4.4.1. Perfil longitudinal

El perfil longitudinal del chorro es presentado en la Figura 4.27, a partir de una transecta realizada en $22.52^\circ S$, entre las longitudes 68.9 y $69.42^\circ O$. El chorro nace aproximadamente en $68.95^\circ O$, lugar en que el relieve empieza a descender con una pendiente aproximada de $1,7\%$, hasta llegar a $69.35^\circ O$. El chorro nocturno se desplaza de este a oeste, manifestándose entre la superficie del terreno y los 200 m de altura. Las máximas velocidades se observan a una altura aproximada de 50 m de altura, entre 69.1 y $69.17^\circ O$, alcanzando valores cercanos a los $15 \left[\frac{m}{s} \right]$.

En su descenso, el chorro se encuentra con pequeños accidentes de la topografía, los cuales producen que el flujo de aire experimente ascensos (componente vertical de velocidad de viento w positiva) o descensos forzados ($w < 0$). La zona más notoria de ascenso se produce en $69.2^\circ O$, donde un pequeño cambio en la topografía fuerza al aire a ascender, alcanzando velocidades verticales por sobre $1 \left[\frac{m}{s} \right]$.

El chorro posee una componente transversal de viento (meridional) pequeña en términos relativos, con vientos que provienen desde el sur tanto al inicio como al final de su estructura.

La manifestación del chorro va acompañada con aumentos de temperatura en el sentido

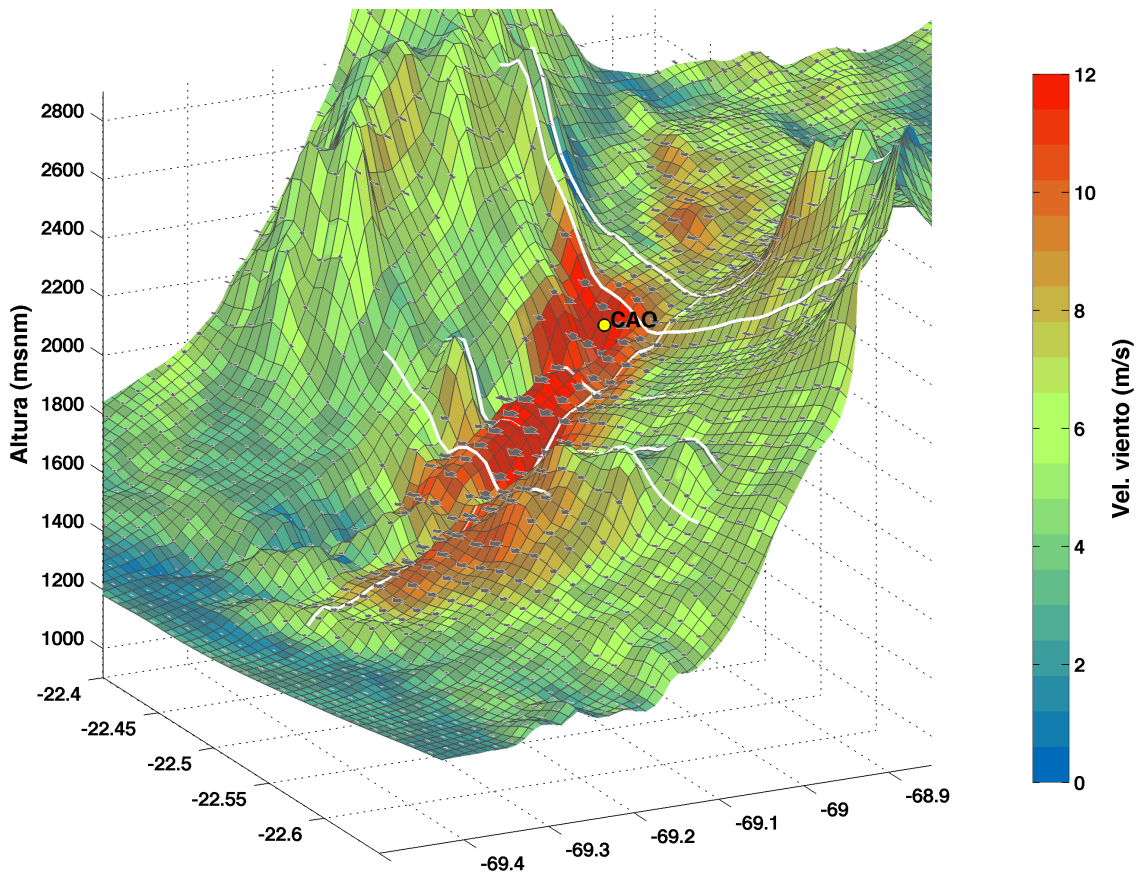


Figura 4.26: Mapa de la zona correspondiente al chorro de Calama Oeste. En el mapa aparecen indicadas con líneas blancas las transectas realizadas para evaluar la estructura del chorro. El contorno 3D representa la topografía de la zona. El mapa de colores por sobre esta superficie indica la magnitud alcanzada por el viento en 10 m durante la noche (entre 00 y 08 hrs, para días con chorros bien definidos según registros en Calama Oeste). Las flechas sobre la superficie indican la dirección del viento.

que el flujo se desplaza. En la zona de nacimiento (ubicada hacia el este), la temperatura media es de aproximadamente $9^{\circ}C$ cerca de la superficie, alcanzando el valor de $15^{\circ}C$ una vez que llega al plano. Este incremento de la temperatura puede obedecer a un calentamiento adiabático que experimentan las parcelas de aire en su descenso (considerando un proceso isentrópico), manteniendo la temperatura potencial relativamente constante. A esto también se puede agregar la mezcla misma que produce el chorro, la cual genera que las capas de aire frío cerca de la superficie interactúen con las más cálidas en niveles superiores, produciendo que el perfil se vuelva isotérmico y que la temperatura entre la superficie y la "nariz" del chorro sea levemente mayor que la observada en zonas adyacentes.

El TKE es relativamente alto entre el suelo y los primeros 50 m de altura sobre la superficie, bajo la "nariz" del chorro, producto de la generación de turbulencia mecánica. Esta variable adquiere los valores más altos en la zona que antecede al pequeño monte señalado anteriormente (en $69.2^{\circ}O$), alcanzando montos superiores a $0,5 \left[\frac{m^2}{s^2} \right]$. Por sobre el montículo indicado, los valores de TKE disminuyen drásticamente, para luego aumentar conforme el chorro continúa descendiendo por la pendiente.

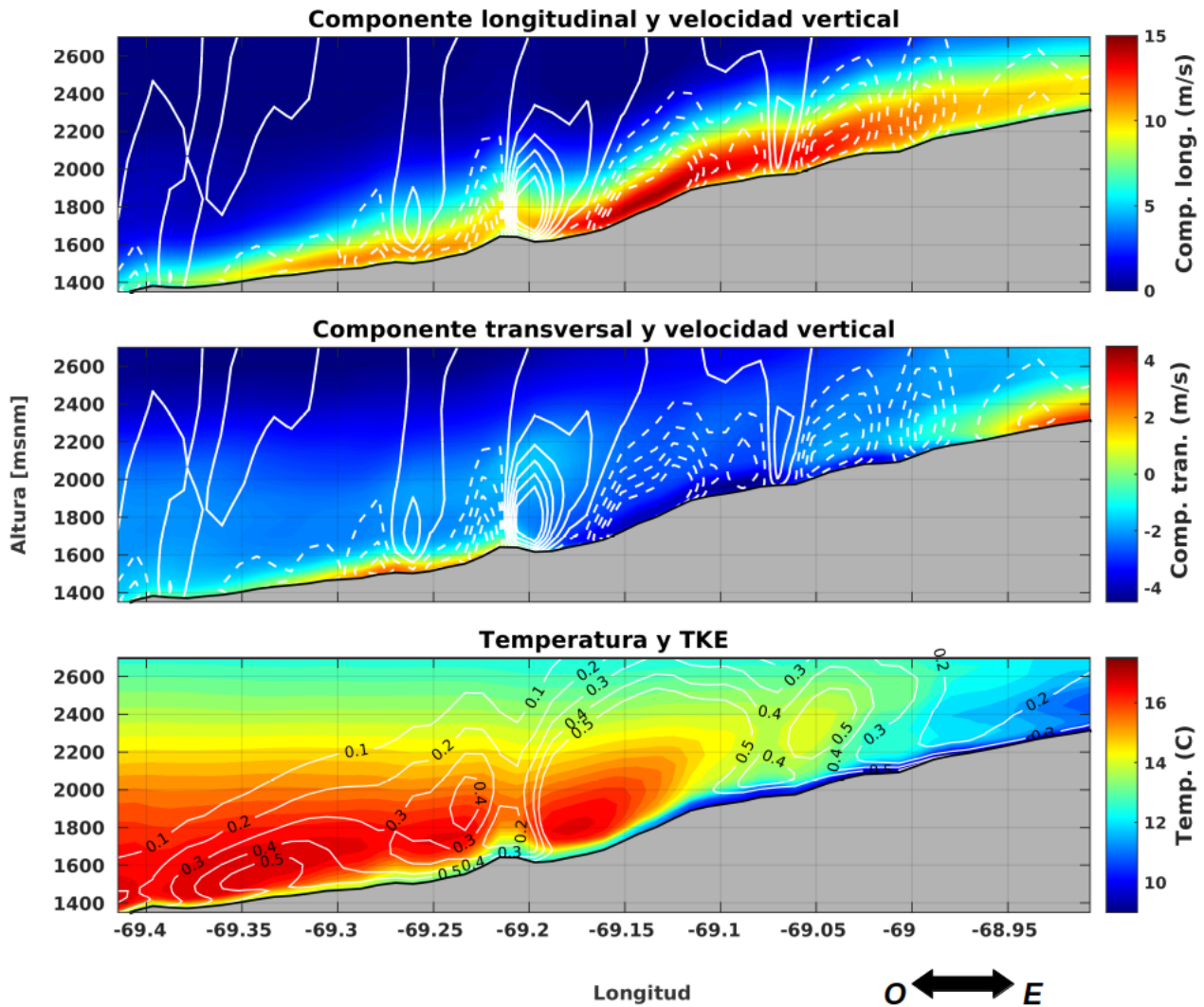


Figura 4.27: Perfil longitudinal del chorro nocturno en Calama Oeste, realizado para la latitud $22,52^{\circ}O$. Panel superior muestra componente longitudinal del viento en contorno de colores y velocidad vertical en contornos de líneas blancas (línea continua indica ascenso, línea segmentada señala descenso, $\Delta w = 0,1 \left[\frac{m}{s} \right]$). Panel central muestra velocidad transversal en contorno de colores y velocidades verticales en contorno de líneas blancas (misma explicación respecto de segmentación de líneas). Panel inferior muestra temperatura en contorno de colores y TKE con líneas blancas (en unidades de $\left[\frac{m^2}{s^2} \right]$, hasta un valor de $0,5 \left[\frac{m^2}{s^2} \right]$). En los tres paneles se indica el perfil que describe la topografía.

4.4.2. Perfil transversal en zona de nacimiento

La Figura 4.28 presenta los perfiles meteorológicos a lo largo de una transecta transversal realizada en la longitud $68.95^{\circ}O$, donde inicia el descenso de aire en el valle analizado. El perfil transversal en esta longitud describe pendientes laterales, las cuales se presume canalizan el chorro en su descenso hacia el oeste. El viento longitudinal, visto desde la perspectiva transversal, describe un máximo en $22.5^{\circ}S$ en aproximadamente 70 m de altura sobre el suelo,

justo en el centro del valle, con intensidades cercanas a $10 \left[\frac{m}{s} \right]$.

Hacia el sur del chorro se aprecia aire que posee velocidades verticales negativas, el cual se encuentra descendiendo desde la ladera ubicada en esa dirección. Hacia el norte también se aprecia descenso de aire desde las laderas, el cual tiene dirección norte y menor intensidad. En el centro del valle, con eje en -22.5°S aproximadamente, se observa el chorro descendente, el que se manifiesta con velocidades próximas a los $12 \left[\frac{m}{s} \right]$.

El panel central de la Figura 4.28 muestra el viento que desciende desde la ladera sur es relativamente intenso en la componente transversal, dirigiéndose hacia el chorro. Por su parte, desde el norte también se dirigen masas de aire hacia el chorro. En la zona misma del chorro la componente transversal es más bien nula y no existen ascensos de aire, por lo que por conservación de masa se podría suponer en principio que el aire proveniente desde las laderas alimenta al chorro, perdiendo velocidad en la componente transversal para potenciar la longitudinal.

El perfil de temperaturas, en el panel inferior, muestra el desarrollo de una inversión térmica, que es muy pronunciada hacia el norte de la ubicación del chorro. Bajo y hacia el sur del chorro, las temperaturas crecen y muestran un carácter más bien isotérmico, el cual puede ser ocasionado por el efecto de la mezcla turbulenta que generaría tanto el chorro como los flujos que descienden por las paredes laterales del valle. Los valores de TKE relativamente altos en esta zona parecen sustentar esta hipótesis, que será discutida más adelante.

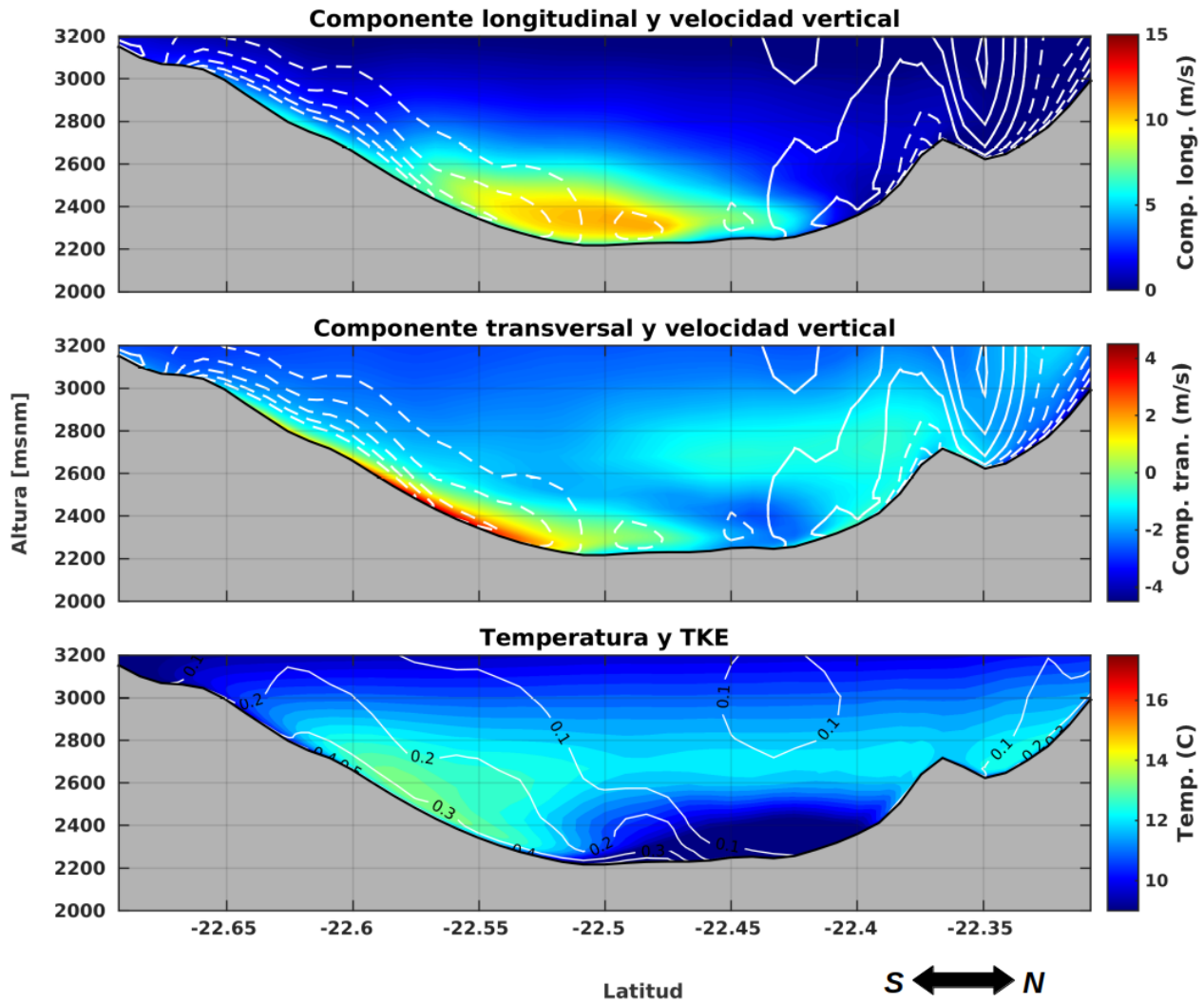


Figura 4.28: Perfil transversal del chorro nocturno en Calama Oeste, en la longitud 68.95°O , donde el chorro comienza a descender por la pendiente. Panel superior muestra componente longitudinal en contorno de colores y velocidad vertical en contornos de líneas blancas (continua indica ascenso, segmentada señala descenso, $\Delta w = 0,1 \left[\frac{m}{s} \right]$). Panel central muestra velocidad transversal en contorno de colores y velocidades verticales en líneas blancas. Panel inferior muestra temperatura en contorno de colores y TKE con líneas blancas. En los tres paneles se muestra el perfil que describe la topografía a lo largo del corte.

4.4.3. Perfil transversal en zona de máxima intensidad

De acuerdo al perfil longitudinal mostrado en la Figura 4.27, las máximas intensidades del chorro nocturno se producen entre 69.1 y 69.17°O . Al respecto, la Figura 4.29 muestra el perfil transversal del chorro en 69.14°O , donde este alcanza intensidades superiores a los $10 \left[\frac{m}{s}\right]$. En este corte se aprecia que las paredes laterales disminuyen en altura, producto que el valle que viene descendiendo desde el este desarrolla un ensanchamiento hacia el oeste. El terreno, además, comienza a presentar algunas irregularidades, las que se manifiestan con la aparición de pequeños montículos, los que producen ascensos y descensos forzados en el flujo que viene descendiendo por el valle.

El núcleo del chorro se concentra en 22.53°S , a una altura aproximada de 60 m sobre el suelo, teniendo un espesor aproximado de 40 m y un ancho aproximado de 6 kms. Se manifiesta como una zona de intensidades de componente valle abajo superiores a $15 \left[\frac{m}{s}\right]$, la que es rodeada por vientos poco menos intensos, no superiores en magnitud a $12 \left[\frac{m}{s}\right]$. Esta segunda zona de vientos levemente más débiles presenta una extensión transversal mayor, manifestándose entre 22.63 y 22.47°S . Respecto de la zona de nacimiento, el núcleo de máximas intensidades de viento describe un achatamiento (menor espesor) y también una somerización (núcleo se produce a una altura menor respecto del suelo).

El núcleo del chorro posee una marcada componente vertical negativa, indicativa del descenso de masas de aire que provienen desde el este. El descenso en esta zona posee valores superiores, en términos de valor absoluto, a $1 \left[\frac{m}{s}\right]$. Tal como fue señalado, la irregularidad del terreno en esta zona introduce efectos sobre el chorro, como el observado sobre un montículo ubicado en 22.47°S , donde existe ascenso forzado de aire.

La componente transversal (meridional) asociada a la presencia del chorro es débil, aunque manifiesta que este flujo posee una dirección este/sureste. La componente sur se intensifica en altura, aunque fuera de la zona de desarrollo del chorro nocturno.

El perfil de temperaturas describe una inversión térmica cerca de la superficie, para luego exhibir una condición próxima a la isotérmica a mayor altura (entre 1900 y 2100 m de altura). La condición estable coincide con la zona que se encuentra por debajo del núcleo del chorro, donde se produce un aumento desde 8 a aproximadamente 15°C en poco más de 100 m de altura. La condición isotérmica que se produce en la parte superior del chorro puede generarse debido a la mezcla que ocasiona éste entre la estabilidad superficial asociada al enfriamiento nocturno y el perfil de altura que obedece a condiciones más bien de tropósfera libre. Los valores elevados de TKE refuerzan la idea de la generación de mezcla turbulenta a lo largo de toda la sección transversal.

4.4.4. Perfil transversal en zona de salida

El chorro comienza a perder intensidad a partir de 69.17°O , longitud en que las magnitudes descienden de los $12 \left[\frac{m}{s}\right]$. La Figura 4.30 presenta un corte transversal de las variables meteorológicas relevantes en esta zona, en 69.18°O , a la salida del chorro. La componente

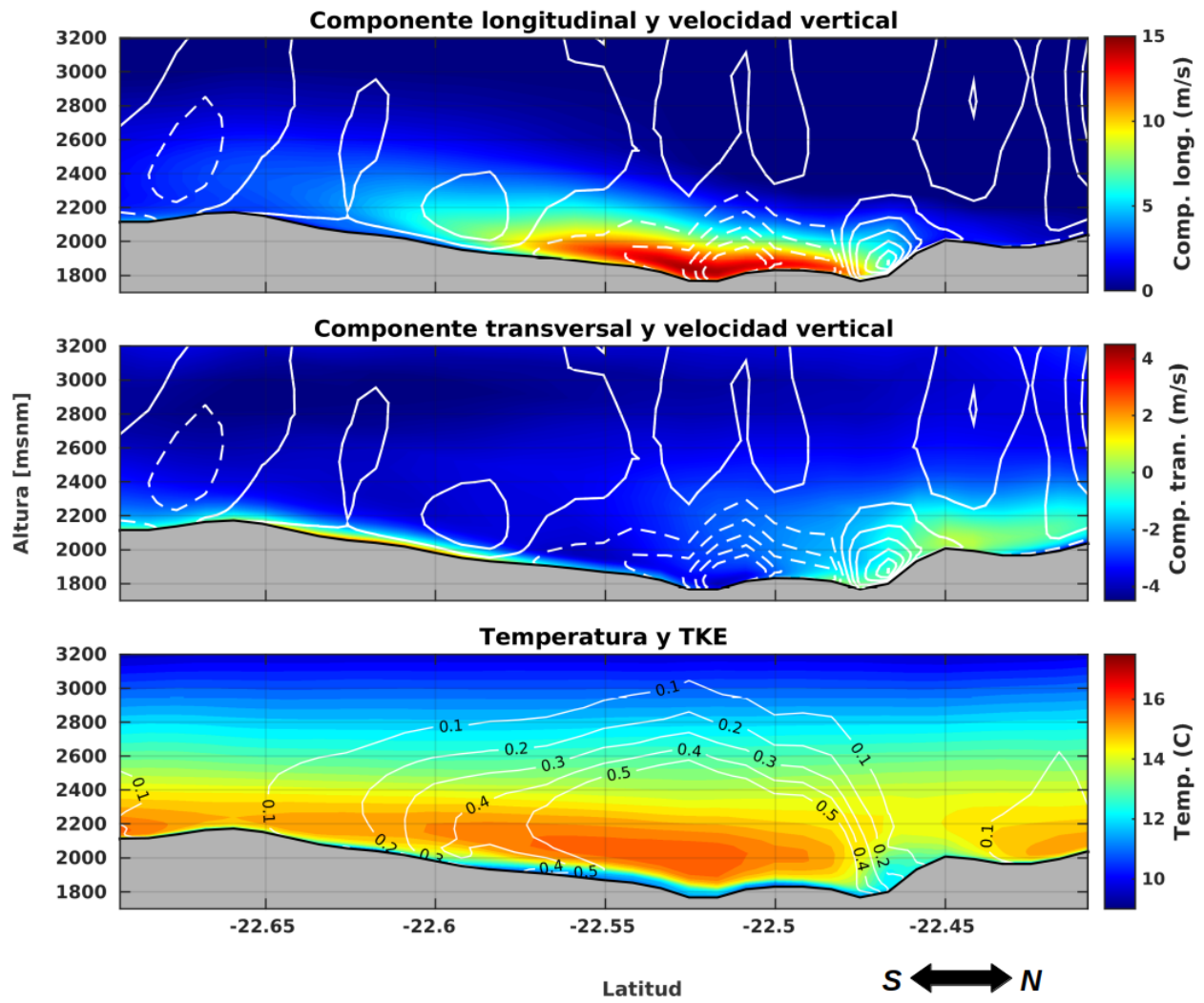


Figura 4.29: Como Figura 4.28 pero en longitud 69.14°O.

longitudinal muestra que el chorro pierde altura, estando más cercano a la superficie. Además, similar a lo observado en la zona de máxima expresión, el flujo describe un achatamiento, presentando una mayor extensión transversal. En esta zona, el viento predominante continúa estando acompañado de una fuerte componente negativa de velocidad vertical, indicativa de descenso de masas de aire.

El corte transversal de la componente meridional del viento muestra un predominio de viento norte sobre gran parte del corte realizado y en distintas alturas. No obstante, justo por debajo de la zona de máximas velocidades, la componente transversal es positiva, indicativa de generación de viento sur, aunque de intensidades más bien débiles (no superior a $3 \left[\frac{m}{s}\right]$).

El perfil de temperaturas revela el desarrollo de una fuerte capa de inversión superficial a lo largo de todo el corte transversal. No obstante, el gradiente vertical de temperaturas parece ser menor en la zona donde se manifiesta el chorro, donde además se producen temperaturas cercanas a la superficie relativamente bajas. Este rasgo puede estar asociado a la generación de mezcla turbulenta, la cual es dejada de manifiesto por valores relativamente altos de TKE.

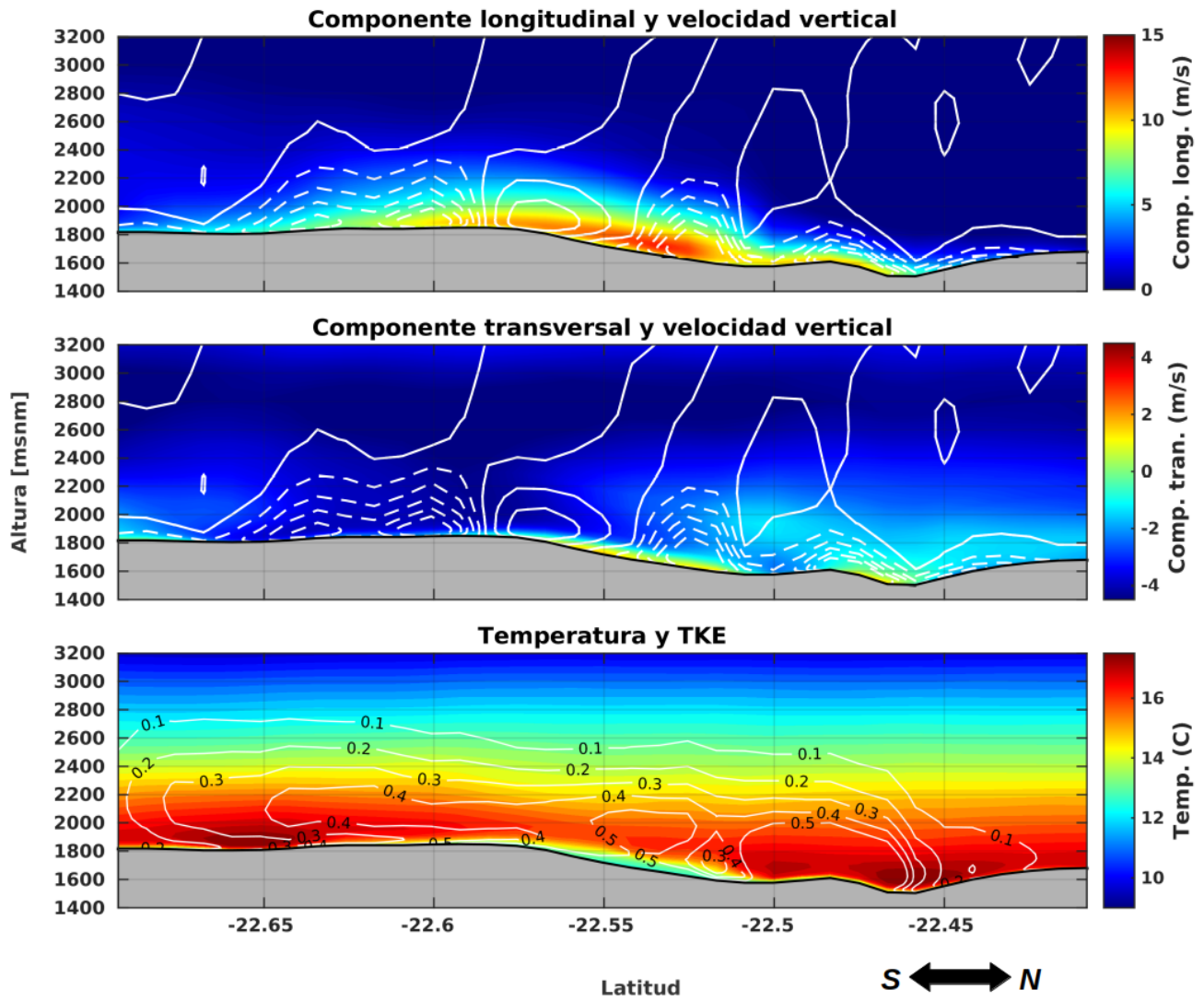


Figura 4.30: Como Figura 4.28 pero en longitud 69.18°O.

4.4.5. Evolución de los perfiles transversales de magnitud del chorro

Con base en lo descrito por los perfiles transversales en las zonas de nacimiento, máxima intensidad y salida, la Figura 4.31 presenta los contornos de componente descendente del viento con intensidades iguales o superiores a $9 \left[\frac{m}{s} \right]$. Tal como fue indicado, la forma del chorro, o del sector de máximas intensidades de componente valle abajo, es modulada por la topografía transversal al recorrido. El chorro se ensancha y achata conforme desciende por el valle, a lo que se debe agregar un aumento paulatino de la temperatura de la capa entre la superficie y la altura de la nariz (descrito en sección anterior). Asociado a esto, el TKE crece en las zonas que el flujo se acelera o experimenta variaciones asociadas a la topografía.

La zona de mayores velocidades del chorro parece concentrarse sobre la ladera sur del valle, la cual posee asociada una pendiente más acusada que la del lado norte. Esto podría estar ocasionando una aceleración adicional al viento que desciende por esta especie de cajón. Debido a que esta pared desaparece en sectores más bajos del valle, el chorro parece perder su forma e intensidad.

El TKE en las zonas donde las paredes laterales pierden altura continúa exhibiendo valores relativamente altos, lo que podría estar asociado a un efecto dinámico del cambio de intensidades del viento producto de la modificación de la topografía. El aumento de las temperaturas conforme se avanza hacia el oeste puede estar asociado, como se ha indicado en secciones anteriores, a un calentamiento adiabático que experimenta el flujo, así como también a la influencia de la capa límite marina.

4.4.6. Balance de masa, salto hidráulico y conservación de momento

Los resultados presentados anteriormente sugieren que los chorros nocturnos se forman en zonas donde existe un gradiente topográfico, y la intensidad que estos adquieren parece depender de una serie de factores, donde se cuenta la pendiente del valle, el estrechamiento de las paredes laterales y la presencia de accidentes en el terreno.

En la presente sección se analizará la estructura del chorro, en términos de balances de masa, momento y descripción basada en la obtención del número de Froude. El balance de masa busca explicar el aparente problema de conservación de masa que existe en la zona donde se produce el chorro, esto debido a que los campos superficiales no permiten explicar qué sucede con el chorro una vez que deja de manifestarse. El análisis basado en el número de Froude permite evaluar características de chorro asociadas a efecto de inercia y gravedad. Por último, el balance de momento se sustenta en el trabajo de Muñoz et al. (2013), el que plantea que los chorros en el desierto durante el periodo cuasi-estacionario se mantienen gracias a un balance entre el término asociado a la turbulencia y el gradiente de presión a lo largo del valle.

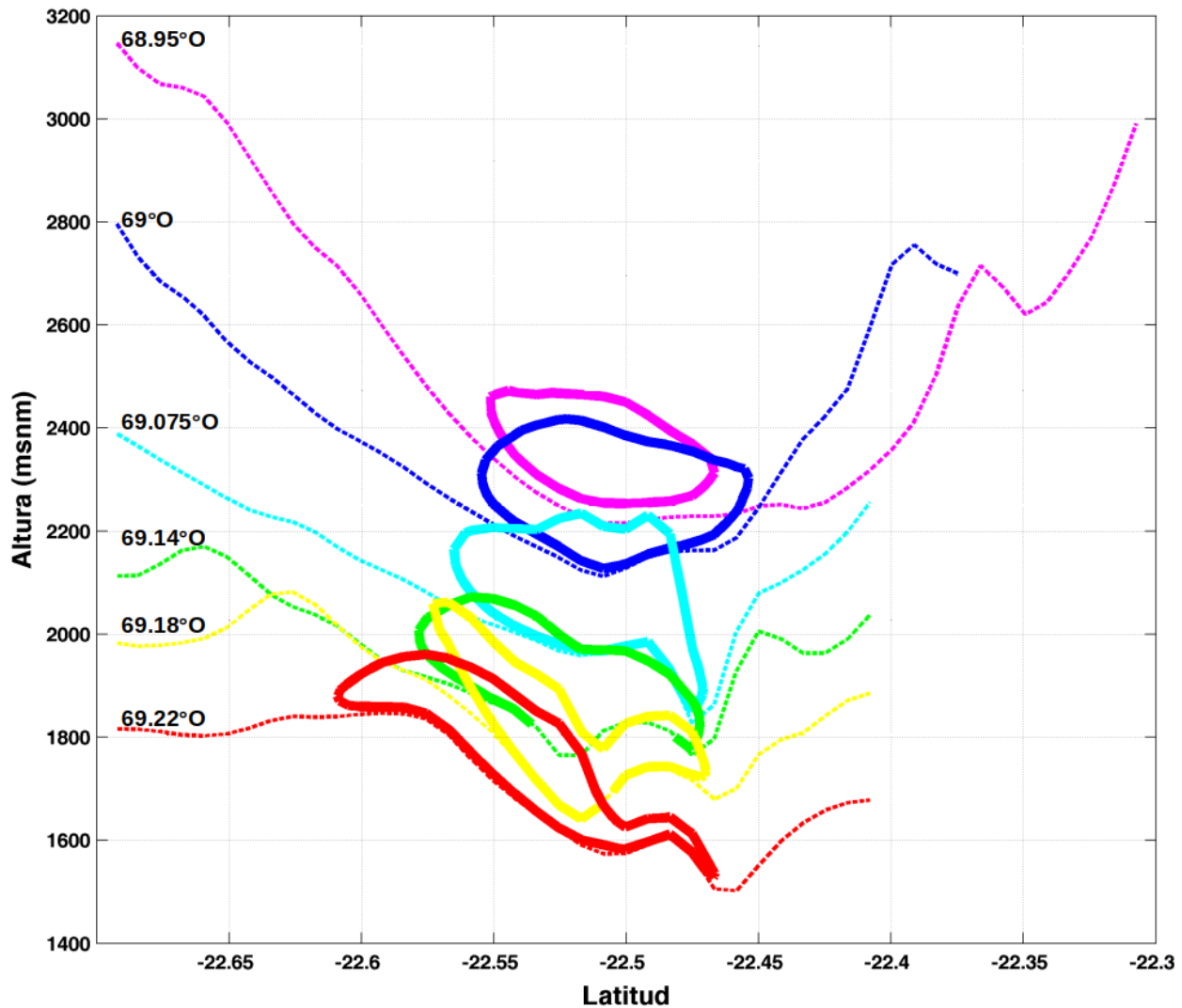


Figura 4.31: Perfiles transversales (líneas continuas) y topográficos (líneas segmentadas) realizados a lo largo de la manifestación del chorro nocturno en Calama Oeste. Los contornos continuos indican niveles a los cual la componente del viento en el sentido descendente del valle supera los $9 \left[\frac{m}{s} \right]$. Tanto el contorno de la velocidad como la topografía son pintados de un mismo color, para destacar la diferencia entre las distintas transectas.

Balance de masa

Las intensidades de los vientos superficiales asociados a los chorros nocturnos en el periodo cuasi-estacionario, que se pueden observar en la Figura 4.2, describen zonas de aceleración considerable de los flujos, los que se manifiestan principalmente en valles relativamente estrechos de pendiente moderada. Debido a que los campos de viento superficiales no entregan información suficiente sobre el comportamiento de estos flujos en su etapa de máxima intensidad, en esta sección se presenta un análisis de qué es lo que ocurre en altura, para lo cual se realiza una estimación del balance de masa.

El balance de masa en la zona de manifestación del chorro se efectúa por medio del empleo de un “cubo de control”, el cual cuenta con paredes en las que se cuantifica el volumen de aire que penetra o abandona la zona de estudio. Este análisis sólo se realiza para el chorro que se forma hacia el oeste de Calama, suponiendo que las conclusiones que se puedan extraer son también aplicables a las otras zonas con manifestación de chorros.

El “cubo de control” consta de 5 paredes planas y una base que sigue la topografía. La primera pared se ubica en la zona donde el chorro tiene su máxima intensidad, a una longitud constante de 69.1°O . La segunda pared se ubica en la zona de salida del chorro, en la longitud de -69.35°O . Estas dos primeras paredes son transversales al sentido en el que se desarrolla el chorro. La tercera y cuarta pared son paralelas a la propagación del chorro, estando ubicadas en las latitudes de 22.44 y 22.57°S , respectivamente. La quinta pared se encuentra formado un techo por sobre la zona de manifestación del chorro, ubicándose a 600 m de altura sobre el terreno. No se considera una pared inferior, puesto que se asume que el suelo es una barrera natural para el aire, no existiendo traspaso de masa.

En cada una de las paredes del “cubo de control” se consideran grillas regulares con dimensiones de 20×20 m por lado, teniendo por consiguiente una superficie asociada de 400m^2 . El flujo es interpolado a este nuevo arreglo de grillas para poder cuantificar con precisión el caudal de aire asociado a la estructura del chorro. El caudal es calculado para cada una de estas grillas.

De acuerdo al análisis realizado, el que se resume de forma esquemática en la Figura 4.32, por la cara este del “cubo de control”, lugar por donde el chorro nocturno penetra hacia el valle en el sentido descendente, se manifiesta un caudal cercano a $7,1 \times 10^7 \left[\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right]$, indicando un ingreso neto de aire que es superior al observado en las caras antes señaladas. Por su parte, la cara oeste del cubo representa la salida principal del chorro, presentando un caudal de $5 \times 10^7 \left[\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right]$. La diferencia de caudales supone la generación de una convergencia zonal de masas de aire, con una diferencia de caudal entre caras de $2,1 \times 10^7 \left[\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right]$. La convergencia zonal es levemente superior que la divergencia meridional.

A través de la cara norte del “cubo de control” atraviesa un caudal neto aproximado de $2,4 \times 10^7 \left[\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right]$, el cual ingresa hacia la zona de análisis. Por la cara sur en cambio, sale desde el interior del “cubo” un monto aproximado de $4 \times 10^7 \left[\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right]$ de aire. Como se puede

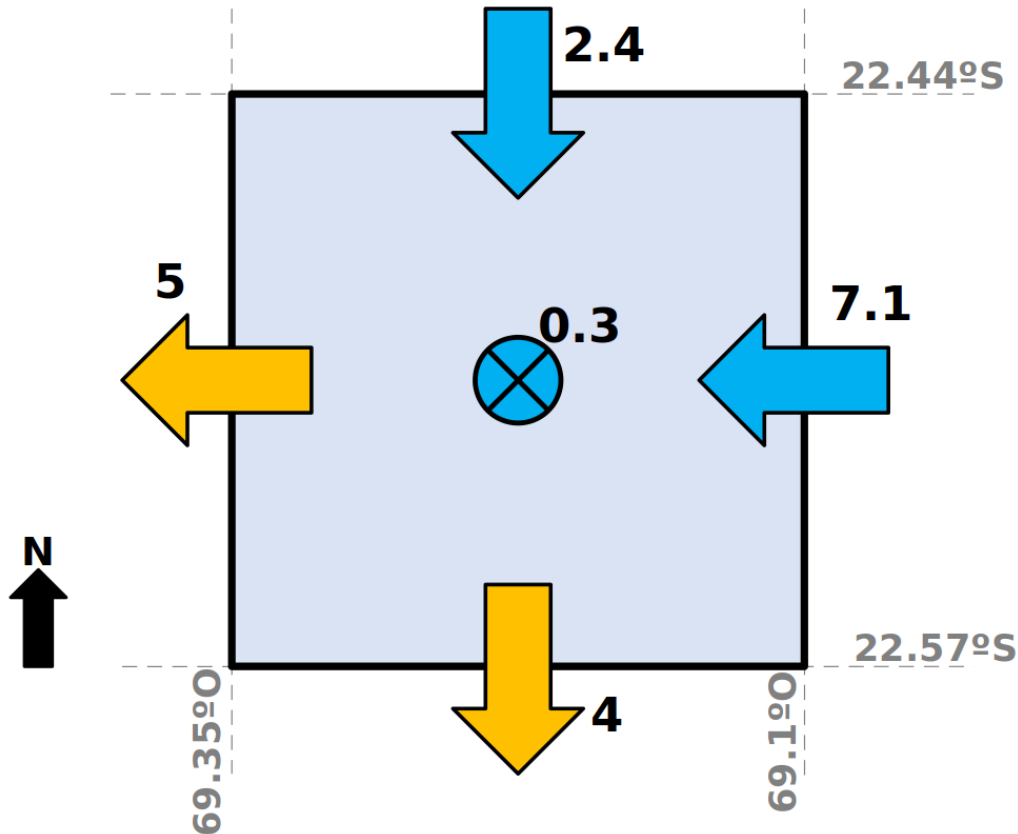


Figura 4.32: Esquema de resultados obtenidos del balance de masa. Cuadrado representa al “cubo de control”, donde las flechas de color azul (naranja) indican si el flujo ingresa (abandona) la zona de análisis. Valores asociados a flechas tienen unidades de $10^7 \left[\frac{m^3}{s} \right]$. Líneas laterales segmentadas tienen señalada la latitud (longitud) a la cual se encuentra la pared de control.

apreciar, la cara sur es traspasada por una cantidad de aire superior que lo ingresado por el norte, indicando la existencia de una divergencia meridional de masa, caracterizada por un vaciamiento hacia el sur. La diferencia de caudal neto entre ambas caras tiene un valor de $1,6 \times 10^7 \left[\frac{m^3}{s} \right]$.

Por la cara superior existe un ingreso de aire de $0,3 \times 10^7 \left[\frac{m^3}{s} \right]$, monto que es inferior a lo observado en el resto de las caras del “cubo de control”. La suma de los caudales en las 5 caras genera un monto neto aproximado de $0,2 \times 10^7 \left[\frac{m^3}{s} \right]$, valor que es un orden de magnitud menor que los caudales principales, pudiendo en primera instancia ser desechado para justificar el cierre del balance de masa en el “cubo de control”.

El cierre del balance de masa confirma la hipótesis planteada previamente: el campo de vientos superficiales no es suficiente para explicar la estructura espacial del chorro, siendo necesario revisar su manifestación en niveles superiores. Por otro lado, el balance también permite describir lo que sucede con el volumen de aire dentro del “cubo de control”, con base en lo observado en las caras.

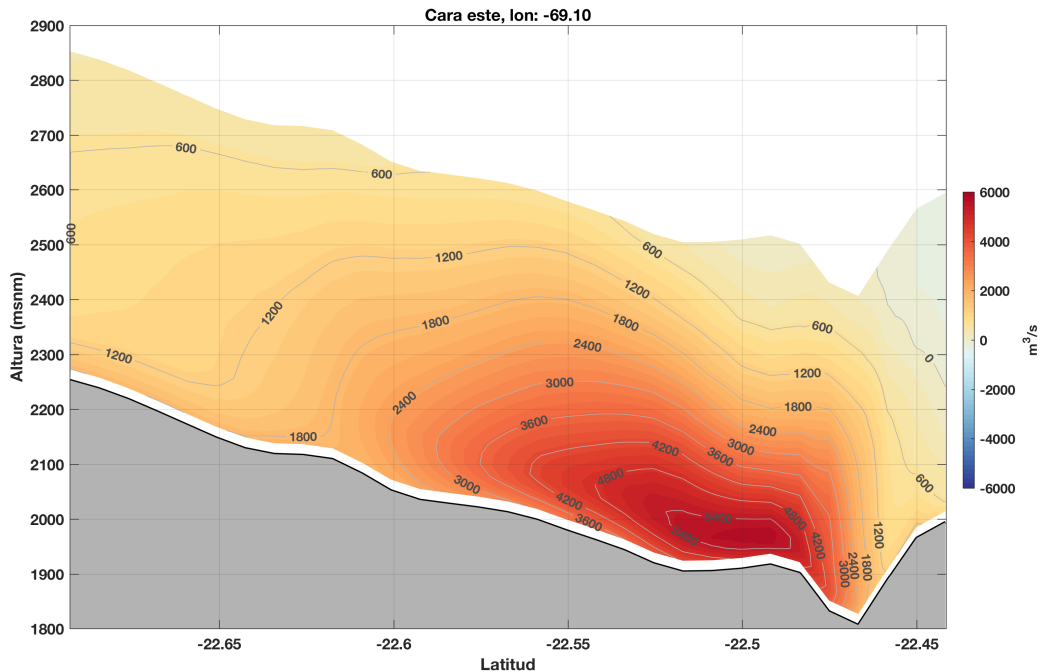


Figura 4.33: Caudal de aire en cara este del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican ingreso de aire hacia el interior del cubo (flujos positivos en el sentido descendente del valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$.

Como se indicó, el chorro entra por la cara este hacia el “cubo de control”. La Figura 4.33 muestra que este flujo penetra muy próximo a la superficie, con un núcleo en 100 m de altura respecto del suelo, ubicado hacia el norte de la pared. Por la cara norte (ver Figura 4.36), y en altura, el cubo recibe una componente de viento norte, la cual se mantiene e intensifica en la pared sur (ver Figura 4.35). La salida principal del chorro desde el “cubo de control” se produce por la cara oeste (ver Figura 4.34), no obstante, y como fue indicado anteriormente, el flujo que atraviesa esta cara no compensa por si solo el caudal que entra por la cara principal.

El balance de masa sugiere que el chorro tras alcanzar su zona de máxima intensidad se debilita siguiendo el eje del valle, llegando con menor intensidad a la zona donde el valle se abre (en cotas inferiores). En este trayecto, el núcleo experimenta una pérdida de altura y un achatamiento en su forma. Además, la componente de viento transversal al chorro (proveniente desde el norte) se hace más fuerte tanto en altura como en el sentido norte - sur. Esta característica hace suponer que el flujo principal pierde intensidad, presentando una dirección este en superficie que rota hacia el noreste en altura.

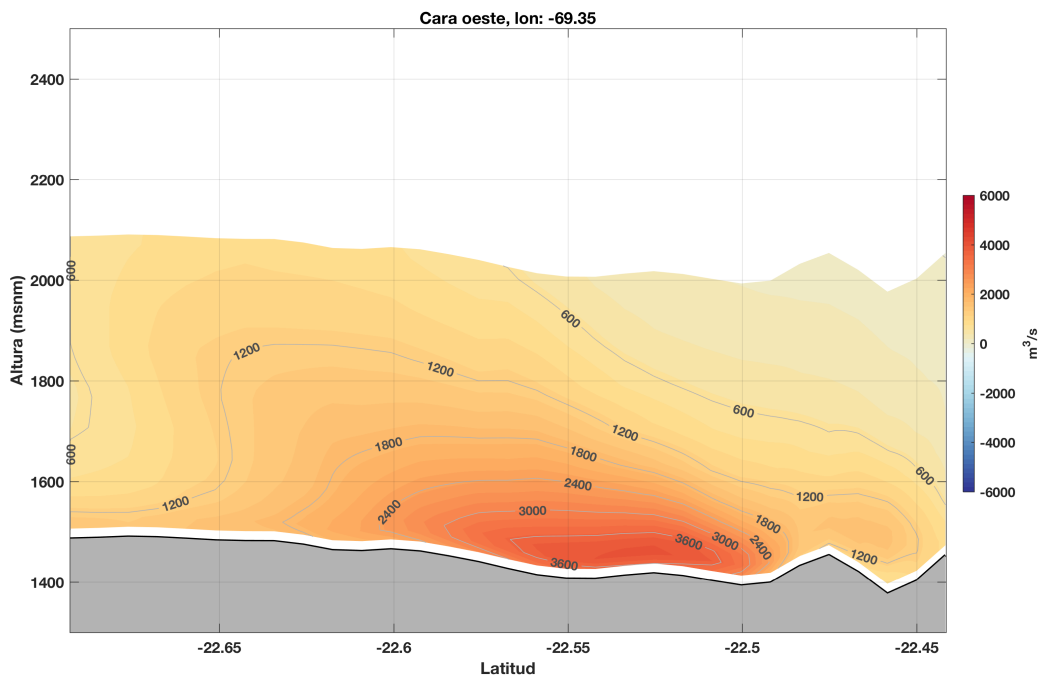


Figura 4.34: Caudal de aire en cara oeste del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican salida de aire hacia el exterior del cubo (flujos positivos que continúan descendiendo por el valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$.

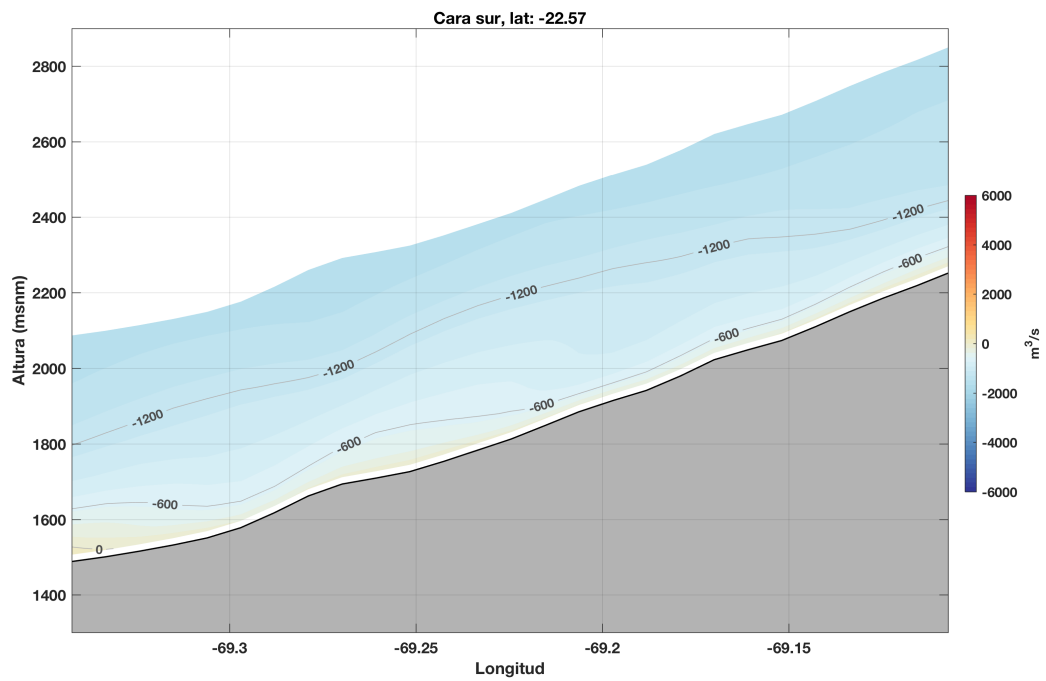


Figura 4.35: Caudal de aire en cara sur del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican salida de aire hacia el exterior del cubo (flujos positivos que continúan descendiendo por el valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$.

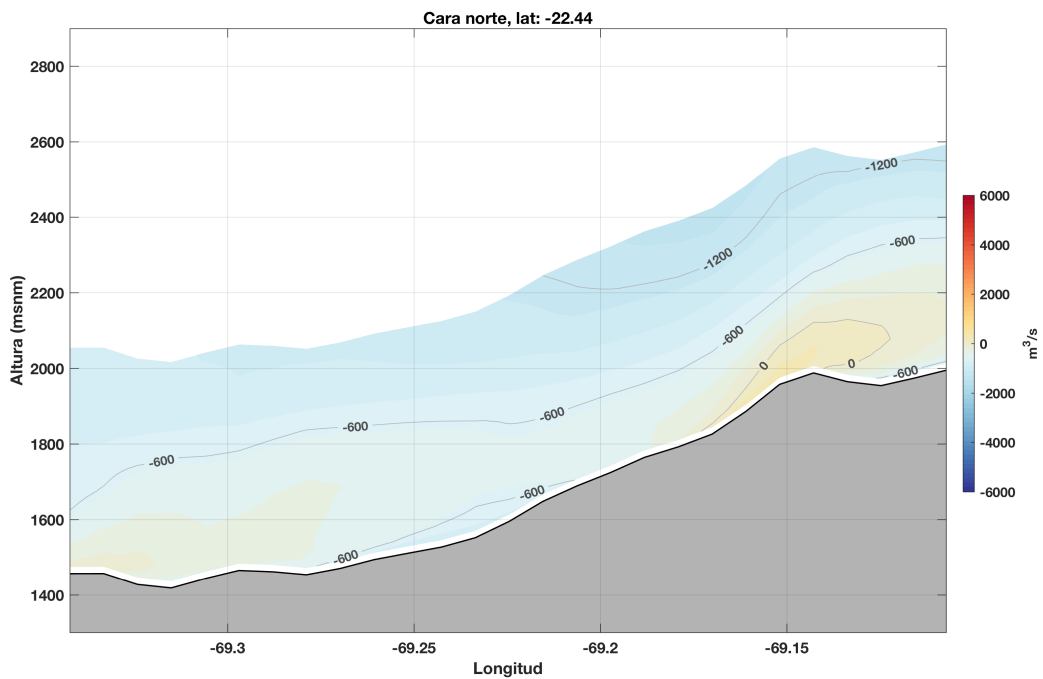


Figura 4.36: Caudal de aire en cara norte del “cubo de control”. Tonalidades rojizas indican ingreso de aire hacia el interior del cubo (flujos positivos en el sentido descendente del valle), en cambio, tonos azules indican la situación contraria. El caudal de aire es calculado para grillas de tamaño de $20 \times 20m^2$.

Salto hidráulico

La pendiente del valle por la cual se traslada el flujo que es simulado en Calama Norte presenta un cambio abrupto, desarrollando un rápido descenso en una distancia horizontal relativamente pequeña (notar curva de topografía en panel superior de la Figura 4.37, entre 22,35 y 22,3°S). Este factor representa una modificación importante de la topografía, ideal para la formación de un salto hidráulico, en donde se espera que se generen movimientos verticales y producción de turbulencia. Para diagnosticar la aparición de este fenómeno se hace uso del número de Froude (descrito en la introducción de este trabajo, ver Ecuación 1.1 y explicación asociada).

Para la estimación se obtienen los perfiles transversales de velocidad, temperatura potencial, presión y altura geopotencial en la longitud (y entre las latitudes) que se desarrolla el chorro nocturno en esta zona. A partir de estos campos se estima el gradiente vertical de temperatura potencial (mediante el método de diferencias finitas) para así conocer el valor de h , que corresponde a la altura en que el gradiente vertical se vuelve cercano a 0 [$\frac{K}{m}$], representando el tope superior de la capa de inversión térmica e inicio del régimen de troposfera libre. Además, se estima u (promedio de la componente valle abajo del viento entre el suelo y la altura h); θ (temperatura potencial interpolada al nivel h); θ' (diferencia de temperatura entre el promedio obtenido bajo h y θ); y g (aceleración de gravedad; $9,8\frac{m}{s^2}$).

En el panel superior de la Figura 4.37 se muestra el perfil longitudinal de la temperatura potencial y el gradiente vertical asociado. El perfil de temperaturas potenciales muestra valores relativamente bajos y prácticamente homogéneos en la capa que se desarrolla el chorro descendente, los que experimentan un incremento en alturas superiores a los 100 m sobre la superficie. En el panel central se indican los valores de h y u . h se mantiene relativamente constante a lo largo de casi toda la transecta con un valor de 250 m, sin embargo, desde 22.32°S hacia el sur esta variable experimenta un rápido aumento, llegando a casi los 400 m. Este incremento coincide con una disminución de u , el cambio en la pendiente de terreno, y una modificación del patrón vertical de la temperatura potencial.

El número de Froude, presentado en el panel inferior de la Figura 4.37, muestra valores iguales o superiores a 2 en casi toda la transecta, siendo una condición supercrítica, donde el chorro tiene la característica de ser acelerado (el efecto de la inercia domina por sobre la gravedad, Capítulo 1). Sin embargo, en la zona que la pendiente aumenta abruptamente el número de Froude se reduce, pasando por el valor unitario hasta llegar a valores cercanos a 0. Esto indica que el chorro experimenta una desaceleración en la zona del cambio de pendiente, perdiendo energía cinética en forma de turbulencia y desarrollando movimientos verticales, es decir, experimenta un salto de presión. Tras esto pierde intensidad, volviéndose subcrítico.

La situación descrita se explica mejor en la Figura 4.38. Viento arriba del salto (en 22.25°S) el chorro se encuentra bien formando (curvas de color rosado oscuro), mostrando una “punta de nariz” en 80 m de altura, bajo la cual se produce intensa mezcla y turbulencia. La componente vertical de velocidad es negativa debido a que el aire se encuentra descendiendo por la pendiente. En la zona del salto (22.337°S; curvas de color verde claro) el chorro se despega de la superficie, perdiendo parcialmente su forma. La intensidad de la componente

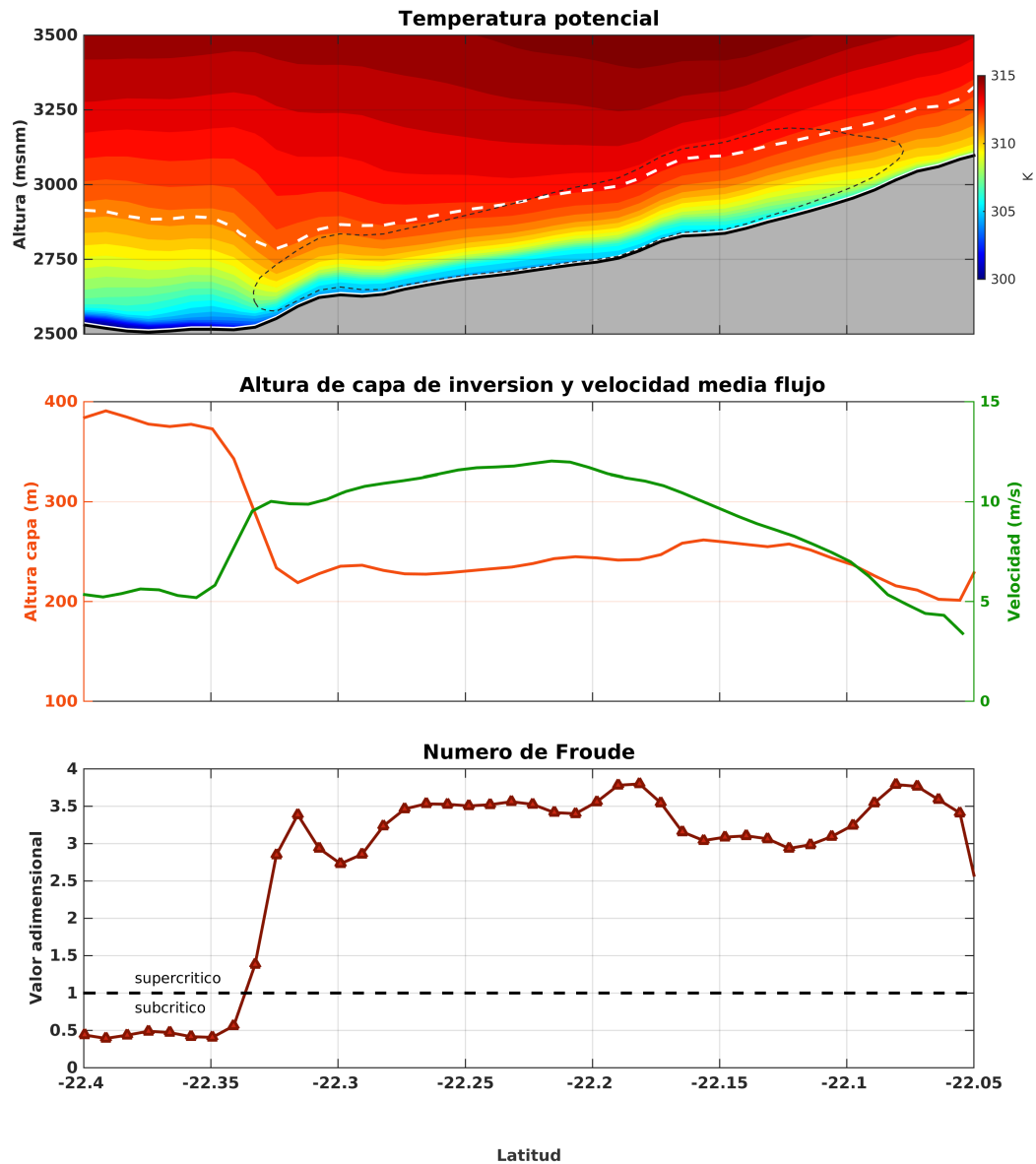


Figura 4.37: Cortes longitudinales de distintas variables para el chorro que se manifiesta en la ubicación de Calama Norte. Panel superior muestra temperatura potencial en contorno de colores, junto con la indicación de la altura en la que el gradiente vertical de esta variable adquiere un valor de $0,01 \frac{K}{m}$ (línea blanca segmentada) e intensidades de componente valle abajo superiores a $9 \left[\frac{m}{s} \right]$ (línea negra segmentada); zona sombreada corresponde a la topografía del modelo. Panel central muestra series de altura a la cual el gradiente obtiene el valor señalado (eje vertical izquierdo) y velocidad promedio del viento entre el suelo y esta altura (eje vertical derecho). Panel inferior muestra valores estimados del número de Froude, donde se indica con línea segmentada límite para el cual se tiene una condición subcrítica o supercrítica. Todas las variables son mostradas para una longitud constante de $69.68^\circ O$.

valle abajo en esta zona no supera los $8 \left[\frac{m}{s} \right]$, lo que va acompañado de una reducción de la producción de turbulencia cerca de la superficie. En altura, no obstante, los valores de TKE se mantienen o incrementan, observándose además la generación de ascenso de aire (valores positivos de componente vertical del viento). Ya en la zona de plano, tras el salto, el chorro tiene una débil manifestación, situación que también se refleja en una escasa generación de TKE y velocidades verticales.

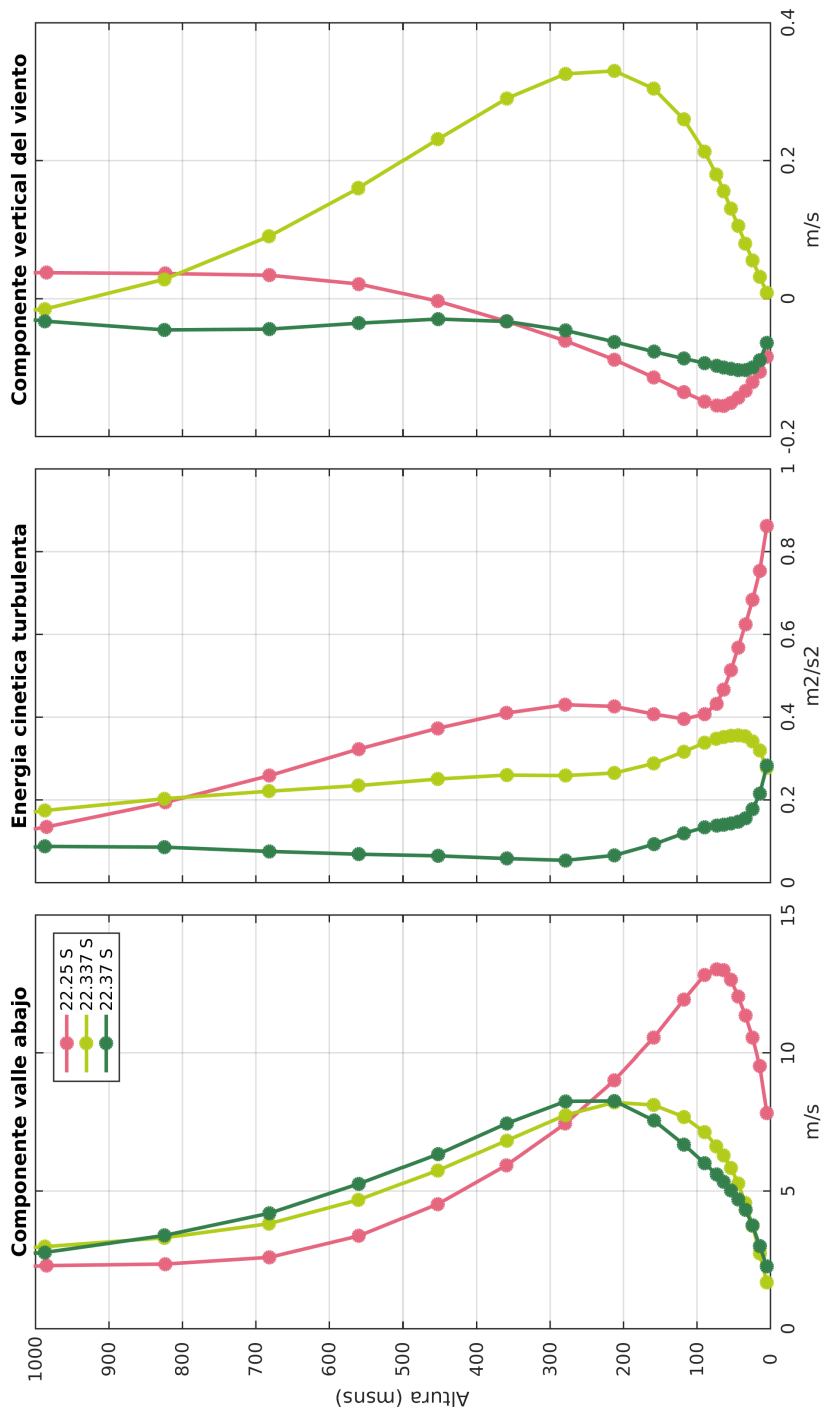


Figura 4-38: Perfiles de la componente valle abajo del viento (panel de la izquierda), energía cinética turbulenta (panel central) y componente vertical del viento (panel de la derecha), obtenidos para una longitud constante de 69.68°O (valle de Calama Norte), mostrando los primeros 1000 m de altura con respecto al suelo. Línea de color rosado oscuro, verde claro y verde oscuro muestran perfiles para las latitudes de 22.25°S, 22.337°S y 22.37°S, respectivamente.

Balance de moméntum

El balance de moméntum se basa en verificar el esquema propuesto por Muñoz et al. (2013) para los chorros nocturnos durante su etapa cuasi-estacionaria, donde el equilibrio estaría dado por los términos asociados a la turbulencia y al gradiente de presión a lo largo del valle. A partir de esta relación, la ecuación que describe la altura del chorro nocturno puede ser expresada de la siguiente manera:

$$H_n = u^{*2} \left(sg \frac{\Delta_0}{T_0} \right)^{-1} \quad (4.5)$$

En la Ecuación 4.5, H_n representa la altura a la cual se produce el máximo de velocidades del chorro, u^* es la velocidad de fricción, s es la pendiente de terreno, Δ_0 es la intensidad del enfriamiento superficial y T_0 es la temperatura cercana a la superficie. Respecto de Δ_0 , Muñoz et al. (2013) estima este valor como la diferencia de temperatura que se produce entre los niveles de 2 y 40 m de altura, calculando que durante el periodo de intensificación del chorro tiene un valor de $1,2 \left[\frac{^\circ C}{h} \right] t$, para posteriormente adquirir un valor de $5^\circ C$ en el periodo cuasi estacionario (en donde también se considera la diferencia de temperaturas entre los niveles de 40 y 80 m de altura, la que se vuelve importante). En el presente análisis, debido a que se centra en el periodo cuasi-estacionario, el valor de Δ_0 se obtiene de la diferencia de temperaturas entre los niveles de 2 y 85 m de altura.

La Figura 4.39 muestra el campo promedio nocturno simulado de la velocidad de fricción del viento. Esta variable tiene un comportamiento muy similar al de la magnitud del viento a 10 m sobre el suelo (ver Figura 4.2), donde los máximos valores se producen efectivamente en las zonas de valles que son objeto de este análisis. Los máximos valores sobrepasan los $0,55 \left[\frac{m}{s} \right]$, siendo el valle de Calama Oeste el que concentra una extensión de terreno mayor con estos valores. En general, las zonas con topografía más suave (casi plana) presentan valores muy bajos de u^* , indicando que no serían zonas propensas para la generación de chorros nocturnos.

La pendiente de terreno (s) es presentada en la Figura 4.40 y estimada de acuerdo a la Ecuación 4.6, sin hacer aplicación de técnicas de suavizado. El cálculo de los gradientes de la topografía (Z) se realiza empleando un esquema “forward” de diferencias finitas.

$$s = |\nabla Z| = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x} Z \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} Z \right)^2} \quad (4.6)$$

Como es de esperar, la pendiente es mayor en aquellas zonas donde se producen cambios abruptos de topografía, especialmente cerca de cerros o zonas de quebradas. Los valles en los cuales se producen los chorros nocturnos presentan pendientes pequeñas, no superiores a 0,03 (es decir 30 m de altura por 1 km de distancia horizontal), aunque las zonas aledañas a estas formaciones sí presentan pendientes importantes, dando la impresión que quizás la presencia de estos cambios abruptos importantes en topografías (como laderas de cerros) permite que los chorros se aceleren.

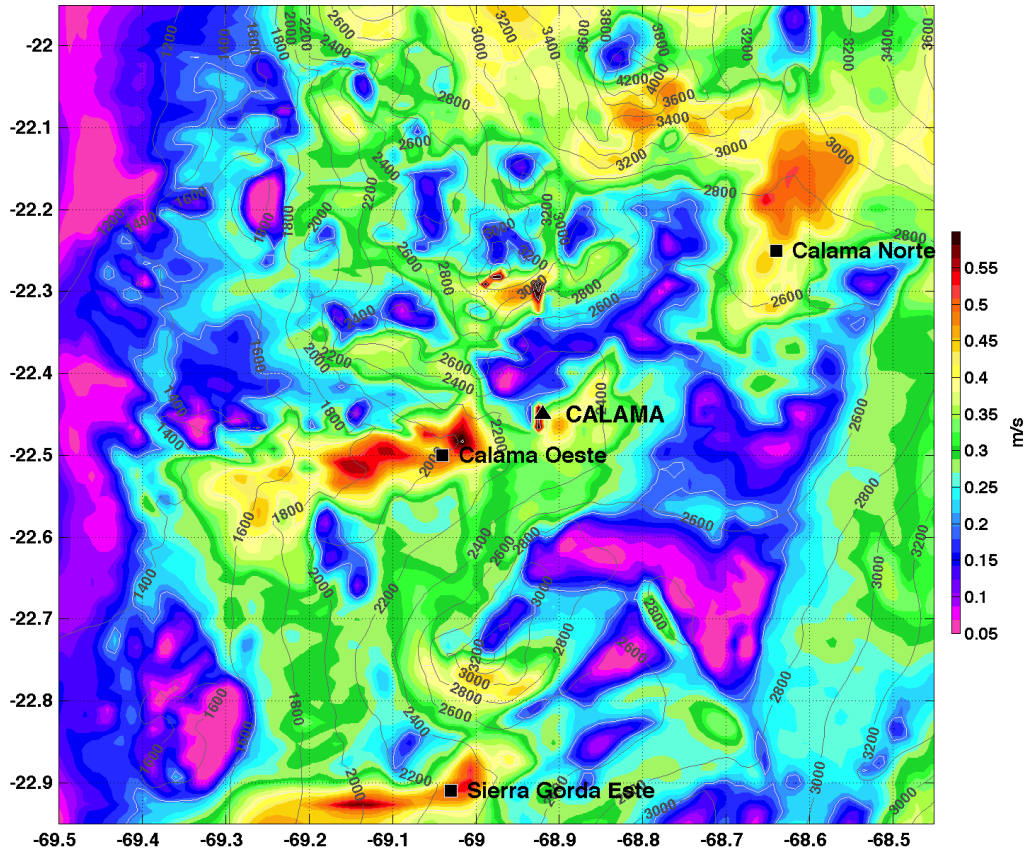


Figura 4.39: Campo nocturno promedio de velocidad de fricción del viento (contorno relleno de colores). Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.

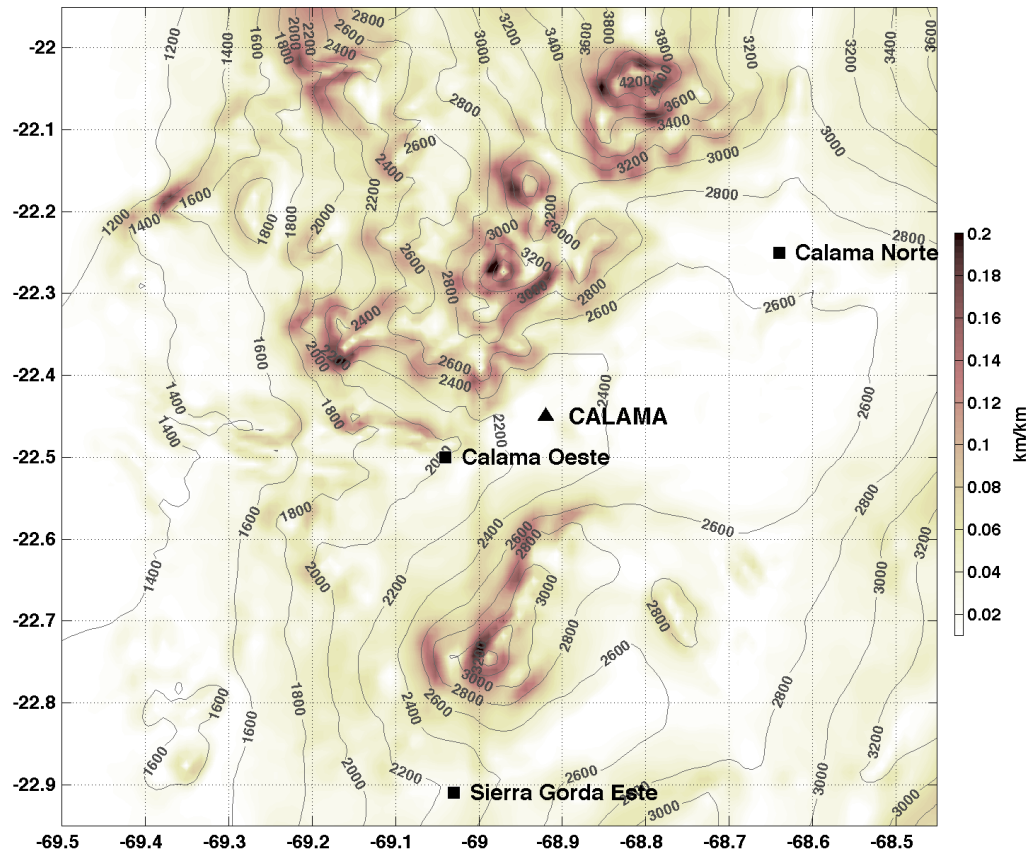


Figura 4.40: Campo de pendientes de terreno, estimadas a partir de la topografía (contorno relleno de colores). Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.

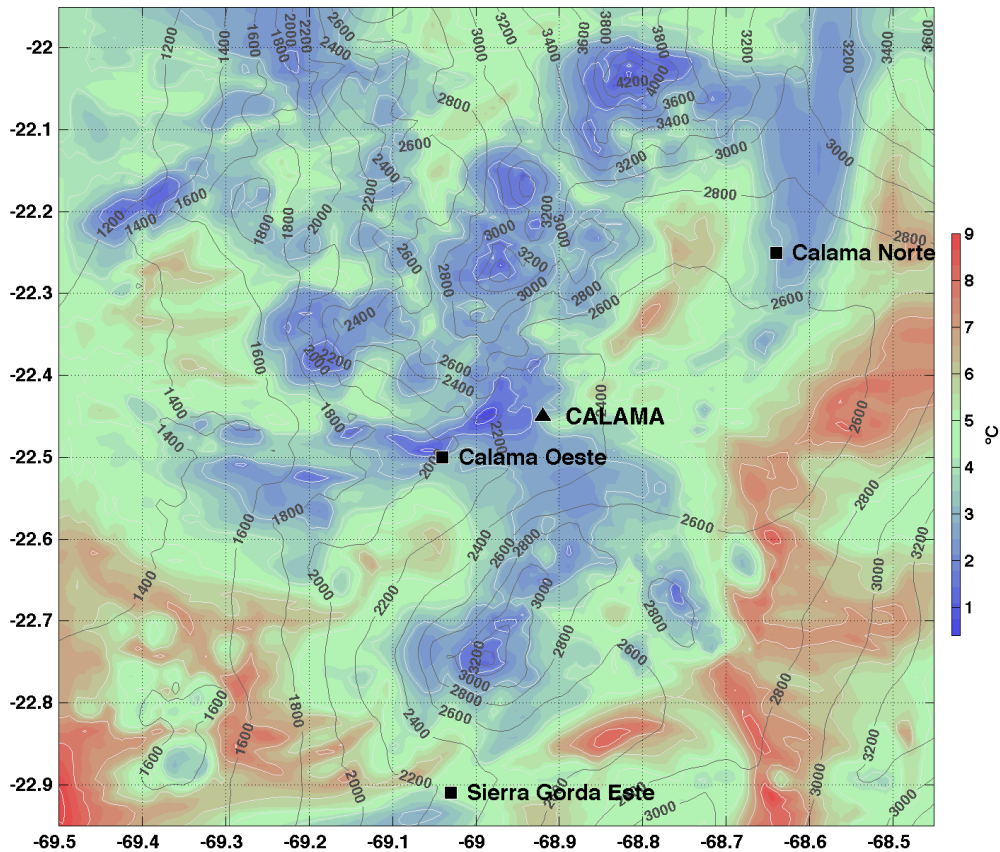


Figura 4.41: Campo de estabilidad atmosférica superficial, calculado a partir de las diferencias entre los niveles de 85 y 2 m (respecto del suelo) de los campos de temperatura. Valores positivos indican desarrollo de inversión y capa estable, en cambio, valores por debajo de 1°C corresponden aproximadamente a una condición próxima a la inestabilidad. Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.

La intensidad con que se enfría el suelo (o estabilidad definida por la diferencia de temperatura entre los niveles de 85 y 2 m de altura) es otro de los términos asociados a la ecuación, presentado en la Figura 4.41. En términos generales, la atmósfera en la zona de estudio es bastante estable durante la noche, en especial hacia el este y el sur del área de estudio, con valores superiores a 5°C . En los valles donde existe desarrollo de chorros nocturnos, la estabilidad alcanza mínimos relativos, manifestándose valores por debajo de 1°C cerca de la ubicación de la torre Calama Oeste. Esta característica es esperable en los sectores de flujos intensos, considerando que este movimiento genera una importante mezcla turbulenta de aire.

La evaluación de la Ecuación 4.5 es realizada para todo el dominio de simulación, no obstante, se debe recalcar que esta formulación fue propuesta sólo para los sectores en que existe desarrollo de chorros nocturnos, pues es ahí donde se presume que existe el balance entre los términos indicados. Cabe indicar además que la aplicación de esta ecuación para todo el dominio de simulación produce que los campos de u^* , Δ_0 y T_0 deban ser interpolados a la grilla de s , puesto que la estimación a partir de diferencias finitas de este variable provoca que se pierdan valores en los bordes de los campos originales (si el campo original de topografía tiene dimensiones de $n \times m$, entonces el campo de pendientes tiene dimensiones de $n - 1 \times m - 1$). La Figura 4.42 muestra las alturas de chorro resultantes de la evaluación de la ecuación, donde se aprecia que los máximos relativos sólo se generan en las zonas en que los flujos nocturnos se manifiestan.

Alturas de chorros entre 50 y 300 metros sobre el suelo se manifiestan a lo largo del valle del río Loa, donde se encuentran ubicadas las estaciones de Calama Norte y Calama Oeste, con valores máximos en zonas donde las pendientes de terreno alcanzan mínimos relativos. La otra zona con alturas importantes se encuentra en las inmediaciones de la estación Sierra Gorda Este, donde se observan montos cercanos a los 100 m de altura.

Para una evaluación más específica, la Tabla 4.2 presenta la comparación de las alturas de chorros nocturnos según datos registrados, salidas del modelo WRF y evaluación del esquema de la Ecuación 4.5. Como ya se ha indicado anteriormente, según los registros la altura del chorro en las tres estaciones es la misma, teniendo en un valor de 40 m. La simulación efectuada con el modelo WRF sobrestima la altura del chorro, aunque esta característica es más predominante a lo largo del valle del río Loa. El esquema conceptual reproduce alturas emulando el mismo patrón que las salidas del modelo, aunque con valores más extremos.

Nombre de estación	\mathbf{H}_{obs}	\mathbf{H}_{WRF}	\mathbf{H}_0	\mathbf{u}^*	\mathbf{s}	$\mathbf{\Delta}_0$
Calama Norte (CAN)	40	65	159	0.43	0.01	3.1
Calama Oeste (CAO)	40	60	59	0.48	0.05	2.8
Sierra Gorda Este (SGE)	40	55	22	0.34	0.04	3.2

Tabla 4.2: Comparación de alturas de chorros (msnm) en las torres de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, de acuerdo a información de los registros observacionales (\mathbf{H}_{obs}), salidas del modelo WRF (\mathbf{H}_{WRF}) y esquema planteado en la ecuación 4.5 (\mathbf{H}_0). Se agrega además información extraída de los resultados de la simulación efectuada con el modelo WRF de velocidad de fricción (\mathbf{u}^*), pendiente de terreno (\mathbf{s}) y estabilidad superficial ($\mathbf{\Delta}_0$).

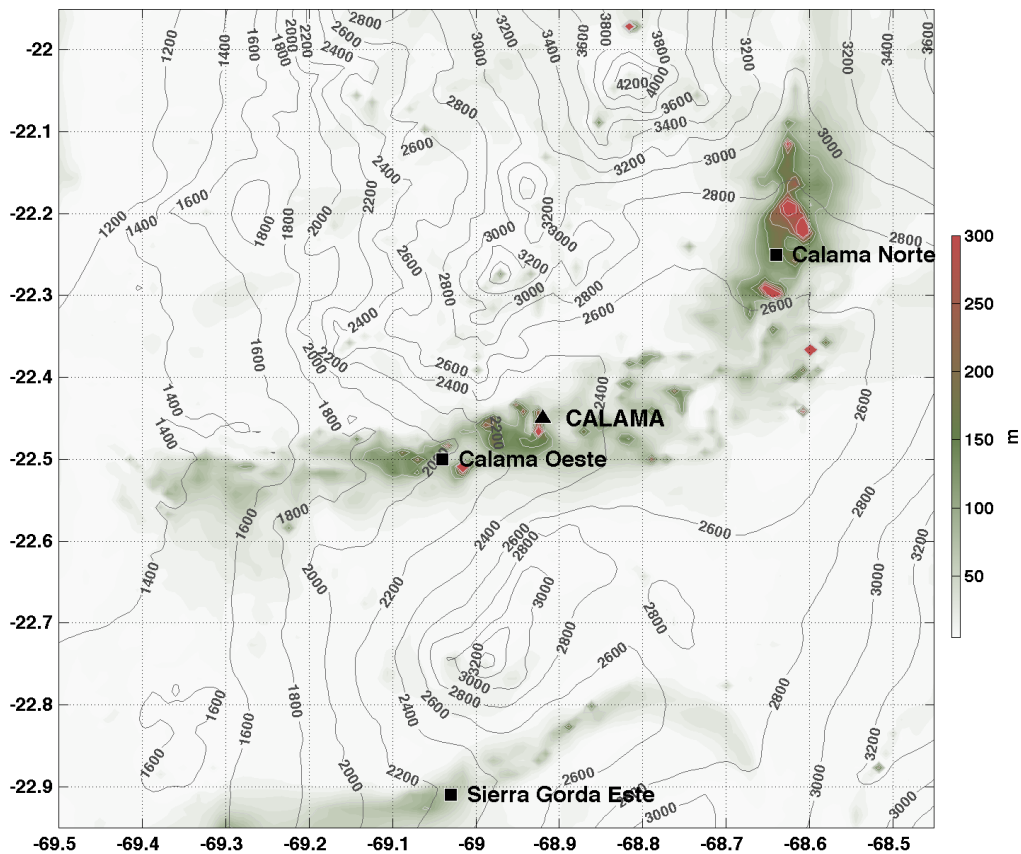


Figura 4.42: Campo de alturas de chorro nocturno, derivado a partir de la evaluación de la ecuación 4.5 (contorno relleno de colores). Líneas indican altura de la topografía respecto del nivel del mar. Cuadrados negros señalan ubicación de las torres meteorológicas de medición de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este. Triángulo negro muestra ubicación de ciudad de Calama.

La altura estimada a partir del campo de velocidades de viento del modelo WRF tiene un menor sesgo que los resultados obtenidos con el esquema de basado en el balance de momento. Si bien, tanto la simulación con WRF como el esquema conceptual muestran la misma distribución espacial de valores, los valores obtenidos con el esquema tienen asociados cambios muy grandes de un lugar a otro. El análisis de los términos asociados a la Ecuación 4.5 en la Tabla 4.2 sugiere que el término que parece producir las mayores diferencias es la pendiente de terreno. Lugares que poseen asociadas pendientes muy bajas (planicies) tendrán asociadas alturas de chorro muy altas, tal como lo que sucede en Calama Norte.

Capítulo 5

Discusión y Conclusiones

El presente trabajo ha analizado los chorros nocturnos que se forman en valles del desierto de Atacama, por medio del uso del modelo WRF para simular las condiciones asociadas a estos flujos, en el periodo de tiempo comprendido entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Se ha realizado una evaluación del desempeño de la simulación efectuada respecto de registros observacionales, junto con una descripción temporal y espacial de estas estructuras meteorológicas. Adicionalmente, se ha presentado una evaluación del balance de masa, una descripción de salto hidráulico que se produce en una zona específica, y una evaluación del esquema de alturas presentado en Muñoz et al. (2013), basado en un balance de momento para una condición de flujo cuasi-estacionario.

Previo al desarrollo del análisis de los chorros nocturnos de bajo nivel, se hizo una revisión de las condiciones sinópticas asociadas a los días de estudio (ver Apéndice, Sección A.2). Se constata que entre los días 16 y 17 se produce el paso de una vaguada profundizada en altura, reflejándose en una depresión del campo de alturas geopotenciales en el nivel de 500 hPa.

Los vientos en superficie durante el transcurso de esta condición se ven alterados, apreciándose una disminución en la intensidad de los flujos descendentes en las zonas de pendientes. Esta situación se condice con lo observado por Jacques-Coper et al. (2014), existiendo debilitamiento de los vientos cuando las condiciones sinópticas se ven perturbadas.

La simulación realizada con el modelo WRF produce chorros en zonas de valles con pendientes relativamente suaves, coincidiendo con la ubicación de las torres meteorológicas utilizadas en Muñoz et al. (2013). Los chorros describen una estructura horizontal similar a formas de lenguas, desplazándose a lo largo de la topografía de los valles. A medida que descienden, estos flujos experimentan aceleraciones, las que son mayores en la parte central de la ladera. Antes de llegar a una zona de relieve relativamente plana, o sin pendiente, los chorros pierden fuerza y desaparecen.

Los chorros forman parte del ciclo diario de vientos en la zona (Rutllant y Ulriksen 1979), obedeciendo en parte al régimen de vientos catabáticos, como flujos de aire que se mueven en el sentido descendente de la pendiente de los valles o laderas (Whiteman 2000). Estos

flujos, de acuerdo a la simulación, describen sus máximas intensidades entre 50 y 60 m de altura, con magnitudes medias próximas a $12 \left[\frac{m}{s} \right]$. El perfil de vientos describe la forma de una nariz, similar a lo mostrado por los registros.

La evaluación de los perfiles de la componente valle abajo del viento muestra una sobrestimación de la altura del chorro (según registros se ubica a 40 m del suelo aproximadamente) y una subestimación de la intensidad del viento en la zona de máximo. Se presume que esto puede estar asociado a una mala caracterización de la rugosidad del suelo o de la velocidad de umbral de fricción, la que puede introducir errores a la hora de estimar la velocidad de fricción del viento y el perfil superficial de esta variable. La forma en que el esquema de capa límite resuelve la física también puede introducir errores en la estimación de los perfiles, pudiendo generar una mezcla turbulenta mayor que la existente (Bao et al. 2008; Ngan et al. 2013)

Sobre la base de la teoría de similitud de Monin-Obukhov para un caso estratificado neutro, la forma que adquiere el perfil de velocidades del viento con la altura se puede caracterizar como muestra la Ecuación 5.1. En el trabajo de Muñoz et al. (2013) se estima que para la zona de análisis una altura de rugosidad representativa sería de 0,001 m, de esta manera, debido a que la intensidad del viento en 10 m es $10 \left[\frac{m}{s} \right]$, la velocidad de fricción sería de $0,4 \left[\frac{m}{s} \right]$. El modelo WRF, por su parte, considera una altura de rugosidad de 0,01 m para la zona, la que se asocia según el catálogo de USGS (opción “por defecto” de WRF) a un suelo “estéril o con vegetación muy esparcida” (Wang et al. 2015; Skamarock et al. 2008). Además, las velocidades de fricción para las zonas analizadas tienen valores que fluctúan entre 0,4 y $0,5 \left[\frac{m}{s} \right]$. Esta diferencia, donde WRF tiene asociada mayor altura de rugosidad y velocidades de fricción similares, podría explicar en parte que el chorro se genere a una altura mayor que lo mostrado por los registros. Para verificar esto, un análisis de sensibilidad a la rugosidad del suelo se puede plantear como trabajo futuro.

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (5.1)$$

El efecto de una mezcla vigorosa introducida por los chorros se aprecia en la comparación de los perfiles de temperatura, donde la forma de la estructura termal simulada es más isotérmica que lo exhibido por los registros, especialmente bajo la “nariz” del chorro. Al producirse mayor mezcla (mostrada por los perfiles de TKE), las temperaturas bajas en superficie tienden a aumentar, mientras que los valores en altura se reducen, produciendo un perfil relativamente constante con la altura (Ohata et al. 1985).

El campo de temperaturas superficiales nocturnas muestra grandes extensiones de zonas relativamente planas donde existe acumulación de aire frío debido al enfriamiento radiativo del suelo. Los chorros nocturnos parecen nacer y alimentarse de estas masas, funcionando como flujos de drenaje de este aire hacia cotas más bajas (Parish 1984). Adicionalmente, las superficies por las que los chorros se desplazan y descienden parecen formar una especie de cinturón termal donde se producen alzas de temperatura a nivel del suelo y en los primeros metros de la capa límite. Se presume que esto podría estar asociado al efecto de la

turbulencia y calentamiento adiabático que experimentan los vientos en su desplazamiento (Bromwich 1989; King et al. 1998; Nylen et al. 2004). El calentamiento adiabático, que se asocia netamente al descenso de masas de aire, puede estar produciendo un alza entre 4 y 6°C si se asume que los chorros no intercambian calor con el ambiente y se considera una tasa de calentamiento de $0,01 \left[\frac{K}{m} \right]$, junto con un desnivel aproximado de 400 o 600m (como es el caso de Calama Oeste, mostrado en el perfil longitudinal de la Figura 4.27). El alza de temperatura indicada es coincidente con los resultados de la simulación.

Hacia el oeste del dominio de simulación se aprecia que el modelo sobrestima de manera notoria la temperatura superficial, rasgo que podría estar asociado a la presencia de la capa límite marina, la que en caso de presentar nubosidad en forma de estratos es muy poco probable que sea reproducida por la simulación. El efecto de los estratos costeros generaría un enfriamiento radiativo producto de la turbulencia generada, que sólo es posible de reproducir si la parametrización escogida emplea tratamiento explícito de humedad.

La simulación reproduce la marcada inversión térmica superficial, producto del intenso enfriamiento radiativo nocturno de la zona (Rutllant y Ulriksen 1979). No obstante, el ciclo diario simulado es atenuado en amplitud respecto a lo descrito por los registros. Además, el perfil de temperaturas cerca de la superficie es reproducido con una forma más isotermal, situación que hace sospechar que el esquema de capa límite empleado produce más mezcla turbulenta que la existente.

La atenuación del ciclo diario de temperaturas puede obedecer a problemas en la caracterización del uso de suelo que tiene el modelo WRF. La categoría de suelo atribuida por USGS tiene una disponibilidad de humedad de suelo de 2%, siendo una condición que quizás no sea representativa de la zona, agregando inercia termal inexistente. Algunas otras zonas en el dominio de simulación, como las localidades de Calama o Chiu - Chiu, tienen asociada categoría de “sabana”, situación que también resulta ajena para la zona.

En un intento por mejorar la habilidad del modelo para reproducir la amplitud térmica se efectuaron análisis de sensibilidad al cambio en el catálogo de uso de suelo (de USGS a MODIS) y la disponibilidad de humedad de suelo, pasando de 2 a 0% en zonas que corresponden a desierto. Estas modificaciones producen cambios importantes en el flujo de calor latente, el cual desaparece. Sin embargo, no se generan cambios significativos en las variables indicadas (no mostrado).

Se puede mencionar como intento de obtener mejores resultados las distintas simulaciones de prueba que se hicieron con varios esquemas diferentes de capa límite planetaria para lograr reproducir los perfiles de temperatura y vientos (ver apéndice, Sección A.1). No obstante, ninguno de estos esquemas mostró un desempeño significativamente mejor (Shimada et al. 2011). Se opta por utilizar el esquema QNSE, puesto que en su aplicación (Sukoriansky et al. 2005) se usó un caso de estudio con características similares a las del desierto de Atacama durante la noche.

Los resultados de la simulación presentan características similares a las descritas por Bao et al. (2008), Storm et al. (2008), Ngan et al. (2013) y Shimada et al. (2011), en cuanto al sesgo que se genera en los perfiles de vientos y temperatura. No obstante, pese a este com-

portamiento, los resultados obtenidos son útiles para caracterizar la estructura del chorro y diagnosticar factores que influyen en su formación.

Los chorros nocturnos al alcanzar una etapa cuasi-estacionaria (la que se produce entre 02 y 08 HL) parecen tener tres zonas con características distintas. En la zona de nacimiento, la altura del chorro es relativamente baja, formándose sobre una capa de aire muy fría que favorece una alta estabilidad muy cerca del suelo. Los flujos que descienden por las paredes laterales hacen suponer que la “nariz” del chorro descendente se forma sobre un área de convergencia de masas de aire frías (Whiteman 2000).

En la zona de máxima intensidad el chorro experimenta su mayor altitud. El flujo neto describe un ensanchamiento, característica que puede estar asociada a la apertura que experimentan los valles. Se producen además los máximos montos de TKE, situación que puede estar asociada a que el flujo eleva la turbulencia en proporción a la energía cinética que adquiere en su desplazamiento a lo largo de la pendiente (Fedorovich y Shapiro 2009). El perfil de temperaturas adquiere un carácter casi isotérmico, aunque cerca de la superficie la inversión térmica se mantiene. Es en esta zona donde Muñoz et al. (2013) propone que el balance de momento es dado por un equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión a lo largo del valle y la turbulencia.

En la zona donde el chorro ya ha terminado de descender, éste experimenta una disminución de su intensidad, aumentando la altura de la nariz y decayendo considerablemente su velocidad. La generación de menor mezcla ocasiona una disminución de los niveles de TKE y una estabilización notoria del perfil de temperaturas.

La elaboración de balances de masa entre las zonas de máxima intensidad y término sugiere que los chorros se desarrollan muy cercanos a la superficie, teniendo interacciones laterales relativamente débiles en niveles bajos. En su desplazamiento comienzan a abarcar una sección transversal cada vez mayor, siendo además afectados por vientos laterales en altura, los que terminan por ocasionar que el chorro pierda su estructura.

En el periodo cuasi-estacionario, cuando el chorro tiene una estructura bien definida, el modelo WRF sobrestima la altura observada. Al comparar la estimación de la altura obtenida basada en los resultados de la simulación y aplicando el esquema de Muñoz et al. (2013), se obtiene una distribución espacial similar de valores, pero las alturas derivadas del esquema tienen un rango de variación mayor. De acuerdo a Muñoz et al. (2013), una pendiente de 0,015, una temperatura superficial de 300[K], una velocidad de fricción de $0,4 \left[\frac{m}{s} \right]$ y una estabilidad de $5[^\circ C]$ son condiciones normales para la zona, definiendo un chorro con una altura de 65[m]. Sin embargo, el modelo WRF presenta en las zonas de evaluación pendientes que varían entre 0,01 y 0,05, velocidades de fricción con un rango de variación entre 0,34 y $0,48 \left[\frac{m}{s} \right]$ y valores de estabilidad cercanos a $3[^\circ C]$, produciendo las diferencias que se aprecian en la Tabla 4.2. Los problemas con la velocidad de fricción y perfil de temperaturas, asociados tanto a la caracterización de suelo como esquema de capa límite, pueden afectar los resultados de la simulación.

El análisis de la Ecuación 4.5 sugiere que los chorros durante el periodo cuasi - estacionario tienen mayor altura cuando el término de turbulencia domina por sobre el efecto del

gradiente de presión a lo largo del valle. El gradiente de presión, a su vez, es directamente proporcional a la estabilidad del aire y a la pendiente del valle. Los resultados de la simulación de WRF son consistentes con este planteamiento, debido a que efectivamente tienen asociada una mezcla turbulenta vigorosa y, por ende, menor estabilidad, generando una altura de chorro mayor debido al dominio del efecto de la turbulencia por sobre el gradiente de presión en el valle. Es decir, debido a los problemas indicados, las simulaciones de WRF no permiten reproducir las condiciones de perfil de temperatura y velocidad de fricción necesarias para explicar la altura de los chorros, no obstante, el esquema conceptual de Muñoz et al. (2013) sí permite entender por qué la simulación produce alturas de chorros con variabilidad espacial.

Los tres chorros estudiados tienen una estructura espacial similar. Asumiendo que se pueden representar como una manifestación hidrostática, la estimación del número de Froude muestra que son flujos acelerados (supercríticos), en donde el efecto de la inercia asociado a la masa de aire que se está moviendo domina por sobre el efecto gravitatorio (Ball 1956). Sin embargo, en el caso de Calama Norte el flujo se ve afectado por un cambio repentino en la pendiente del terreno, pasando de un número de Froude supercrítico a subcrítico. Esta situación implica que existe conversión de energía cinética a turbulenta asociado a la desaceleración del flujo, desarrollo de movimientos verticales y pérdida de estabilidad, dando origen a un fenómeno denominado salto hidráulico (Yu et al. 2005; Heinemann 1999).

Si bien, como se indicó, el chorro en Calama Norte parece experimentar un salto hidráulico debido al cambio en la pendiente que experimenta el valle, no se puede descartar otros factores que podrían generar aceleraciones del chorro. Una poza fría ubicada a los pies de una ladera podría contribuir a formar un microfrente y actuar como rampa para el chorro que se encuentra descendiendo por la pendiente, lo que introduce una desaceleración en el flujo y una eventual generación de un salto hidráulico, en conjunto con la formación de ondas internas en el fluido (como lo descrito en el caso de estudio de Armi y Mayr 2011).

Respecto de los objetivos de este trabajo, usando el modelo WRF se logró simular las condiciones del desierto de Atacama con un buen grado de relación entre las variables observadas y pronosticadas de viento y temperatura en los puntos de control utilizados. Se simuló adecuadamente el desarrollo de chorros nocturnos de bajo nivel, los cuales presentan características similares a las observadas en los registros. Si bien la magnitud del viento es subestimada, la altura de la “nariz” es sobrestimada, y el perfil de temperaturas es más isotérmico producto de la generación de mayor mezcla turbulenta, los resultados obtenidos igualmente son útiles para principalmente caracterizar el chorro en cuanto a su evolución temporal y espacial. Se logra además comprobar las conclusiones del trabajo de Jacques-Coper et al. (2014), observándose que bajo condiciones sinópticas perturbadas no existe generación de este tipo de vientos.

Los resultados obtenidos no son concluyentes respecto del esquema conceptual basado en el balance de momento propuesto por Muñoz et al. (2013). El uso de los resultados de la simulación con WRF para obtener una altura de chorro basada en el esquema mencionado genera resultados poco cercanos a la realidad. Sin embargo, el esquema sí permite describir la variación espacial de la altura del chorro en términos del gradiente de presión a lo largo del valle y la turbulencia, existiendo chorros más o menos someros dependiendo básicamente de la velocidad de fricción, la pendiente y la estabilidad del aire. Los problemas para evaluar el

esquema conceptual están asociados a la velocidad de fricción y la estabilidad, las que están condicionadas en parte a la caracterización del suelo que usa el modelo WRF para reproducir la física. En estos casos, la altura de rugosidad y la humedad disponible en el suelo, necesarias para reproducir los perfiles de viento y temperatura, no parecen representar de manera adecuada la realidad de la zona. Por otro lado, el esquema de capa límite también influye en las variables mencionadas.

Sobre la base de los objetivos cumplidos, se plantea que este trabajo puede ser continuado a futuro de las siguientes maneras:

- Desde el punto de vista de la caracterización de los chorros, la simulación se podría extender por un periodo más prolongado de tiempo, como un año o más, para poder estudiar los efectos que eventualmente podría introducir los cambios estacionales de la meteorología de mayor escala en la manifestación de estos flujos. No obstante, no se aconseja emplear el mismo dominio de simulación debido al tiempo que demora la ejecución del modelo. Al respecto se recomiendan las siguientes opciones:
 - Centrar el dominio de simulación a un sólo chorro, lo que supone una reducción del tamaño del dominio y, por ende, un menor tiempo de cálculo.
 - Reducir la resolución horizontal de la simulación. Si bien no es mostrado como resultado de este trabajo, los chorros también son reproducidos con una resolución de 3 kms. Para esto se debería comprobar que las simulaciones efectuadas con resoluciones de 1 y 3 kms producen resultados similares, para luego extender la ejecución del modelo para un periodo de tiempo más largo empleando una resolución menor.
- Para realizar una mejor descripción del balance de moméntum, se propone trabajar en una versión re-compilada del modelo WRF que permita obtener los campos asociados a las tendencias (advección, gradiente horizontal de presión, Coriolis, etc), de esta manera se podría entender cómo el modelo resuelve la física asociada al desarrollo de los chorros.
- Se plantea la realización de un análisis de sensibilidad a la altura de rugosidad del suelo, con el objetivo de evaluar cambios en la forma del perfil simulado del viento cerca de superficie.

Apéndice A

Apéndice

A.1. Evaluación de esquemas de PBL

En la Metodología, se indicó que se realizaron varias simulaciones para poder identificar cuál es la configuración óptima de capa límite planetaria (CLP) que mejor se adapta a las condiciones analizadas. Los esquemas analizados son: QNSE, YSU, MYJ, MYNN (orden 2) y BouLac. Las evaluaciones realizadas se basan en comparar los registros de temperatura y velocidad del viento en los distintos niveles de altura de cada estación con los resultados obtenidos en las distintas simulaciones. La Tabla A.1 presenta un resumen con las características asociadas a cada una de las simulaciones, similar a la descripción realizada en Cohen et al. (2015).

Código simulación	Esquema PBL	Tipo	Característica principal	Referencia
CoTi	QNSE	Local	Aplica teoría espectral para obtención de términos de viscosidad y difusividad vertical en capas límites estables	Sukoriansky et al. (2005)
simYSU	YSU	No local	Posee tratamiento explícito de entrainment en el tope de la capa límite	Hong et al. (2006)
simMYJ	MYJ	Local	Esquema de orden 1.5 que aplica pronóstico de TKE.	Janjic (1994)
simMYNN	MYNN	Local	Basado en "large eddy simulations" para simular capas límites con regímenes de estabilidad estática	Nakanishi y Niino (2006)
simBOULAC	BouLac	Local	Esquema de orden 1.5 con pronóstico de TKE e ideal para fenómenos de turbulencia fortalecida por terreno (generación de ondas)	Bougeault y Lacarrere (1989)

Tabla A.1: Resumen de características asociadas a cada esquema PBL utilizado para evaluación.

Tal como se observa en la Tabla A.1, la mayor parte de los esquemas evaluados presentan un cierre local de la turbulencia, es decir, utilizan parametrizaciones basadas en otras cantidades o gradientes conocidos para un mismo punto de grilla. Diferente es el caso para los esquemas no locales (YSU en este caso), donde el cierre de la turbulencia se aborda

empleando un conocimiento más general de cantidades o gradientes en varios puntos de grilla.

La evaluación de las simulaciones se realiza para tres periodos distintos del día: 00 - 08, 08 - 16 y 16 - 00 (Horal Local; HL). Los niveles de análisis son 80, 60, 40, 20 y 10 metros sobre el nivel del suelo en el caso del viento, y 80, 40 y 2 metros en el caso de la temperatura. Las estadísticas empleadas son el error cuadrático medio y el sesgo, haciéndose una revisión de cuáles son los casos en que el error medio y el sesgo presentan los menores valores.

Temperatura											
Horario (HL)	z [msns]	Calama Norte									
		Raíz error absoluto medio					Sesgo				
		QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac	QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac
[00 - 08]	80	2,3 (21)	2,8 (27)	2,4 (23)	2,2 (21)	2,2 (21)	-1,4 (-13)	-1,9 (-18)	-1,5 (-14)	-1 (-9)	-0,8 (-8)
	40	1,8 (22)	2,1 (27)	2 (26)	1,9 (24)	1,6 (20)	-1 (-12)	-0,3 (-3)	-1 (-12)	-0,7 (-9)	0,1 (2)
	2	1,8 (39)	2,6 (58)	1,9 (42)	1,5 (33)	2,6 (58)	1,2 (27)	1,5 (34)	-0,1 (-3)	0,3 (7)	1,9 (43)
[08 - 16]	80	2,6 (16)	3 (18)	3,3 (20)	2,4 (15)	2,3 (14)	-2,3 (-14)	-2,4 (-15)	-2,8 (-17)	-2,2 (-13)	-1,9 (-12)
	40	2,6 (16)	2,9 (18)	3,2 (19)	2,5 (15)	2,1 (13)	-2,2 (-14)	-2,2 (-13)	-2,7 (-16)	-2,2 (-13)	-1,6 (-10)
	2	3,3 (19)	3,2 (18)	3,5 (20)	3,7 (21)	2,4 (14)	-3 (-17)	-2,6 (-15)	-3,1 (-17)	-3,4 (-19)	-2 (-11)
[16 - 00]	80	1,7 (13)	2,1 (16)	2,4 (18)	1,5 (11)	1,6 (12)	-1,2 (-9)	-1,1 (-8)	-1,4 (-11)	-1 (-7)	-0,4 (-3)
	40	1,9 (15)	2,2 (16)	2,4 (18)	1,5 (12)	1,5 (11)	-1,5 (-11)	-1,3 (-10)	-1,5 (-12)	-1,1 (-8)	-0,5 (-4)
	2	1,9 (18)	1,9 (18)	2,2 (20)	1,7 (16)	2,1 (19)	-0,6 (-5)	-0,2 (-2)	-0,6 (-5)	-0,6 (-5)	0,7 (6)
Horario (HL)	z [msns]	Calama Oeste									
		Raíz error absoluto medio					Sesgo				
		QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac	QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac
[00 - 08]	80	1,7 (14)	2,3 (19)	2,1 (17)	1,6 (13)	1,7 (13)	-0,8 (-7)	-1,6 (-13)	-0,9 (-7)	-0,7 (-6)	-0,5 (-4)
	40	1,8 (17)	1,7 (16)	1,8 (17)	1,7 (16)	1,4 (14)	-0,8 (-9)	-0,3 (-3)	-0,6 (-5)	-0,6 (-6)	0,1 (1)
	2	2,2 (31)	3,1 (44)	2 (29)	2 (29)	3,1 (45)	1,6 (23)	2,4 (34)	0,9 (13)	1,3 (19)	2,8 (41)
[08 - 16]	80	2,1 (12)	3 (17)	3,3 (19)	2,1 (12)	1,6 (9)	-1,8 (-10)	-1,9 (-11)	-2,2 (-12)	-1,8 (-10)	-1,2 (-7)
	40	2 (12)	2,8 (16)	3,2 (18)	2,1 (12)	1,4 (8)	-1,8 (-10)	-1,5 (-9)	-2,1 (-12)	-1,8 (-10)	-0,9 (-5)
	2	3,1 (16)	3,3 (17)	3,7 (19)	3,2 (17)	2 (10)	-2,9 (-15)	-2,3 (-12)	-3 (-15)	-2,9 (-15)	-1,5 (-8)
[16 - 00]	80	1,5 (9)	2,7 (16)	2,8 (17)	1,3 (8)	1,1 (7)	-1 (-6)	-1,1 (-6)	-1,2 (-7)	-0,6 (-4)	-0,4 (-2)
	40	1,6 (10)	2,6 (16)	2,7 (16)	1,4 (8)	1,2 (7)	-1 (-6)	-0,9 (-5)	-1 (-6)	-0,5 (-3)	-0,2 (-1)
	2	1,7 (12)	2,5 (17)	2,5 (17)	1,7 (12)	2,1 (15)	-0,1 (-1)	0,4 (3)	-0,2 (-1)	0,2 (1)	1,1 (8)
Horario (HL)	z [msns]	Sierra Gorda Este									
		Raíz error absoluto medio					Sesgo				
		QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac	QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac
[00 - 08]	80	1,8 (21)	2,6 (27)	2,2 (23)	1,9 (21)	2,1 (21)	-0,4 (-3)	-1,7 (-16)	-0,6 (-5)	-0,6 (-5)	0,2 (2)
	40	1,9 (22)	2,5 (27)	2,5 (26)	1,8 (24)	2,8 (20)	0,1 (1)	1,4 (20)	0,9 (14)	0,1 (1)	2 (31)
	2	2,9 (39)	4,2 (58)	2,9 (42)	2,7 (33)	4,2 (58)	2,4 (73)	3,6 (110)	1,9 (59)	2,1 (64)	3,8 (118)
[08 - 16]	80	2,2 (16)	3,5 (18)	3,8 (20)	2,2 (15)	1,8 (14)	-1,9 (-11)	-2,3 (-13)	-2,5 (-15)	-1,9 (-11)	-1,4 (-8)
	40	2,1 (16)	3,3 (18)	3,6 (19)	2,1 (15)	1,6 (13)	-1,8 (-11)	-1,8 (-11)	-2,3 (-13)	-1,8 (-11)	-0,9 (-6)
	2	3,3 (19)	3,7 (18)	3,9 (20)	3,4 (21)	2,2 (14)	-2,9 (-16)	-2,5 (-13)	-2,9 (-16)	-3 (-17)	-1,5 (-8)
[16 - 00]	80	1,2 (13)	2,6 (16)	2,6 (18)	1,4 (11)	1,2 (12)	-0,5 (-4)	-0,6 (-4)	-0,7 (-5)	-0,1 (0)	0,2 (1)
	40	1,3 (15)	2,4 (16)	2,4 (18)	1,3 (12)	1,4 (11)	-0,7 (-5)	-0,4 (-3)	-0,5 (-3)	-0,1 (0)	0,5 (4)
	2	2,1 (18)	2,9 (18)	2,8 (20)	2,1 (16)	2,8 (19)	0,3 (3)	1 (9)	0,3 (3)	0,5 (4)	1,7 (14)
Total mejores resultados		3	0	0	9	15	3	1	3	2	18
Porcentual		11	0	0	33	56	11	4	11	7	67

Tabla A.2: Evaluación de los esquemas de CLP para la temperatura medida en las estaciones de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, en los horarios indicados anteriormente. Se evalúa de acuerdo a las métricas del error cuadrático medio y el sesgo, mostrándose entre paréntesis.

La Tabla A.2 presenta la evaluación de las simulaciones con distintos esquemas de CLP, respecto a la reproducción del comportamiento de la temperatura en distintos niveles. El error absoluto medio muestra que el esquema BouLac presenta el mejor comportamiento, exhibiendo los valores más bajos de esta métrica (56 % de los casos totales). Le sigue en desempeño MYNN, con un 33 %, y QNSE en tercer lugar (11 % de las veces).

El buen comportamiento de BouLac se repite en la evaluación relacionada al sesgo produci-

do, concentrando igualmente los menores valores. Aproximadamente, un 67% de los casos el esquema señalado produce un menor sesgo, en términos absolutos.

Debido a que el error cuadrático medio evalúa al estimador empleado en base a su varianza y sesgo producido, entonces, el esquema BouLac es la mejor estimación de la temperatura respecto de estas métricas, puesto que reproduce las condiciones observadas sin mostrar grandes diferencias con los registros, reproduciendo además una variabilidad acorde a la observada.

Velocidad del viento											
Horario (HL)	z [msns]	Calama Norte									
		Raíz error absoluto medio					Sesgo				
		QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac	QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac
[00 - 08]	80	4.2 (33)	4.9 (38)	5.7 (45)	4.2 (32)	5.2 (40)	-1.1 (-8)	-1 (-8)	-0.8 (-6)	-1 (-8)	-3.6 (-26)
	60	4.9 (35)	5.5 (39)	6.1 (44)	4.7 (34)	6.3 (45)	-2.3 (-16)	-2.5 (-18)	-1.8 (-13)	-2 (-14)	-4.8 (-34)
	40	5 (35)	5.5 (39)	5.8 (41)	4.7 (33)	6.3 (45)	-3.3 (-23)	-3.4 (-24)	-2.9 (-20)	-2.7 (-19)	-5.2 (-37)
	20	3.8 (32)	4.5 (37)	4.8 (40)	3.5 (29)	4.5 (37)	-2.7 (-23)	-2.8 (-23)	-2.9 (-24)	-2.2 (-18)	-3.6 (-30)
	10	3.3 (32)	4 (38)	4.5 (43)	3.2 (31)	3.5 (34)	-2.4 (-23)	-2.3 (-22)	-2.9 (-28)	-2.3 (-22)	-2.8 (-26)
[08 - 16]	80	3.5 (39)	5 (55)	4.7 (52)	3.4 (37)	3.7 (41)	-0.9 (-10)	-0.1 (-1)	-0.5 (-6)	-1.8 (-20)	-2 (-22)
	60	3.7 (40)	4.9 (54)	4.5 (50)	3.4 (38)	3.8 (42)	-1 (-11)	-0.2 (-2)	-0.7 (-7)	-1.9 (-20)	-2.1 (-23)
	40	3.5 (39)	4.5 (51)	4.2 (48)	3.3 (37)	3.7 (41)	-1.1 (-12)	-0.2 (-2)	-0.8 (-9)	-1.8 (-20)	-2 (-23)
	20	3.2 (38)	4.1 (49)	4 (48)	3 (36)	3.2 (39)	-1 (-12)	-0.2 (-2)	-0.9 (-11)	-1.6 (-19)	-1.7 (-21)
	10	3.1 (38)	3.9 (48)	3.8 (47)	2.9 (36)	3 (38)	-1.1 (-13)	-0.6 (-8)	-1.1 (-14)	-1.5 (-19)	-1.7 (-21)
[16 - 00]	80	3.3 (44)	3.5 (47)	3.9 (53)	2.9 (39)	2.8 (37)	-0.5 (-6)	-1 (-14)	-0.5 (-7)	-1.1 (-14)	-0.7 (-10)
	60	3.3 (44)	3.6 (49)	3.9 (52)	2.9 (39)	2.8 (37)	-0.5 (-7)	-1 (-13)	-0.5 (-7)	-1 (-13)	-0.8 (-11)
	40	3.1 (41)	3.5 (46)	3.7 (48)	2.8 (37)	2.7 (35)	-0.8 (-10)	-1.2 (-15)	-0.8 (-10)	-1.1 (-15)	-1 (-14)
	20	2.8 (38)	3.3 (45)	3.2 (44)	2.5 (35)	2.4 (33)	-1.1 (-15)	-1.3 (-18)	-1.1 (-15)	-1.2 (-16)	-1 (-14)
	10	2.5 (36)	3 (44)	2.9 (42)	2.2 (33)	2.2 (32)	-1.3 (-19)	-1.5 (-22)	-1.4 (-21)	-1.4 (-20)	-1 (-15)
Horario (HL)	z [msns]	Calama Oeste									
		Raíz error absoluto medio					Sesgo				
		QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac	QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac
[00 - 08]	80	3.2 (24)	5.5 (41)	5.6 (42)	3.2 (24)	4.2 (31)	-1.4 (-11)	-2.1 (-15)	-2 (-15)	-1.5 (-12)	-3.1 (-23)
	60	3.1 (22)	5.4 (39)	5.4 (39)	3.1 (23)	4.5 (32)	-1.7 (-12)	-2.7 (-20)	-2.4 (-17)	-1.8 (-13)	-3.6 (-26)
	40	3.2 (23)	5.2 (37)	5 (36)	3.2 (23)	4.7 (34)	-2.3 (-17)	-3.2 (-23)	-2.8 (-20)	-2.3 (-16)	-4.1 (-29)
	20	3.1 (25)	4.3 (34)	4.4 (35)	2.9 (23)	3.9 (31)	-2.6 (-21)	-2.9 (-23)	-3.2 (-25)	-2.3 (-18)	-3.4 (-27)
	10	2.7 (25)	3.5 (32)	4 (36)	2.7 (25)	3.2 (29)	-2.3 (-21)	-2.3 (-21)	-3.1 (-28)	-2.2 (-20)	-2.5 (-23)
[08 - 16]	80	1.5 (18)	3.6 (43)	3.4 (41)	1.5 (18)	1.9 (23)	0.2 (3)	0.2 (2)	-0.1 (-1)	-0.4 (-5)	-0.9 (-11)
	60	1.5 (18)	3.4 (41)	3.3 (40)	1.5 (18)	1.9 (22)	0.2 (2)	0.2 (2)	-0.1 (-2)	-0.4 (-5)	-0.9 (-11)
	40	1.4 (18)	3.2 (40)	3.2 (40)	1.5 (18)	1.8 (21)	0.1 (2)	0.2 (3)	-0.1 (-2)	-0.3 (-3)	-0.8 (-10)
	20	1.3 (17)	2.9 (38)	3 (39)	1.4 (18)	1.6 (21)	0 (0)	0.1 (1)	-0.4 (-5)	-0.3 (-4)	-0.8 (-10)
	10	1.2 (17)	2.7 (37)	2.8 (39)	1.3 (18)	1.5 (21)	-0.2 (-2)	-0.1 (-2)	-0.3 (-4)	-0.3 (-4)	-0.7 (-10)
[16 - 00]	80	1.8 (27)	3.6 (56)	3.4 (52)	1.9 (30)	2.2 (34)	-0.6 (-9)	-0.1 (-2)	-0.4 (-5)	-0.6 (-9)	-1.2 (-19)
	60	1.7 (25)	3.6 (55)	3.4 (52)	1.8 (27)	2.2 (35)	-0.6 (-9)	-0.2 (-4)	-0.3 (-5)	-0.6 (-9)	-1.3 (-20)
	40	1.6 (24)	3.6 (55)	3.4 (52)	1.7 (26)	2.3 (36)	-0.7 (-10)	-0.4 (-6)	-0.4 (-7)	-0.6 (-10)	-1.4 (-21)
	20	1.6 (26)	3.3 (53)	3.1 (49)	1.7 (27)	2.4 (38)	-0.9 (-14)	-0.6 (-9)	-0.6 (-10)	-0.6 (-10)	-1.4 (-22)
	10	1.5 (26)	2.9 (51)	2.7 (48)	1.5 (27)	2 (36)	-0.8 (-15)	-0.5 (-9)	-0.6 (-11)	-0.5 (-9)	-1 (-18)
Horario (HL)	z [msns]	Sierra Gorda Este									
		Raíz error absoluto medio					Sesgo				
		QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac	QNSE	YSU	MYJ	MYNN	BouLac
[00 - 08]	80	2.6 (22)	4.3 (37)	4.7 (40)	2.3 (19)	3 (26)	0.2 (1)	-0.5 (-4)	-0.3 (-3)	0.2 (2)	-1.6 (-14)
	60	2.3 (18)	4.4 (34)	4.7 (37)	1.9 (15)	3.1 (25)	0 (0)	-1.4 (-11)	-0.7 (-5)	-0.2 (-1)	-2.3 (-18)
	40	2.1 (16)	4.4 (33)	4.2 (32)	2 (15)	3.7 (27)	-1.1 (-8)	-2.6 (-20)	-1.8 (-13)	-1.2 (-9)	-3.2 (-24)
	20	3.1 (23)	4.5 (33)	4.3 (32)	3 (22)	4 (30)	-2.5 (-19)	-3.6 (-27)	-3.3 (-25)	-2.5 (-18)	-3.6 (-27)
	10	2.8 (23)	3.9 (33)	4 (33)	2.8 (23)	3.4 (28)	-2.3 (-20)	-3.1 (-26)	-3.3 (-27)	-2.4 (-20)	-2.9 (-24)
[08 - 16]	80	1.6 (20)	3.9 (47)	3.8 (46)	1.5 (18)	1.9 (23)	0 (0)	0.3 (4)	0.2 (2)	-0.6 (-7)	-1.3 (-16)
	60	1.6 (20)	3.8 (47)	3.8 (46)	1.5 (18)	1.9 (23)	0 (0)	0.3 (4)	0.2 (2)	-0.6 (-7)	-1.3 (-16)
	40	1.6 (20)	3.7 (45)	3.7 (45)	1.5 (18)	2 (24)	-0.2 (-3)	0.2 (2)	-0.1 (-1)	-0.6 (-8)	-1.4 (-17)
	20	1.6 (20)	3.4 (43)	3.5 (44)	1.5 (18)	2 (25)	-0.5 (-6)	-0.1 (-1)	-0.4 (-5)	-0.7 (-9)	-1.4 (-17)
	10	1.5 (20)	3.2 (42)	3.2 (43)	1.3 (18)	1.8 (24)	-0.5 (-6)	-0.4 (-5)	-0.5 (-6)	-0.6 (-8)	-1.2 (-17)
[16 - 00]	80	2.1 (34)	3.3 (45)	3.3 (54)	2 (33)	2.2 (35)	0.4 (6)	0.5 (8)	0.4 (7)	0 (1)	-0.4 (-7)
	60	2.1 (33)	3.1 (49)	3.4 (53)	2 (31)	2.1 (33)	0.3 (5)	0.3 (5)	0.3 (5)	-0.2 (-3)	-0.6 (-10)
	40	1.9 (29)	3 (45)	3.2 (49)	2 (30)	2.2 (34)	-0.1 (-2)	-0.1 (-1)	-0.1 (-1)	-0.6 (-9)	-1 (-15)
	20	1.9 (28)	3 (46)	3.1 (48)	2.1 (32)	2.5 (38)	-0.7 (-11)	-0.6 (-9)	-0.7 (-11)	-1.2 (-18)	-1.2 (-18)
	10	1.7 (28)	2.8 (47)	2.9 (48)	1.9 (31)	2.4 (39)	-0.9 (-14)	-0.7 (-11)	-0.9 (-16)	-1.2 (-19)	-1.1 (-18)
Total mejores resultados		18	0	0	27	0	15	15	3	10	2
Porcentual		40	0	0	60	0	33	33	7	22	4

Tabla A.3: Evaluación de los esquemas de CLP para la velocidad del viento medida en las estaciones de Calama Norte, Calama Oeste y Sierra Gorda Este, en los horarios indicados anteriormente. Se evalúa de acuerdo a las métricas del error cuadrático medio y el sesgo, mostrándose entre paréntesis.

La Tabla A.3 presenta la evaluación de desempeño de los esquemas de CLP para la ve-

locidad del viento. Esta evaluación presenta resultados que dependen tanto de la estación como del horario. Para el caso de Calama Norte, el error cuadrático indica que MYNN presenta el mejor desempeño. No obstante, la evaluación basada en el sesgo indica que MYNN posee un buen comportamiento durante la noche, mientras que YSU es una mejor representación en horas de la tarde y QNSE en la tarde/noche. En la torre Calama Oeste, tanto el error como el sesgo indican que el esquema QNSE presenta el mejor desempeño. Finalmente, en Sierra Gorda Este, el error estimado señala que MYNN presenta el mejor desempeño en la mayoría de los casos, sin embargo, respecto del sesgo, QNSE es una mejor aproximación.

En general, el esquema MYNN reproduce los errores medios más bajos, siendo esta situación explicada mayormente por una variabilidad menor por parte del estimador. Sin embargo, QNSE es el esquema que presenta generalmente un menor sesgo, siendo esta una propiedad deseable para el tipo de estudio que se desea realizar. Es por esta razón que QNSE representa una mejor opción para ser el caso control, puesto que el sesgo es relativamente bajo y el error cuadrático no difiere mucho entre los distintos esquemas evaluados.

A.2. Detalle de condiciones sinópticas

Entre las Figuras A.2.1 y A.2.10 se presentan las cartas sinópticas asociadas a cada día que comprende este estudio. La Figura A.2.1 muestra una dorsal profundizada sobre gran parte del continente, con anomalías en el campo de alturas geopotenciales superiores a 60 mgp. A su vez, sobre el área oceánica, hacia el sur de la zona de análisis, una vaguada en altura comienza a mostrarse, representando una anomalía de -20 mgp respecto de la condición climatológica. Durante el día 11, la Figura A.2.2 muestra que la vaguada irrumpe sobre la zona centro-sur de Chile, seguida a su vez por una intensificación del Anticiclón del Pacífico Sur. Sobre Argentina se aprecia la aparición de anomalías negativas de presión superficial, asociado presuntamente al desplazamiento del Anticiclón del Atlántico Sur hacia el este. Durante el 12 de agosto, el eje de la vaguada se mantiene sobre la zona centro-sur de Chile, mientras que sobre el océano el Anticiclón continúa reforzándose. A lo largo de la costa se produce una franja de presiones superficiales relativamente inferiores, indicando la formación de la vaguada costera.

Durante los días 13 y 14 (Figuras A.2.4 y A.2.5) las condiciones se mantienen, con la aparición de un sector de altas presiones sobre territorio argentino. Esta configuración sinóptica fuerza aún más la formación de la baja térmica superficial costera, mientras que en altura la vaguada se profundiza hacia el norte. En términos de anomalías, el día 14 de agosto presenta valores negativos sobre el área de estudio (indicada con una circunferencia amarilla), situación que probablemente corresponda a condiciones sinópticamente perturbadas, alterando la generación de fenómenos de escala local en la zona. Durante el día 15, la Figura A.2.6 muestra que la vaguada en altura se encuentra desplazada sobre territorio argentino, aunque sobre la zona de estudio aún se observa la presencia de anomalías negativas de altura geopotencial.

Los días 16 y 17 (Figuras A.2.7 y A.2.8) muestran la irrupción de una vaguada en altura muy profundizada, generando anomalías de geopotencial superiores, en términos del valor absoluto, a -120 mgp. La vaguada, que se presenta sobre el área oceánica durante el día 16, aparece profundizada sobre el continente durante el 17, produciendo valores anómalos de altura geopotencial sobre la zona de estudio cercanos a -60 mgp. Finalmente, durante los últimos del periodo de análisis (A.2.9 y A.2.10), las condiciones sinópticas se restablecen, respecto de la climatología, mostrando el debilitamiento de la vaguada, la cual da paso a la predorsal y al consiguiente fortalecimiento del Anticiclón en superficie.

En la Discusión (Capítulo 5) se analiza con mayor detalle la condición sinóptica durante los días con la vaguada profundizada hacia el norte de 30°S. Asociada a esta condición, la Figura A.2.11 presenta el comportamiento promedio de los campos de altura geopotencial y presión superficial durante el día 17 de agosto, considerando un área mayor de análisis. Efectivamente, una vaguada en altura se encuentra muy profundizada sobre el territorio chileno, aunque no alcanza a segregarse del flujo de latitudes medias.

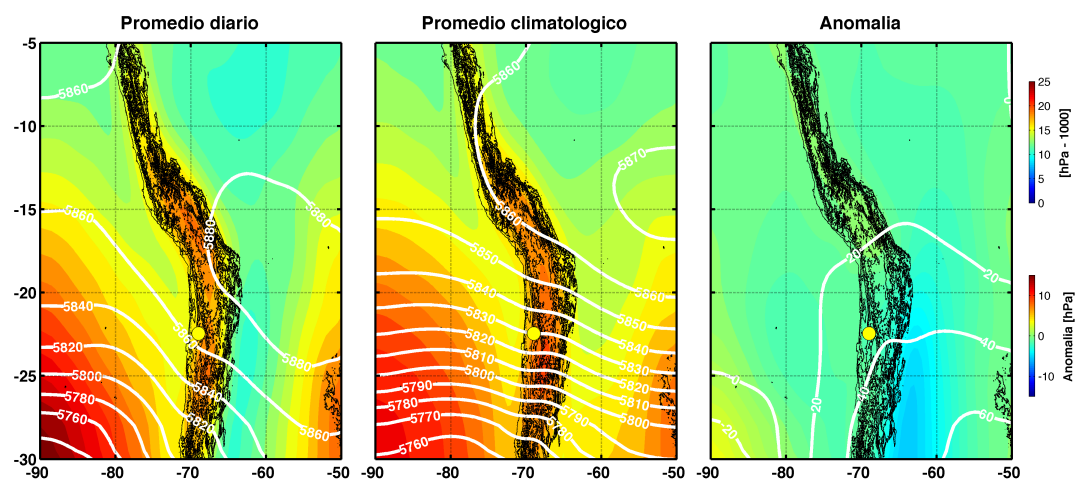


Figura A.2.1: Mapa de la condición sinóptica para el día 10 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

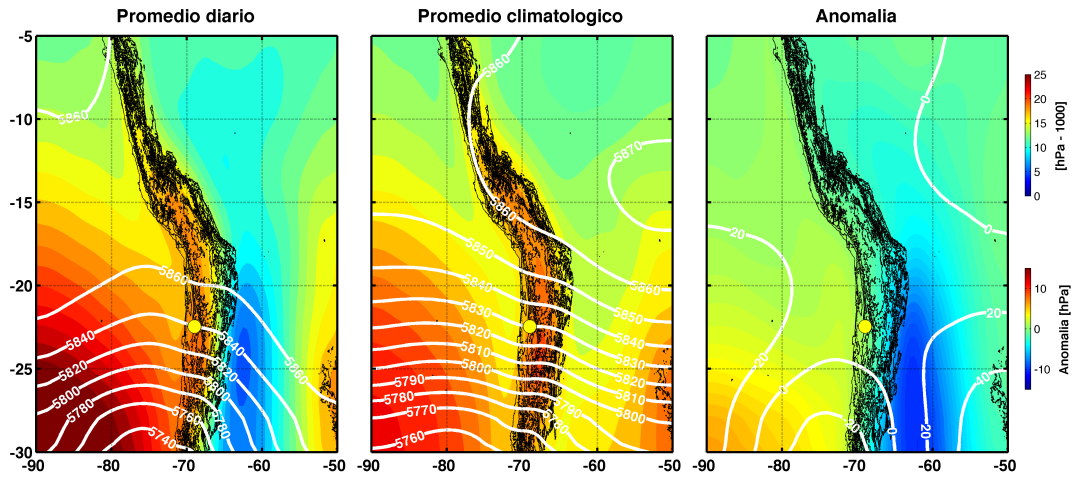


Figura A.2.2: Mapa de la condición sinóptica para el día 11 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

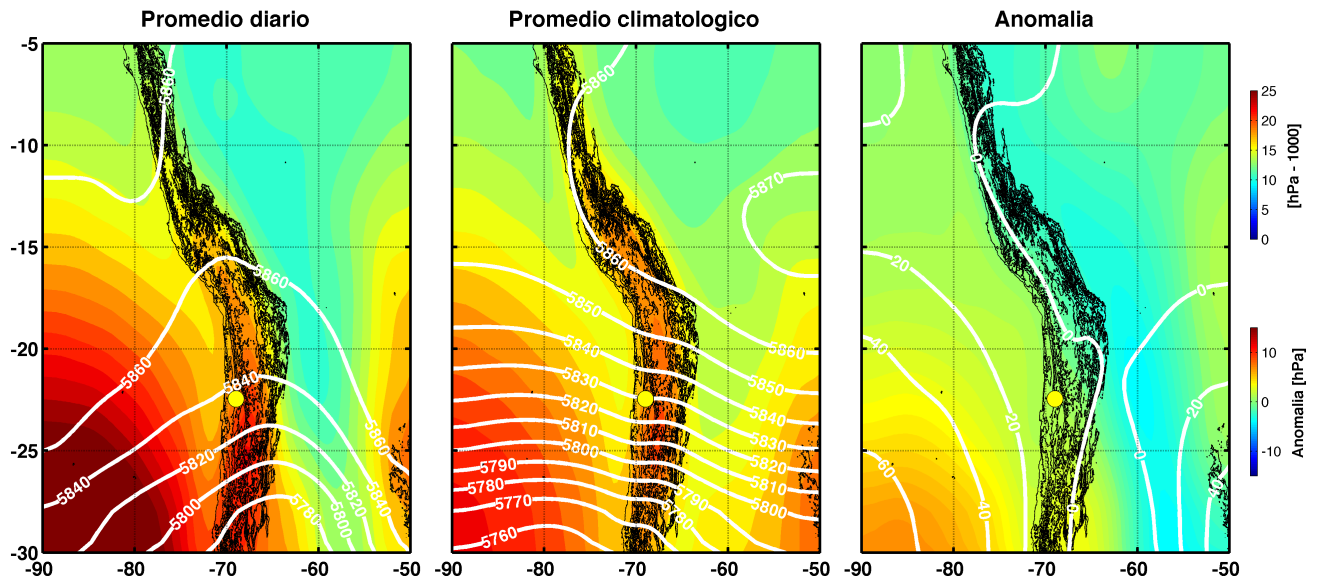


Figura A.2.3: Mapa de la condición sinóptica para el día 12 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

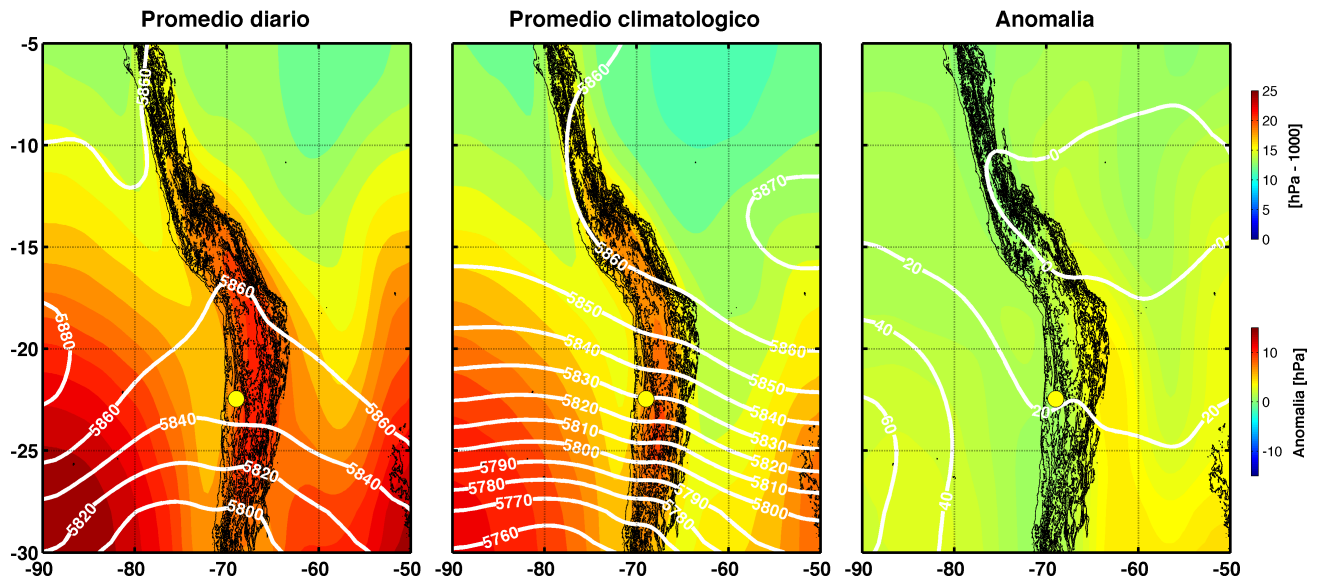


Figura A.2.4: Mapa de la condición sinóptica para el día 13 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

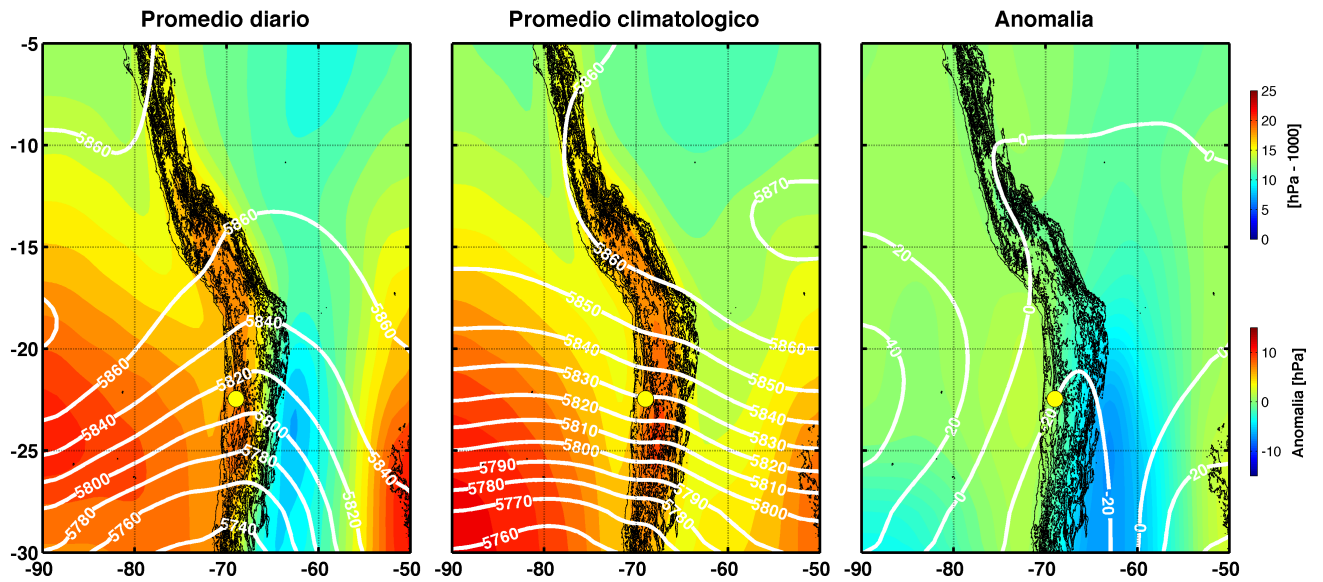


Figura A.2.5: Mapa de la condición sinóptica para el día 14 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

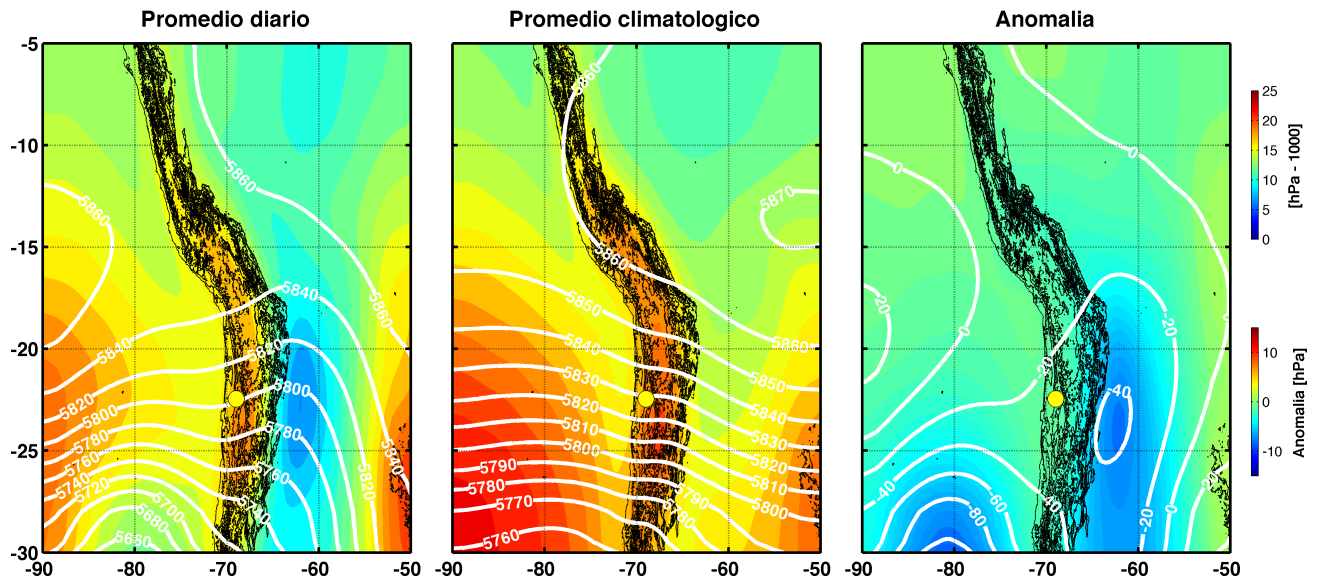


Figura A.2.6: Mapa de la condición sinóptica para el día 15 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

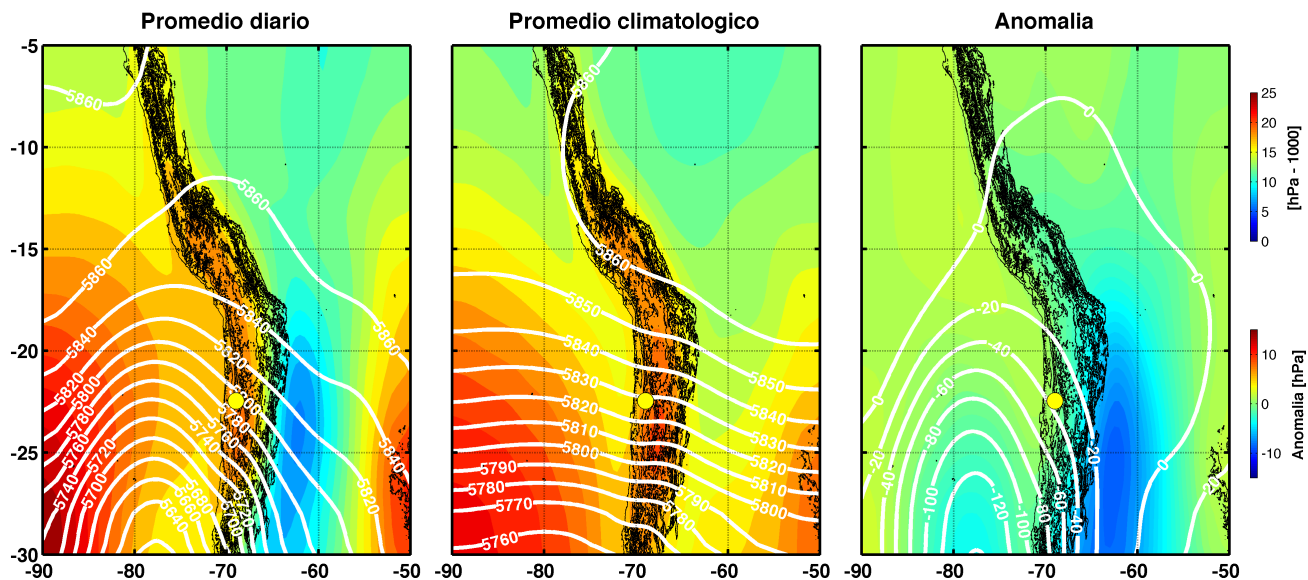


Figura A.2.7: Mapa de la condición sinóptica para el día 16 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

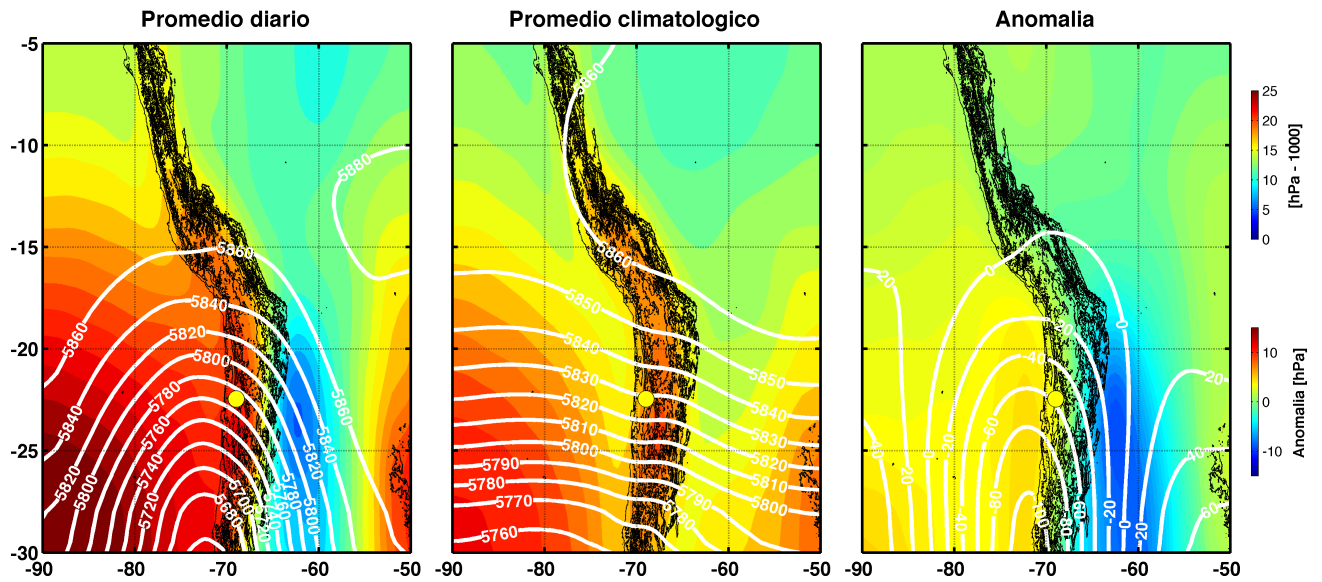


Figura A.2.8: Mapa de la condición sinóptica para el día 17 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

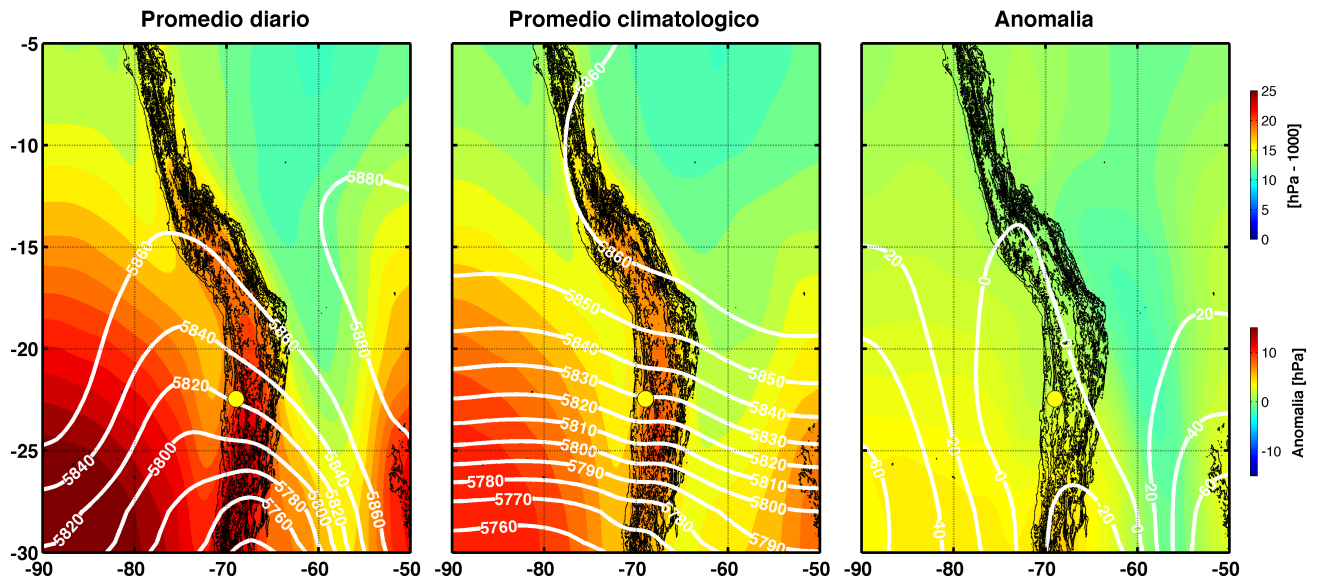


Figura A.2.9: Mapa de la condición sinóptica para el día 18 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

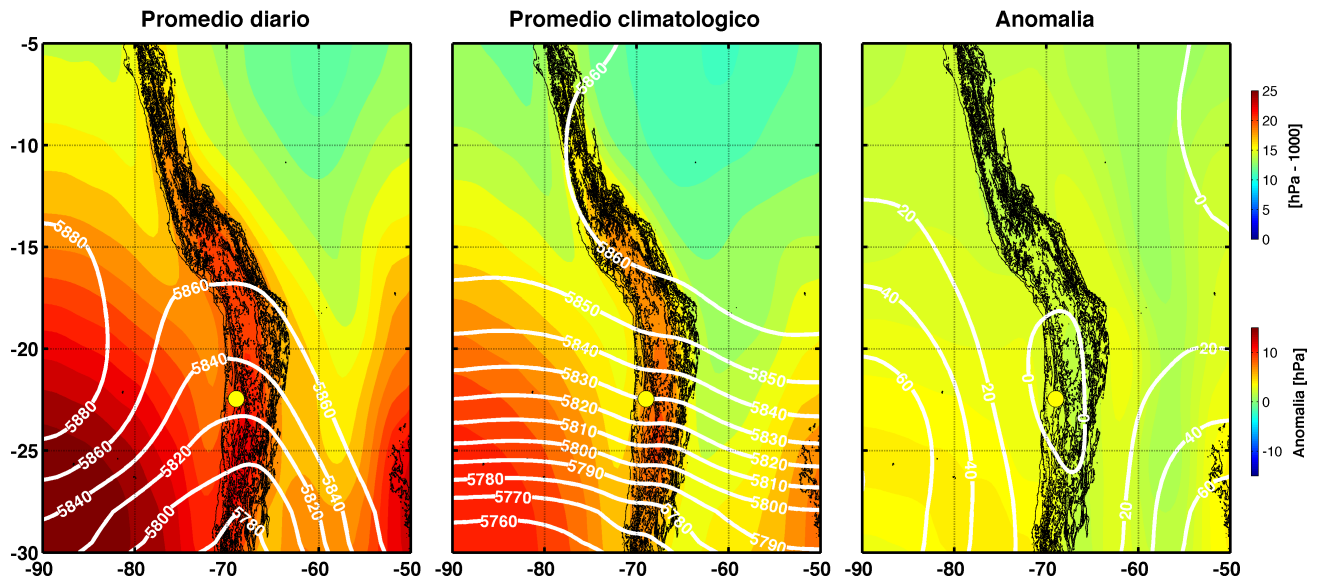


Figura A.2.10: Mapa de la condición sinóptica para el día 19 de agosto de 2012, considerando una extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 90 y 50°O, y las latitudes 5 y 30°S). Cada panel muestra la presión a nivel del mar (contorno relleno de colores) y la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa. Mapa de la izquierda corresponde al promedio de los campos diarios de presión para los días señalados, mapa central constituye la condición climatológica asociada al periodo, mientras que el panel de la derecha identifica las anomalías respecto de la situación climatológica. En el extremo derecho de la figura las barras de colores indican magnitudes del campo de presión promedio (en unidades de hPa - 1000) y anomalía (en unidades de hPa). Punto amarillo indica localización de la ciudad de Calama.

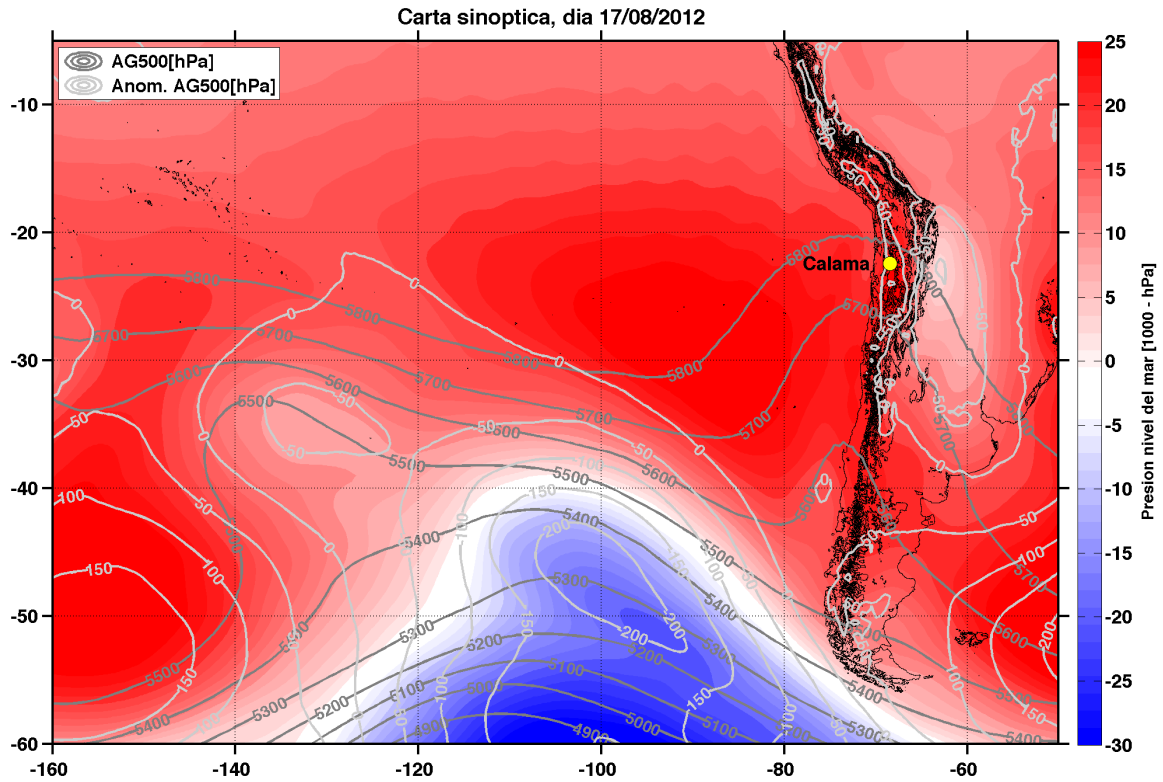


Figura A.2.11: Mapa de la condición sinóptica para el día 17 de agosto de 2012, considerando una amplia extensión de superficie que incluye la zona de estudio (entre las longitudes 160 y 50°O, y las latitudes 5 y 60°S). Contorno de colores corresponde a la presión a nivel del mar, mientras que la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa es mostrada con contornos de líneas grises oscuras y anomalías con líneas grises claras. La topografía de Sudamérica es señalada con líneas negras.

A.3. Figuras

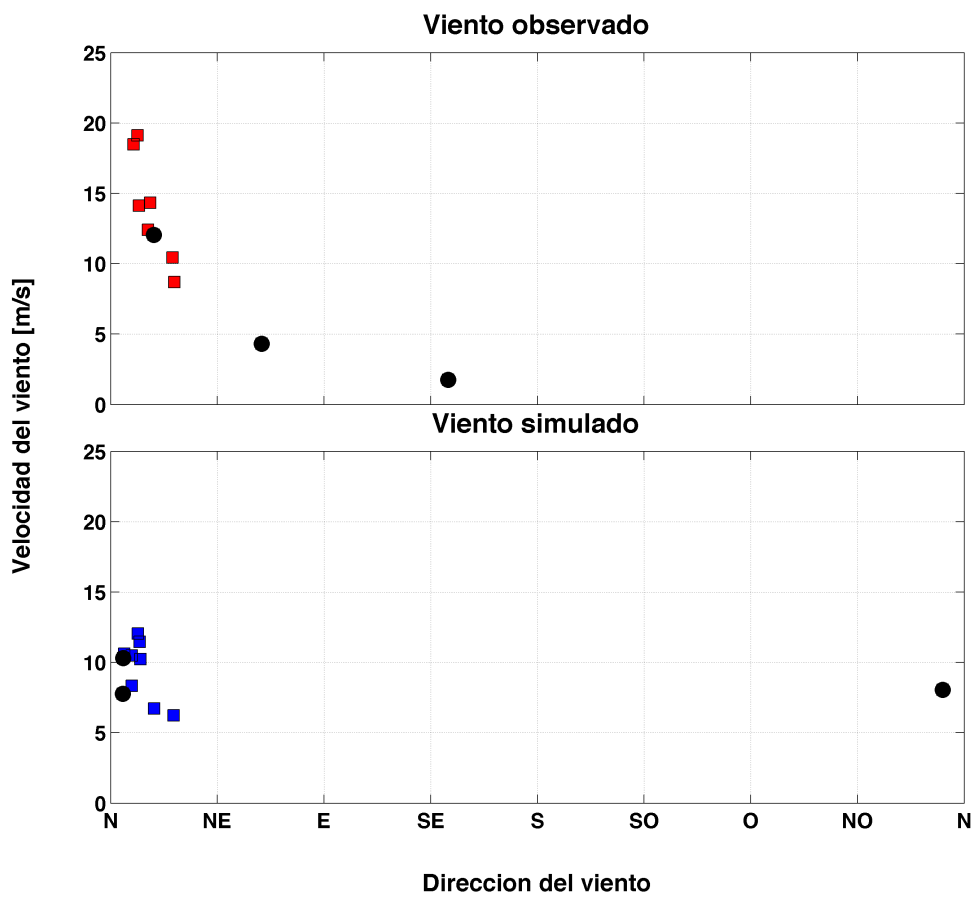


Figura A.3.1: Diagrama de dispersión entre la velocidad del viento y dirección del viento para la estación Calama Norte, ambas correspondiente a una medición a 40 m de altura sobre el suelo. El periodo de análisis comprende la noche, entre las 00 y 08 HL.

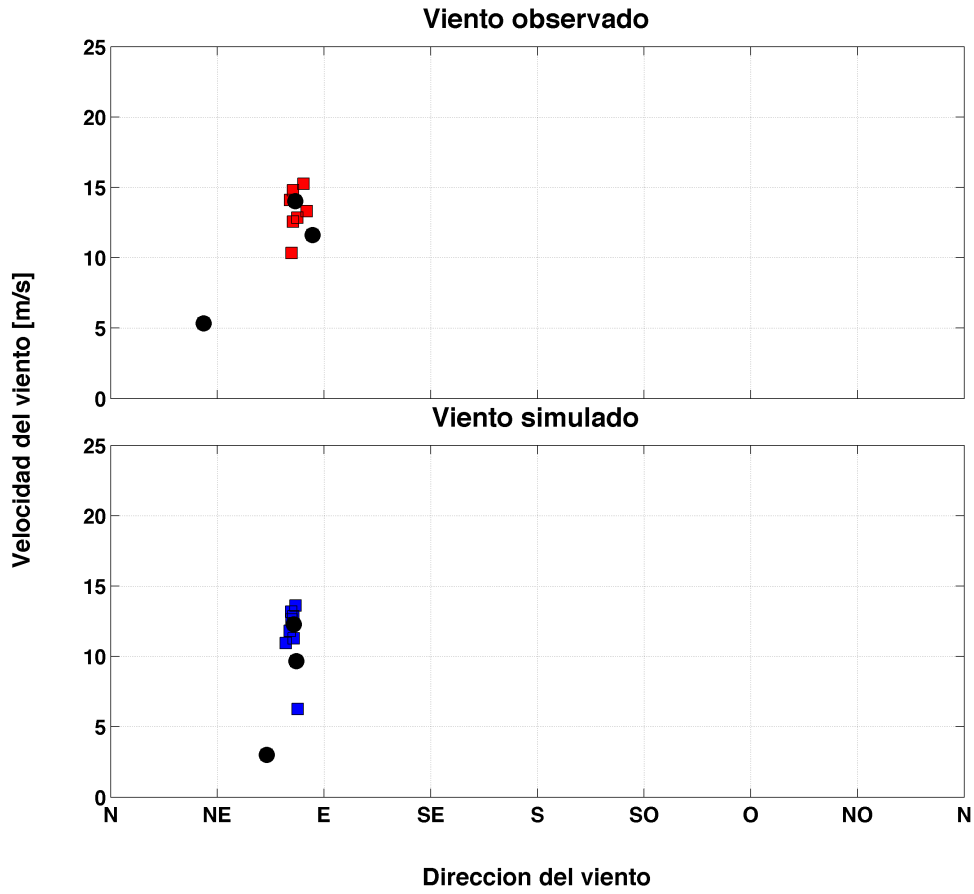


Figura A.3.2: Diagrama de dispersión entre la velocidad del viento y dirección del viento para la estación Sierra Gorda Este, ambas correspondiente a una medición a 40 m de altura sobre el suelo. El periodo de análisis comprende la noche, entre las 00 y 08 HL.

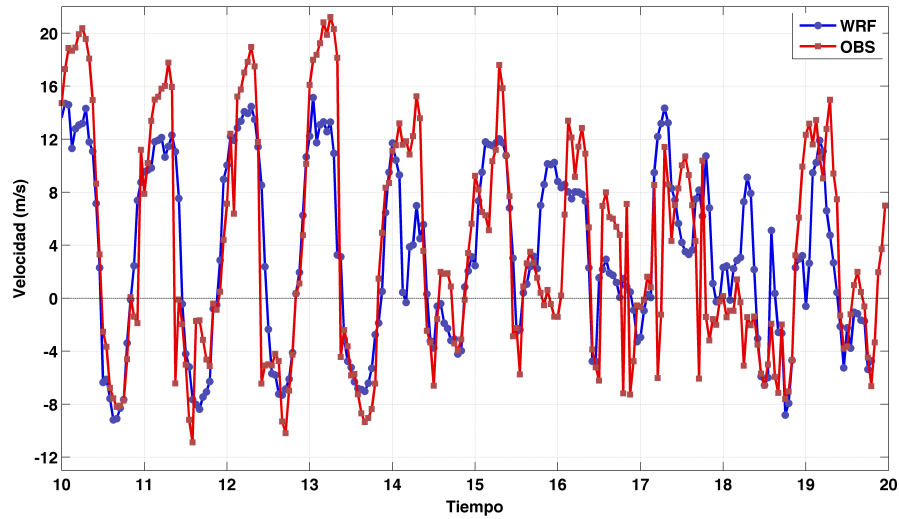


Figura A.3.3: Comparación de series horarias de componente valle abajo del viento en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

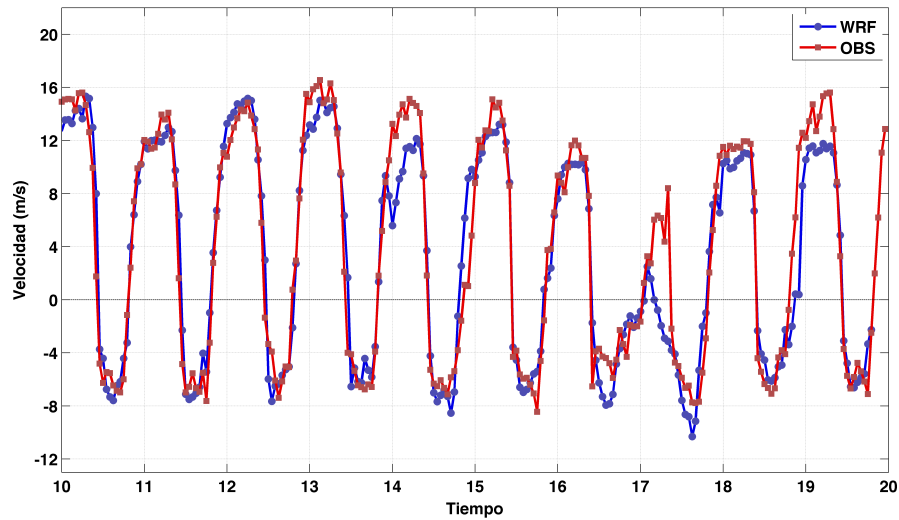


Figura A.3.4: Comparación de series horarias de componente valle abajo del viento en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

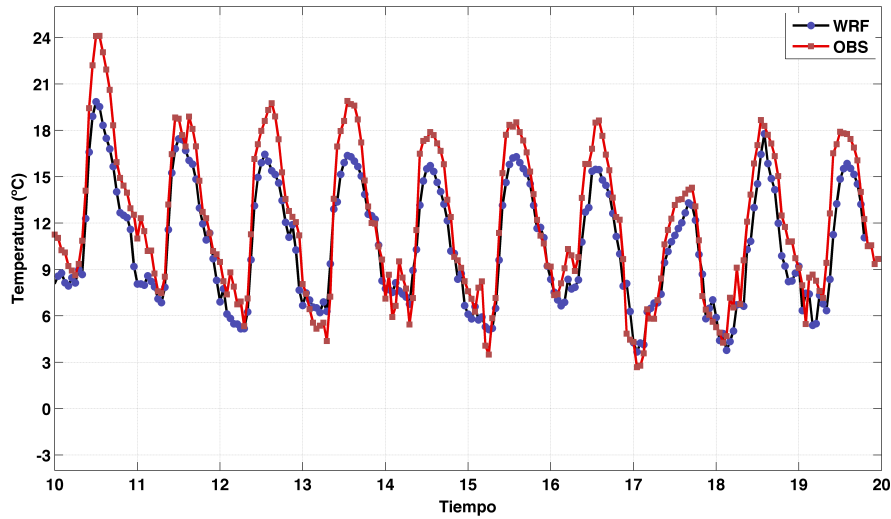


Figura A.3.5: Comparación de series horarias de temperatura en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

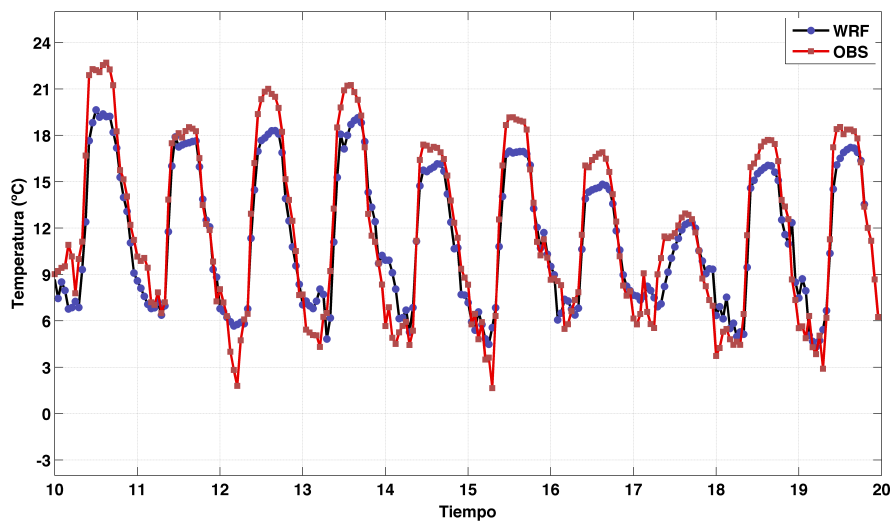


Figura A.3.6: Comparación de series horarias de temperatura en 40 m sobre nivel del suelo para la torre de Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

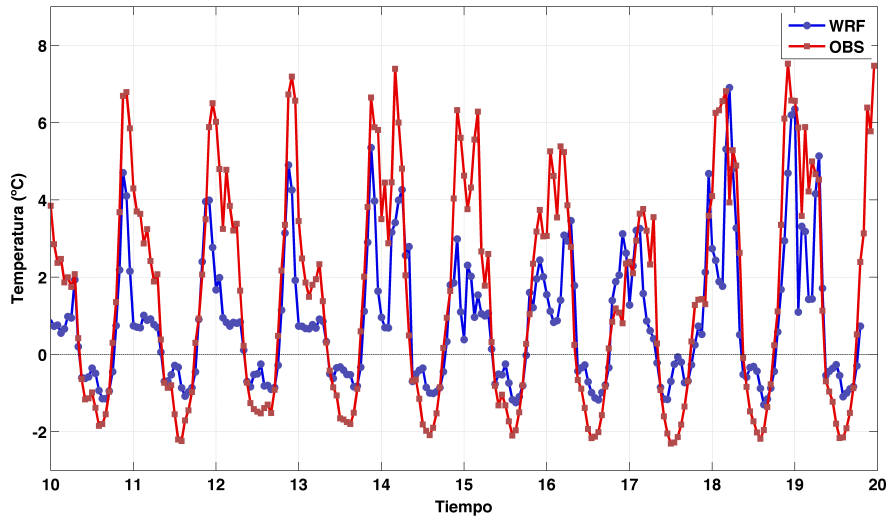


Figura A.3.7: Comparación de series horarias de estabilidad para la torre de Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

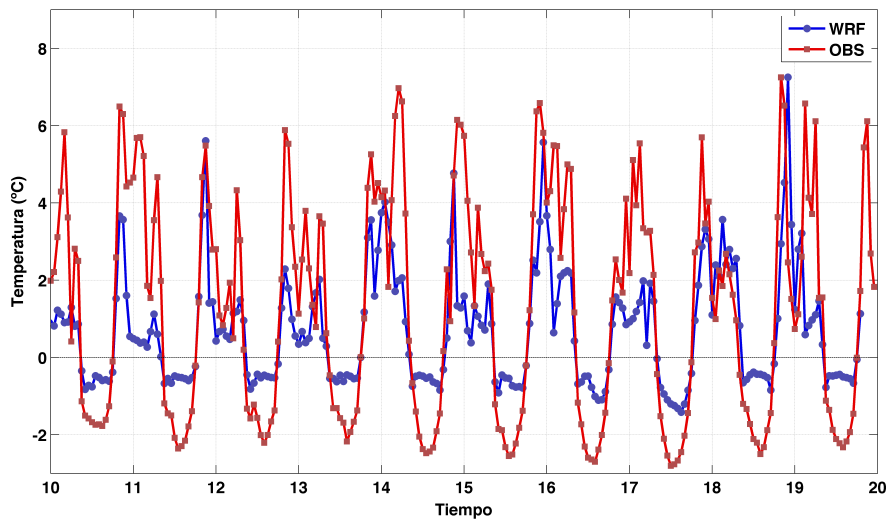


Figura A.3.8: Comparación de series horarias de estabilidad para la torre de Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

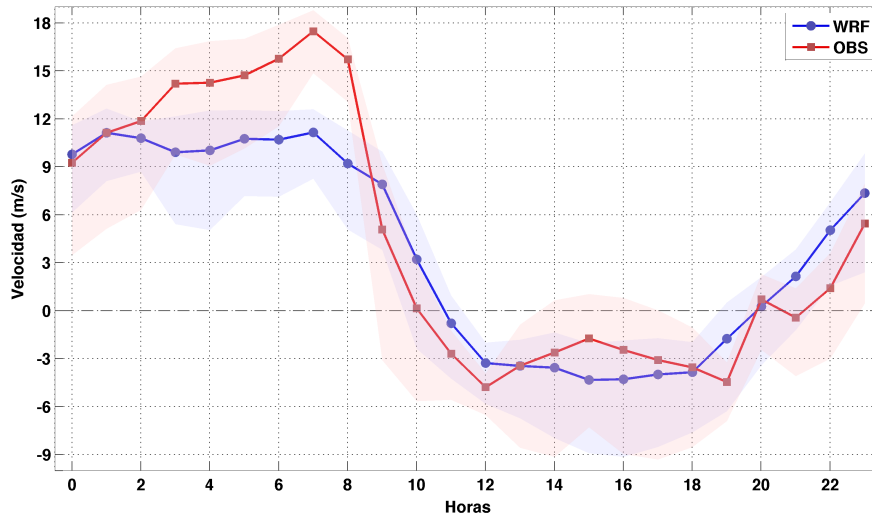


Figura A.3.9: Comparación de ciclos diarios de la componente valle abajo del viento en 40 m de altura para la torre Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

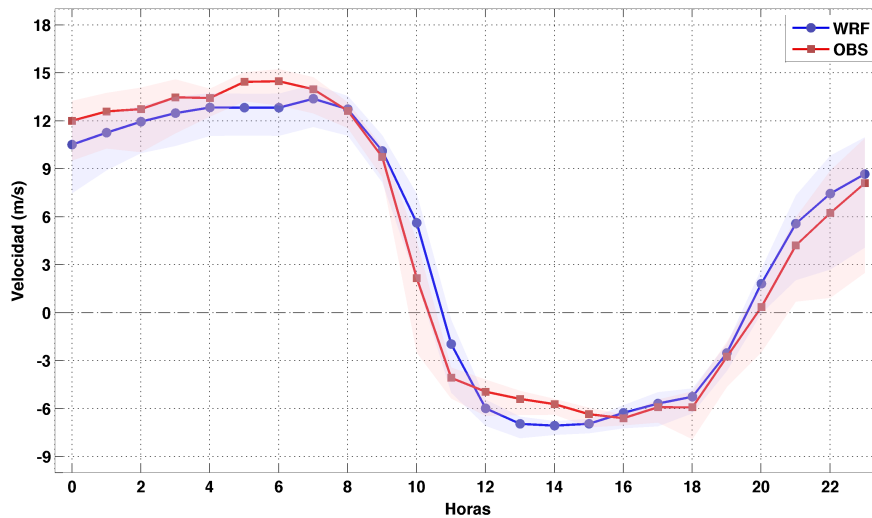


Figura A.3.10: Comparación de ciclos diarios de la componente valle abajo del viento en 40 m de altura sobre el suelo para la torre Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

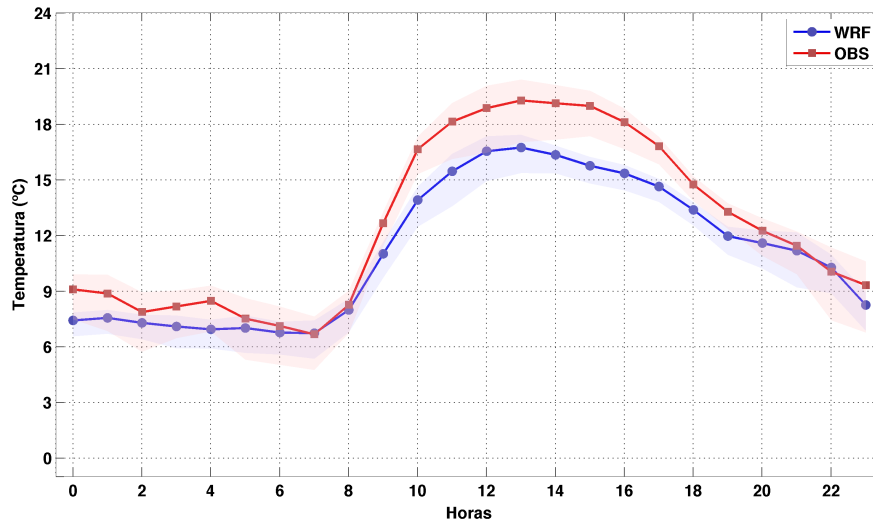


Figura A.3.11: Comparación de ciclos diarios de la temperatura en 40 m de altura sobre el suelo para la torre Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

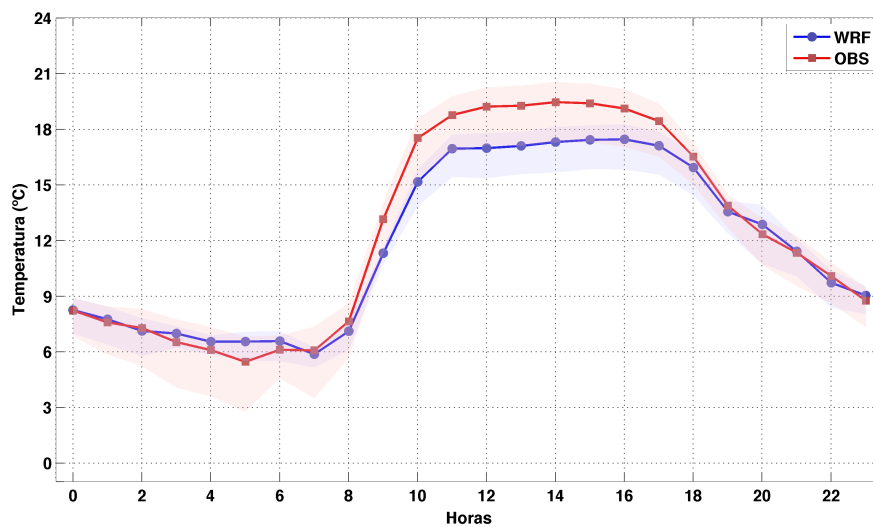


Figura A.3.12: Comparación de ciclos diarios de la temperatura en 40 m de altura sobre el suelo para la torre Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

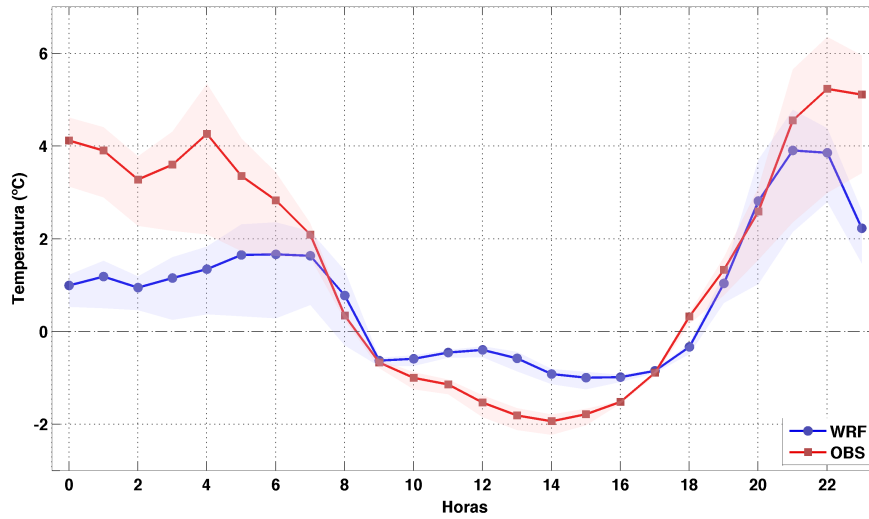


Figura A.3.13: Comparación de ciclos diarios de la estabilidad para la torre Calama Norte, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

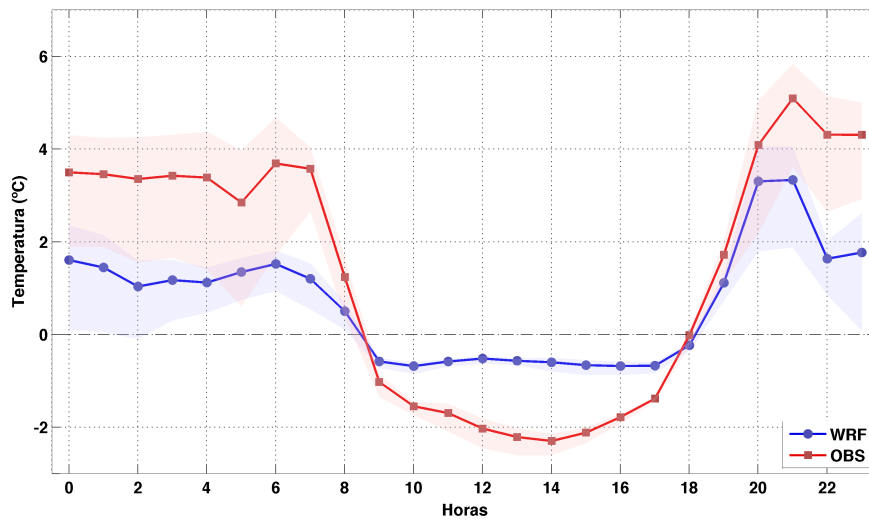


Figura A.3.14: Comparación de ciclos diarios de la estabilidad para la torre Sierra Gorda Este, entre los días 10 y 20 de agosto de 2012. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

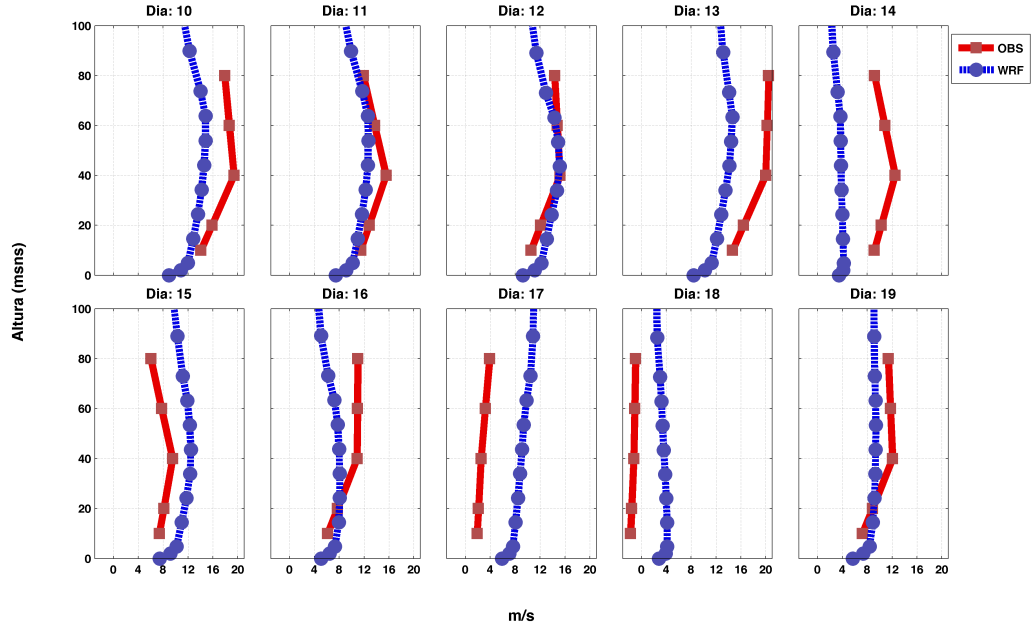


Figura A.3.15: Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la componente valle abajo del viento para la torre Calama Norte. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

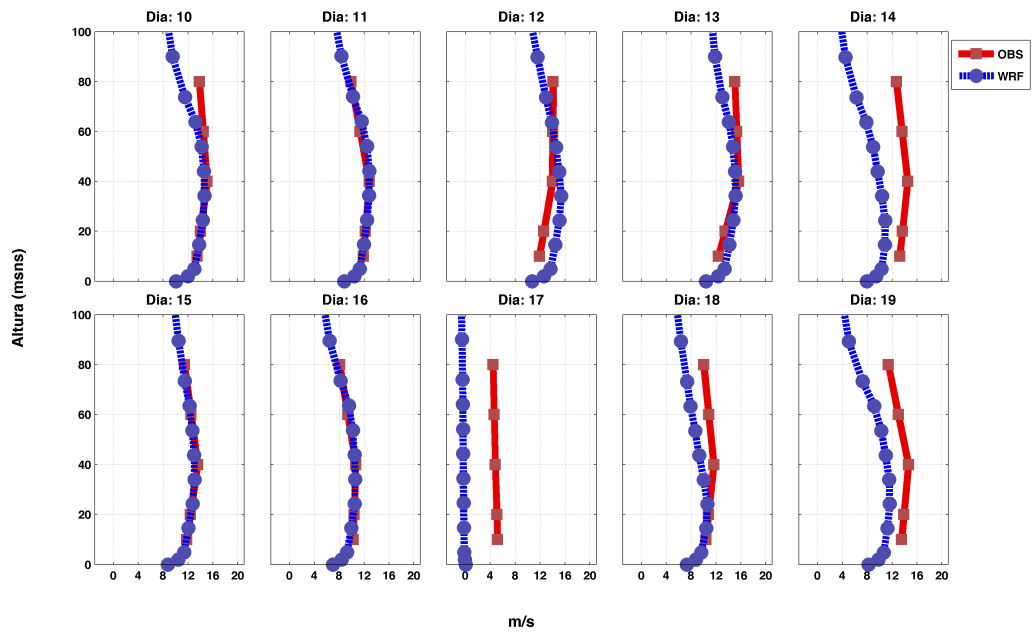


Figura A.3.16: Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la componente valle abajo del viento para la torre Sierra Gorda Este. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

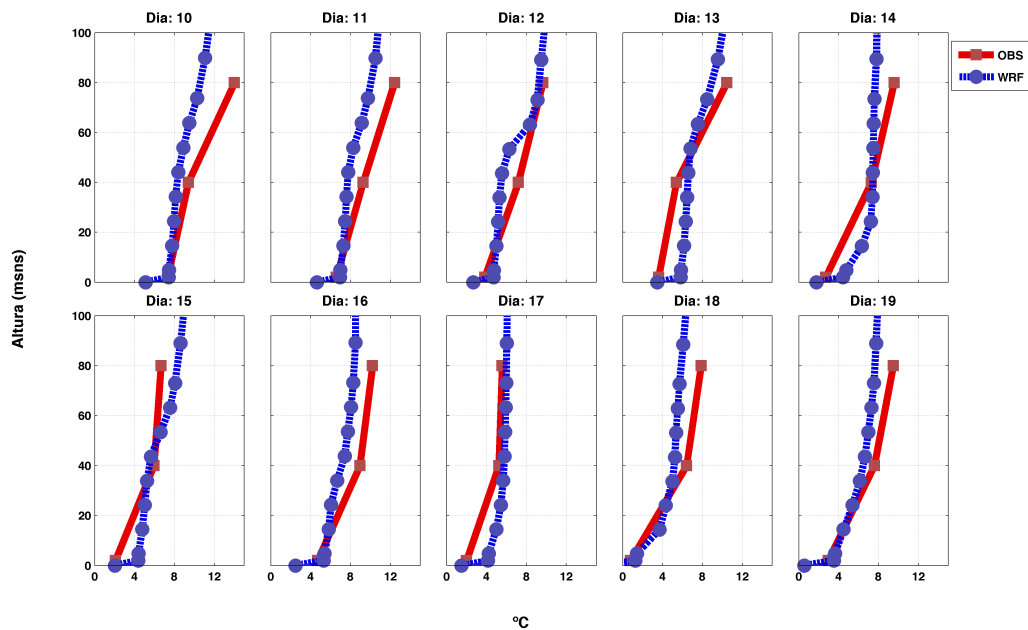


Figura A.3.17: Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la temperatura, para la torre Calama Norte. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

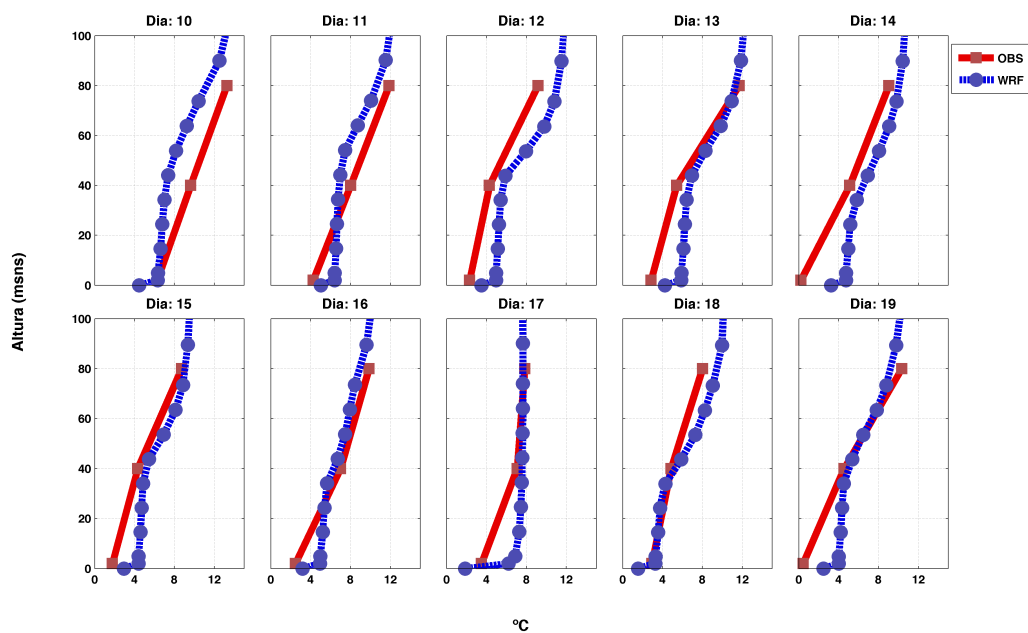


Figura A.3.18: Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la temperatura, para la torre Sierra Gorda Este. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

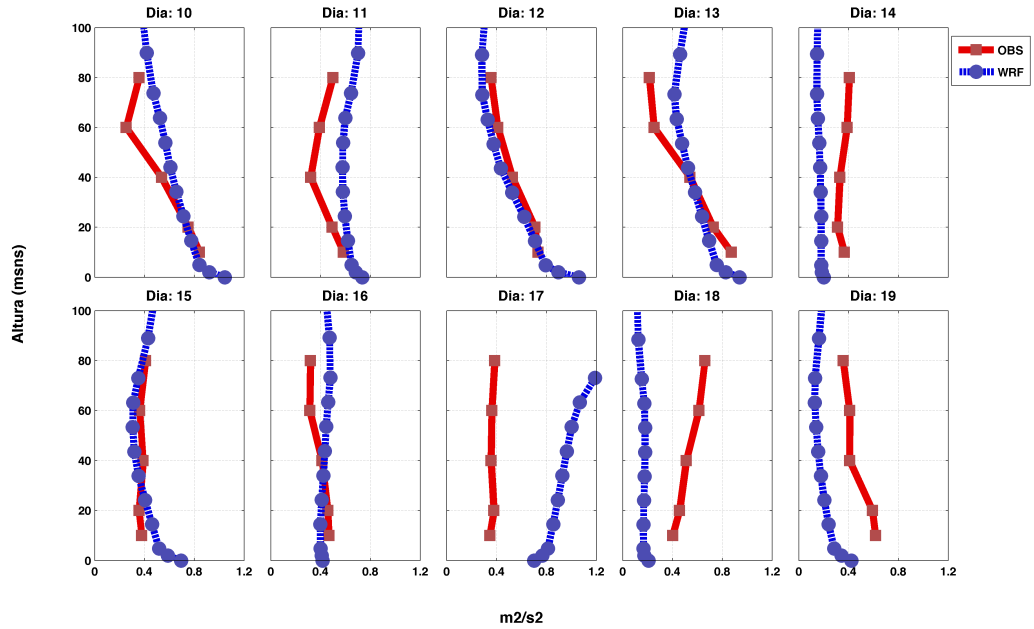


Figura A.3.19: Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la energía cinética turbulenta, para la torre Calama Norte. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

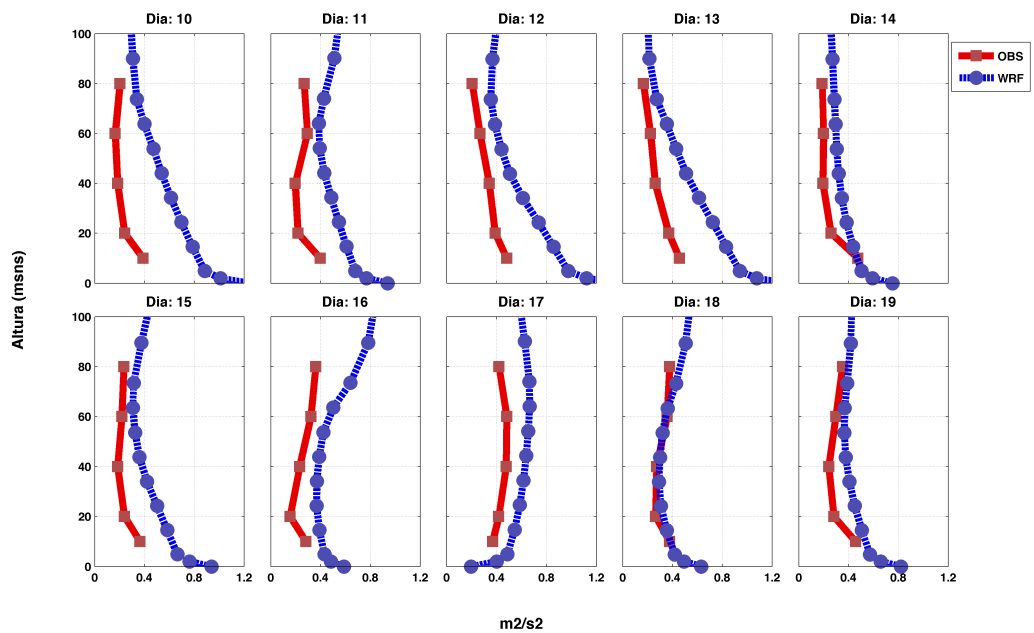


Figura A.3.20: Perfiles nocturnos medios para cada día de simulación de la energía cinética turbulenta, para la torre Sierra Gorda Este. Curva azul corresponde a serie modelada, en cambio, curva roja representa registro observacional.

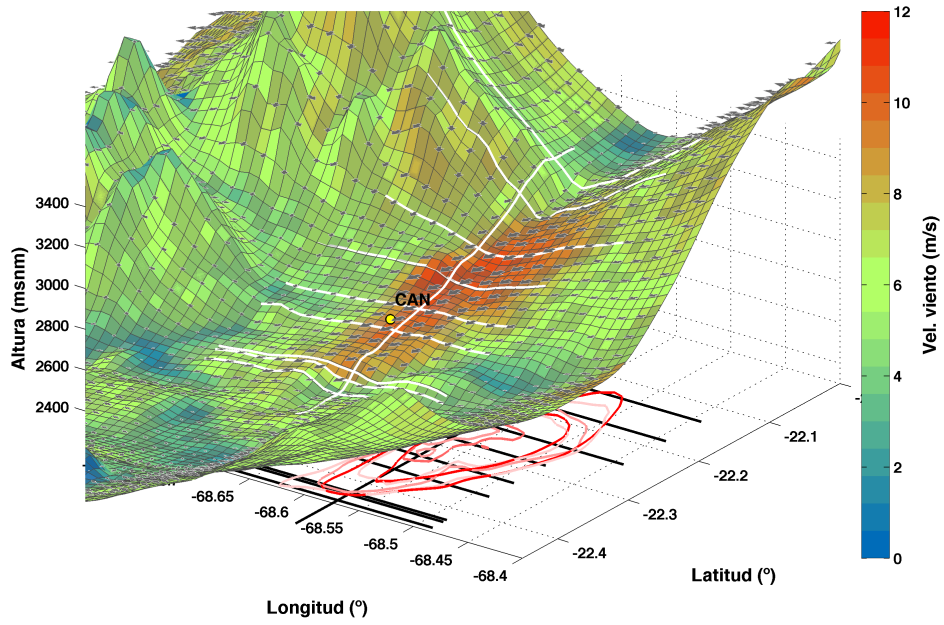


Figura A.3.21: Mapa con la topografía y el campo promedio de la intensidad del viento en 10 m sobre la superficie, para el valle donde se encuentra la estación de Calama Norte. Adicionalmente se indica con líneas blancas las zonas donde se realizaron cortes transversales y longitudinales, junto con contornos de velocidades superiores a $10 \left[\frac{m}{s} \right]$ (líneas rojas por debajo de la topografía).

Bibliografía

- Laurence Armi and Georg J. Mayr. The descending stratified flow and internal hydraulic jump in the lee of the Sierras. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(10): 1955–2011, 2011.
- F. K. Ball. The theory of strong katabatic winds. *Australian Journal of Physics*, 9:373 – 386, 1956.
- Jian Wen Bao, Sara A. Michelson, P. O. G. Persson, I.V. Djalalova, and J. M. Wilczak. Observed and WRF-simulated low-level winds in a high-ozone episode during the Central California Ozone Study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(9):2372–2394, 2008.
- P. Bougeault and P. Lacarrere. Parametrization of Orography - Induced Turbulence in a Mesobeta - Scale Model. *Monthly Weather Review*, 117:1872 – 1890, 1989.
- David H. Bromwich. Satellite Analyses of Antarctic Katabatic Wind Behavior, 1989. ISSN 0003-0007. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0493\(2003\)131%3C0733:FCTNSW%3E2.0.CO;2?prevSearch={&}searchHistoryKey=](http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0493(2003)131%3C0733:FCTNSW%3E2.0.CO;2?prevSearch={&}searchHistoryKey=).
- David H. Bromwich and Zhong Liu. An observational study of the katabatic wind confluence zone near siple coast, West Antarctica*. *Monthly Weather Review*, 124:462 – 477, 1996.
- Ariel E. Cohen, Steven M. Cavallo, Michael C. Coniglio, and Harold E. Brooks. A Review of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating Southeastern U . S . Cold Season Severe Weather Environments. *Weather and Forecasting*, 30:591–612, 2015.
- Dale R. Durran. Downslope Winds. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 1:644–650, 2003.
- Mark Falvey, Ricardo C. Muñoz, and Rainer Schmitz. Estudio y modelación de la zona de Sierra Gorda. Technical report, 2011.
- Evgeni Fedorovich and Alan Shapiro. Structure of numerically simulated katabatic and anabatic flows along steep slopes. *Acta Geophysica*, 57(4):981–1010, 2009.
- Hubert Gallée, Paul Pettré, and Guy Schayes. Sudden Cessation of Katabatic Winds in Adélie Land, Antarctica, 1996. ISSN 0894-8763.

- René D. Garreaud and Patricio Aceituno. Atmospheric Circulation and Climatic Variability. In *The Physical geography of South America*, chapter 3, pages 45–59. 2007.
- Günther Heinemann. The KABEG'97 field experiment: An aircraft-based study of Katabatic wind dynamics over the Greenland ice sheet. *Boundary-Layer Meteorology*, 93:75–116, 1999.
- Song-You Hong, Yign Noh, and Jimy Dudhia. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134:2318–2341, 2006.
- N. Huneus, L. Gallardo, and J. A. Rutllant. Offshore transport episodes of anthropogenic sulfur in northern Chile: Potential impact on the stratocumulus cloud deck. *Geophysical Research Letters*, 33(19):2–6, 2006.
- Martín Jacques-Coper, Mark Falvey, and Ricardo C. Muñoz. Inter-daily variability of a strong thermally-driven wind system over the Atacama Desert of South America: synoptic forcing and short-term predictability using the GFS global model. *Theoretical and Applied Climatology*, 2024(7):1–13, 2014.
- Zavisa I. Janjic. The Step - Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly Weather Review*, 122:927 – 945, 1994.
- John C. King, M. J. Varley, and T. A. Lachlan-Cope. Using satellite thermal infrared imagery to study boundary layer structure in an Antarctic Katabatic wind region. *International Journal of Remote Sensing*, 19(17):3335–3348, 1998.
- Rebecca Lindsey, David Herring, Mark Abott, Barbara Conboy, Wayne Esaias, Chris Justice, Michael King, Bob Murphy, Vince Salomonson, and Winnie Humberson. *MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*. 2001.
- Andrés Martínez. Análisis climatológico de la poza fría de Sierra Gorda. Technical report, 2015.
- Ricardo C. Muñoz, Rosa A. Zamora, and José A. Rutllant. The coastal boundary layer at the eastern margin of the southeast Pacific (23.4S, 70.4W): cloudiness-conditioned climatology. *Journal of Climate*, 24(2):1013–1033, 2011.
- Ricardo C. Muñoz, Mark Falvey, Marcelo Araya, and Martín Jacques-Coper. Strong Down-Valley Low-Level Jets over the Atacama Desert: Observational Characterization. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(12):2735–2752, 2013.
- Mikio Nakanishi and Hiroshi Niino. An Improved Mellor - Yamada Level - 3 Model: It's Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog. *Boundary-Layer Meteorology*, 119:397–407, 2006.
- Fong Ngan, Hyuncheol Kim, Pius Lee, Khalid Al-Wali, and Bright Dornblaser. A study of nocturnal surface wind speed overprediction by the WRF-ARW model in Southeastern Texas. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(12):2638–2653, 2013.

- Thomas H. Nylén, Andrew G. Fountain, and Peter T. Doran. Climatology of katabatic winds in the McMurdo dry valleys, southern Victoria Land, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 109:1 – 9, 2004.
- Tetsuo Ohata, Shun’ichi Kobayashi, Nobuyoshi Ishikawa, and Sadao Kawaguchi. Structure of the Katabatic Winds at Mizuho Station , East Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 90(D6):10,651 – 10,658, 1985.
- K. H. Papadopoulos and C. G. Helmis. Evening and morning transition of katabatic flows. *Boundary-Layer Meteorology*, 92(2):195–227, 1999.
- K. H. Papadopoulos, C. G. Helmis, A. T. Soilemes, J. Kalogiros, P. G. Papageorgas, and D. N. Asimakopoulos. The structure of katabatic flows down a simple slope. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 123:1581 – 1601, 1997.
- Thomas R. Parish. A Numerical Study of Strong Katabatic Winds over Antarctica. *Monthly Weather Review*, 112:545–554, 1984.
- José A. Rutllant and Pablo Ulriksen. Boundary-Layer Dynamics of the extremely arid northern part of Chile: The Antofagasta Field Experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, 17: 41–55, 1979.
- Suranjana Saha, Shrinivas Moorthi, Hua Lu Pan, Xingren Wu, Jiande Wang, Sudhir Nadiga, Patrick Tripp, Robert Kistler, John Woollen, David Behringer, Haixia Liu, Diane Stokes, Robert Grumbine, George Gayno, Jun Wang, Yu Tai Hou, Hui Ya Chuang, Hann Ming H. Juang, Joe Sela, Mark Iredell, Russ Treadon, Daryl Kleist, Paul Van Delst, Dennis Keyser, John Derber, Michael Ek, Jesse Meng, Helin Wei, Rongqian Yang, Stephen Lord, Huug Van Den Dool, Arun Kumar, Wanqiu Wang, Craig Long, Muthuvel Chelliah, Yan Xue, Boyin Huang, Jae Kyung Schemm, Wesley Ebisuzaki, Roger Lin, Pingping Xie, Mingyue Chen, Shuntai Zhou, Wayne Higgins, Cheng Zhi Zou, Quanhua Liu, Yong Chen, Yong Han, Lidia Cucurull, Richard W. Reynolds, Glenn Rutledge, and Mitch Goldberg. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8): 1015–1057, 2010.
- Susumu Shimada, Teruo Ohsawa, Saaya Chikaoka, and Katsutoshi Kozai. Accuracy of the Wind Speed Profile in the Lower PBL as Simulated by the WRF model. *Science Online Letters on the Atmosphere*, 7:109–112, 2011.
- William C. Skamarock, Joseph B. Klemp, Jimmy Dudhia, David O. Gill, Dale M. Barker, Michael G. Duda, Wei Wang, and Jordan G. Powers. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. 2005. ISBN NCAR/TN-468+STR. doi: 10.5065/D6DZ069T.
- William C. Skamarock, Joseph B. Klemp, Jimmy Dudhia, David O. Gill, Dale M. Barker, M.G. Duda, Xiang-Yu Huang, Wei Wang, and Jordan G. Powers. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Number June. 2008. ISBN NCAR/TN-468+STR. doi: 10.5065/D6DZ069T.
- Johanna C. Speirs, Daniel F. Steinhoff, Hamish A. McGowan, David H. Bromwich, and Andrew J. Monaghan. Foehn winds in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica: The origin

- of extreme warming events. *Journal of Climate*, 23(13):3577–3598, 2010.
- Brandon Storm, Jimy Dudhia, Sukanta Basu, Andy Swift, and Ian Giammanco. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: Implications for wind energy. *Wind Energy*, 12(1):81–90, 2008.
- Semion Sukoriansky, Boris Galperin, and Veniamin Perov. Application of a New Spectral Theory of Stably Stratified Turbulence to the Atmospheric Boundary Layer over Sea Ice. *Boundary-Layer Meteorology*, 117:231–257, 2005.
- M. R. Van den Broeke and N. P. M. Van Lipzig. Factors Controlling the Near-Surface Wind Field in Antarctica*. *Monthly Weather Review*, 131(4):733–743, 2003.
- Wei Wang, Cindy Bruyère, Michael G. Duda, Jimy Dudhia, David O. Gill, Michael Kavulich, Kelly Keene, Hui-Chuan Lin, John Michalakes, Syed Rizvi, Xin Zhang, Judith Berner, Kate Smith, Jonathan D. Beezley, Janice L. Coen, Jan Mandel, Hui Ya Chuang, Nicole McKee, Tricia Slovacek, and Jamie Wolff. *Weather Research and Forecasting - ARW V3 Modeling System User's Guide*. Mesoscale & Microscale Meteorology Division, 2015.
- C. David Whiteman. Observations of Thermally Developed Wind system in Mountainous Terrain. *Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr*, 45:5 – 42, 1990.
- C. David Whiteman. *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press, New York, 2000. ISBN 0195132718.
- Ye Yu, Xiaoming Cai, John C. King, and Ian A. Renfrew. Numerical simulations of katabatic flow in Coats Land, Antarctica. *Boundary-Layer Meteorology*, 114:413–437, 2005.