



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

VARIABILIDAD ESPACIAL DE TEMPERATURAS NOCTURNAS  
SOBRE LA CORDILLERA DE NAHUELUTA, ZONA CENTRO-SUR DE  
CHILE.

PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR AL GRADO  
DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

SERGIO LUIS GONZÁLEZ MOREIRA

PROFESOR GUÍA

RENÉ GARREAUD SALAZAR

COMISIÓN EVALUADORA

RICARDO MUÑOZ MAGNINO

ALDO MONTECINOS GULA

SANTIAGO DE CHILE

2015

## **Resumen**

La temperatura en terrenos complejos está controlada por elementos fisiográficos y por flujos que modifican los balances locales de energía, generando fuertes contrastes de temperatura. En esta investigación se analizó un contraste de temperatura entre estaciones ubicadas a similar altitud y un contraste entre laderas, observados sobre la cordillera de Nahuelbuta, centro-sur de Chile. Para esto, se utilizaron datos de temperatura registrados por la red de estaciones AFEX, imágenes MODIS y reanálisis. Además se modelaron las condiciones de mesoescala con el modelo WRF. Los resultados indican que WRF no captura totalmente la diferencia de temperatura entre estaciones ubicadas a similar altitud, pero sí el contraste de temperatura entre el sector sur y norte de la cordillera. Este contraste se originaría por la actividad ondulatoria, resultado de la interacción entre el viento sureste y la montaña. Esta onda está asociada a subsidencia, que sumado al contraste térmico tierra-mar, produce una diferencia de temperatura del aire entre el sector norte, más cálido y el sector sur, más frío. Esta diferencia de temperatura en altura se manifiesta en superficie por el flujo de calor desde estas capas superiores, que se ve favorecido por una intensificación del viento producido por la actividad ondulatoria.

## **Agradecimientos**

Deseo mostrar mi mas sincero agradecimiento a todas aquellas personas que me acompañaron en esta importante etapa de mi vida y que me ayudaron a finalizarla con éxito.

En primer lugar agradezco a mi familia por los años de comprensión y apoyo, en especial a mis abuelos por la acogida en su hogar durante el periodo de estudio.

A mis amigos de siempre, por distraerme, y a compañeros del magíster y oficina, algunos ahora amigos, por haber convertido mi regreso a la universidad en una experiencia estimulante e inolvidable.

Un agradecimiento muy especial a mi profesor guía René Garreaud por el conocimiento entregado, su tiempo, preocupación y la confianza en mi trabajo, además de brindarme la oportunidad de ser profesor auxiliar en una de sus asignaturas.

A los profesores Roberto Rondanelli, Maisa Rojas y Mark Falvey por brindarme la oportunidad de ser profesor auxiliar en sus respectivos ramos y permitirme profundizar y transmitir el conocimiento adquirido.

Un agradecimiento especial al profesor Ricardo Muñoz por la ayuda y gestiones realizadas durante estos tres últimos años.

Finalmente agradezco a la Comisión Nacional de Investigación de Científica y Tecnológica por financiar mis estudios.

## Tabla de contenido

<b>Tabla de Contenido</b>	<b>IV</b>
<b>Índice de Tablas</b>	<b>VI</b>
<b>Índice de Figuras</b>	<b>VII</b>
<b>1. Antecedentes Generales</b>	<b>1</b>
1.1. Gradientes verticales de temperatura . . . . .	1
1.2. Procesos que modifican el gradiente vertical de temperatura . . . . .	3
1.3. Variabilidad espacial de la temperatura sobre la cordillera de Nahuelbuta . . . . .	4
<b>2. Objetivos e Hipótesis</b>	<b>8</b>
<b>3. Área de Estudio, Datos y Modelación</b>	<b>10</b>
3.1. Área de Estudio . . . . .	10
3.2. Datos AFEX . . . . .	11
3.3. Datos MODIS . . . . .	12
3.4. Modelación de Condiciones de Mesoescala . . . . .	12
<b>4. Análisis observacional</b>	<b>16</b>
4.1. Episodios de contraste térmico . . . . .	16
4.2. Análisis de temperaturas de la red AFEX . . . . .	17
4.3. Análisis de temperaturas superficiales de MODIS . . . . .	22
<b>5. Análisis Sinóptico</b>	<b>29</b>

<b>6. Modelación</b>	<b>32</b>
6.1. Simulación del 20 de agosto de 2011 . . . . .	32
6.1.1. Temperatura superficial . . . . .	32
6.1.2. Vientos . . . . .	37
6.1.3. Variación vertical de vientos y temperatura potencial . . . . .	40
6.2. Enfriamiento nocturno . . . . .	42
6.3. Interacción viento-topografía . . . . .	50
6.3.1. Número de Froude y Estabilidad . . . . .	50
6.3.2. Parámetro de Scorer . . . . .	53
6.3.3. Regímenes en terreno sinusoidal . . . . .	53
6.3.4. Regímenes en una montaña solitaria . . . . .	55
6.3.5. No linealidades . . . . .	59
<b>7. Conclusiones y trabajos futuros</b>	<b>61</b>
7.1. Modelo conceptual . . . . .	61
7.2. Trabajos futuros . . . . .	64
<b>Bibliografía</b>	<b>66</b>
<b>Anexo 1</b>	<b>73</b>
<b>Anexo 2</b>	<b>75</b>
<b>Anexo 3</b>	<b>77</b>
<b>Anexo 4</b>	<b>82</b>
<b>Anexo 5</b>	<b>84</b>
<b>Anexo 6</b>	<b>88</b>
<b>Anexo 7</b>	<b>90</b>

## Índice de tablas

1.1. Gradientes verticales de temperatura reportados por estudios. Signo positivo indica disminución de la temperatura. . . . .	2
3.1. Estaciones meteorológicas de la red AFEX sobre la cordillera de Nahuelbuta. Estaciones comparadas entre líneas . . . . .	11
3.2. Opciones de esquemas de parametrización seleccionadas para cada ejecución del modelo WRF . . . . .	15
7.1. Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model. . . . .	78
7.2. Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model. . . . .	79
7.3. Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model. . . . .	80
7.4. Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model. . . . .	81

## Índice de figuras

1.1. Mapa topográfico de Cordillera de Nahuelbuta y ubicación de red de estaciones AFEX. . . .	5
1.2. Series de temperatura del aire (°C) de las estaciones Torre Arauco 1 (TNO), Escuela Trongol Alto (ETA), Torre Caramávida Norte (CAN) y Escuela Trongol Bajo (EBA) y precipitación en estación EBA . . . . .	6
1.3. Temperatura superficial (°C) obtenidas de MODIS para el 7 de julio de 2011 a las 05:55 UTC (línea negra delgada señala 500 m.s.n.m y línea negra gruesa señala 1000 m.s.n.m). . .	7
3.1. a) Dominio de la modelación con WRF de mayor resolución, b) Uso de Suelo, c) Albedo . .	13
4.1. Distribución de días según diferencias máximas de temperaturas alcanzadas en un día. . . .	17
4.2. Perfiles verticales de temperatura promedio de los 27 días de fuerte contraste térmico registrada por la red AFEX a diferentes horas del día (hora local). AFEX ZC=Zona norte de la cordillera, AFEX ZF= Zona sur de la cordillera. . . . .	18
4.3. Ciclo diario promedio de la diferencia de temperatura respecto de la temperatura de las 14:00 horas (18:00 UTC). . . . .	20
4.4. Perfiles verticales de temperatura promedio de los 19 días sin contraste térmico registrada por la red AFEX a diferentes horas del día (hora local). AFEX ZC=Zona norte de la cordillera, AFEX ZF= Zona sur de la cordillera. Línea azul indica gradiente adiabático húmedo .	21
4.5. Diagrama de dispersión entre temperatura del aire a 2 metros (°C) red AFEX y temperatura superficial MODIS en el horario de las imágenes MODIS tomadas en la madrugada (entre 5:00 UTC y 6:30 UTC). . . . .	22
4.6. Temperatura de la red AFEX y temperatura superficial MODIS 2 km a la redonda de la ubicación de las estaciones de la red AFEX las madrugadas con disponibilidad de imágenes MODIS. . . . .	23

4.7. Diferencia de temperatura TNO-ETA y CAN-EBA obtenida de la red AFEX, diferencia de temperatura obtenida de MODIS en la ubicación de las estaciones según GPS y diferencia entre la temperatura máxima dentro de un área 2 km a la redonda de las estaciones TNO y CAN y la temperatura mínima dentro de un área 2 km a la redonda de la ubicación de las estaciones ETA y EBA, en el horario de las imágenes MODIS durante la madrugada. . . . .	24
4.8. Compuesto (promedio) de la temperatura superficial de MODIS (°C) para los 6 días de análisis durante la madrugada. . . . .	26
4.9. EOF 1 del análisis de componentes principales para los 6 días de análisis. . . . .	27
4.10. a) Perfil vertical promedio de la temperatura superficial de MODIS (°C) y promedio de temperaturas del aire de la red AFEX, b) Ubicación de transectas . . . . .	28
5.1. Compuesto de Altura Geopotencial (m), Vector dirección del viento y Temperatura (K) de los 27 días con contraste térmico fuerte en la cordillera de Nahuelbuta. a) a 300 hPa, b) a 950 hPa. . . . .	30
5.2. Compuesto de Altura Geopotencial (m), Dirección de los vientos y Temperatura (°C) de los 19 días sin contraste térmico fuerte en la cordillera de Nahuelbuta. a) a 300 hPa, b) a 950 hPa. . . . .	31
6.1. Temperaturas (°C), 20 de agosto, 2011, 06:20 UTC (02:00 hora local), a) Temperatura superficial (LST) MODIS. b) Temperatura superficial (ST) obtenida con WRF model, c) Temperatura del aire a 2 metros sobre la superficie obtenida con WRF Model, d) Temperatura del aire a 26 metros (Nivel sigma 1) sobre la superficie obtenida con WRF Model. . . . .	33
6.2. Perfiles de temperatura superficial (°C) en zona cálida y zona fría obtenidos con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011 . . . . .	34
6.3. Temperatura de la red AFEX y temperatura superficial WRF 4 km a la redonda de la ubicación de las estaciones de la red AFEX, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011 . . . . .	35
6.4. Diferencia de temperatura TNO-ETA y CAN-EBA obtenida de la red AFEX, diferencia de temperatura obtenida de WRF en la ubicación de las estaciones según GPS y diferencia entre la temperatura máxima dentro de un área 5 km a la redonda de las estaciones TNO y CAN y la temperatura mínima dentro de un área 5 km a la redonda de la ubicación de las estaciones ETA y EBA obtenidas con WRF, a las 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011 . . . . .	36



6.5. a) Temperatura superficial (°C) y dirección de los vientos a 10 metros sobre la superficie, b) Magnitud (m/s) y dirección del viento horizontal a 10 metros sobre la superficie. Datos obtenidos de la simulación con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011 . . . . .	38
6.6. a) Magnitud (m/s) y dirección del viento horizontal del viento a 700 m.s.n.m., b) Magnitud (m/s) y dirección del viento horizontal del viento a 1200 m.s.n.m. Datos obtenidos de la simulación con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011 . . . . .	39
6.7. Temperatura a 2 metros de la superficie (°C), 20 de agosto, 06:30 UTC y ubicación de transecta para visualización de variación vertical de variables . . . . .	40
6.8. a) Magnitud de velocidad del viento y Vector resultante entre componente meridional y vertical, b) Temperatura Potencial (K), c) Temperatura del aire (°C). Datos obtenidos de la simulación con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011 . . . . .	41
6.9. a) Temperatura Superficial (LST) MODIS (°C), 15:05 UTC (12:06 hora local), b) Tempe- ratura superficial (ST) obtenida con WRF model (°C), 15:00 UTC (12:00 hora local), 19 de agosto, 2011. . . . .	43
6.10. a) Temperatura Superficial WRF model (°C), b) Temperatura del aire a 2 metros, WRF model (°C), 19:00 UTC (15:00 hora local), 19 de agosto, 2011. . . . .	44
6.11. a) Variación temporal de temperaturas (°C), obtenidas con WRF en 4 puntos del dominio, desde las 16:00 UTC del 19 de agosto hasta las 07:00 UTC del 20 de agosto, 2011. b) Temperatura a 2 metros de la superficie y ubicación de los puntos. . . . .	45
6.12. a) Temperatura superficial a las 22:00 UTC (19:00 hora local), 19 de agosto (°C), b) Dife- rencia de temperatura superficial (°C), c) Corte transversal de diferencia de temperatura del aire (°C), obtenidas con WRF model. Las diferencias fueron calculadas entre las 06:30 UTC (hora aproximada de imagen MODIS), del 20 de agosto y las 22:00 UTC, del 19 de agosto. .	47
6.13. a) Relación magnitud promedio de velocidad del viento y diferencia de temperatura super- ficial de WRF model entre las 06:30 UTC, 20 de agosto y 22:00 UTC, 19 de agosto. b) Intercepto de la ecuación lineal que intercepta cada punto y el eje Y con una pendiente de 0.75. . . . .	48

6.14. Flujo de calor sensible entre la capa superficial y el primer nivel sigma obtenido con WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto de 2011. El signo negativo indica flujo desde arriba hacia abajo. . . . .	49
6.15. Parámetros termodinámicos calculados a partir de los resultados de WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011. a) Frecuencia de Brunt-Väisälä ( $\ast 10^{-4}$ ), b) Número de Froude, c) Parámetro de Scorer ( $\ast 10^4$ ). Frecuencia de Brunt-Väisälä y Número de Froude elevados a 2 para eliminar términos complejos. . . . .	52
6.16. a) Ondas evanescentes ( $k^2 > l^2$ ), b) Ondas de propagación vertical ( $l^2 > k^2$ ), (Figura 5.1, Lin (2007)) . . . . .	55
6.17. Perturbación de magnitud de velocidad del viento obtenido con WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011. . . . .	56
6.18. a) Líneas de corriente cuando $Ua \gg N$ , b) Líneas de corriente cuando $Ua \ll N$ , (Figura 5.3, Lin (2007)) . . . . .	57
6.19. a) Magnitud de velocidad del viento en la tropósfera, b) Temperatura potencial en la tropósfera, obtenidos con WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011. . . . .	58
6.20. Número de Richardson Bulk calculados a partir de los resultados de WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011. . . . .	60
7.1. Modelo conceptual propuesto para explicar contraste térmico en cordillera de Nahuelbuta. Los sectores marcados con C son cálidos. . . . .	62
7.2. Comparación de series de temperatura del aire registradas por las estaciones de la red AFEX ubicadas cerca de los 700 metros de altitud (TNO, ETA, CAN y EBA). . . . .	74
7.3. Comparación de series de temperatura del aire registradas por las estaciones de la red AFEX ubicadas a similar altitud . . . . .	76
7.4. Compuesto (promedio) de la temperatura superficial de MODIS ( $^{\circ}\text{C}$ ) para los 21 días de análisis durante la madrugada. . . . .	83
7.5. Temperaturas superficiales ( <i>Land surface temperature</i> ) obtenidas de MODIS y Temperaturas superficiales ( <i>Land Skin temperature</i> ) obtenidas con el modelo WRF. . . . .	85
7.6. Temperaturas superficiales ( <i>Land surface temperature</i> ) obtenidas de MODIS y Temperaturas superficiales ( <i>Land Skin temperature</i> ) obtenidas con el modelo WRF. . . . .	86

7.7. Temperaturas superficiales (*Land surface temperature*) obtenidas de MODIS y Temperaturas superficiales (*Land Skin temperature*) obtenidas con el modelo WRF. . . . . 87



# Capítulo 1

## Antecedentes Generales

### 1.1. Gradientes verticales de temperatura

La distribución espacial de la temperatura es un insumo relevante para variados estudios ecosistémicos (Mwalusepo et al., 2015; Sproull et al., 2015; Oke y Thompson, 2015; Kusch, 2015; He et al., 2015), glaciológicos (Anslow et al., 2008; Arnold et al., 1996; Brock et al., 2000) e hidrológicos (Hock, 2003). Una forma de obtener la distribución espacial de la temperatura es utilizar una red de sensores espaciados según las necesidades de la investigación y la dinámica en estudio (Lundquist y Cayan, 2007; Zhang et al., 2015). Sin embargo, en terrenos complejos como una montaña o un valle profundo, el uso de estaciones meteorológicas no constituye un método siempre factible, debido a los problemas logísticos y al elevado costo económico que implica disponer e instalar numerosos sensores.

Frente a esta situación, el uso de información satelital puede constituir un buen método para cuantificar la distribución espacial de la temperatura (Benali et al., 2012; Lai et al., 2012; Fu et al., 2011; Yan-long et al., 2015). Sin embargo, además de poseer restricciones temporales y espaciales, esta metodología está sometida a las incertezas que implica utilizar una medición indirecta de una variable.

Un método muy utilizado para obtener la distribución espacial de la temperatura en terrenos complejos sin el uso de una extensa red de estaciones meteorológicas o información satelital es el análisis topoclimatológico, el cual tiene como objetivo estimar la magnitud de variables meteorológicas a partir de

parámetros topográficos (Díaz et al., 2011; Dobrowski et al., 2009). El procedimiento más simple consiste en seleccionar la temperatura registrada en un punto cercano al de interés y corregir esta temperatura asumiendo un gradiente vertical de temperatura, asumiendo que el principal factor que determina la temperatura es la altitud. Típicamente se ha utilizado este procedimiento asumiendo gradientes verticales teóricos que grafican una disminución de la temperatura con la altitud (Hamlet y Lettenmaier, 2005; Bolstad et al., 1998; Dodson y Marks, 1997; He et al., 2015).

Algunas investigaciones reportan gradientes verticales de la temperatura superficial y/o a 2 metros cercanos a un gradiente vertical teórico como el adiabático húmedo (Ayala et al., 2015; Blandford et al., 2008), pero lo esperable es que la variación de la temperatura con la altitud del terreno difiera de valores teóricos, tal como se muestra en la Tabla 1.1. Junto con la desviación de los valores reportados respecto de valores teóricos, también es esperable que los gradientes de temperatura no sean uniformes, presentando fenómenos como las inversiones térmicas (Pepin y Kidd, 2006; Rolland, 2003; Kattel et al., 2013).

Otra forma de corregir la temperatura con la altura consiste en utilizar el gradiente vertical medido en la atmósfera libre, a una distancia del terreno elevado. A pesar de que algunos trabajos muestran que la variación de la temperatura superficial (o a 2 metros) con la altitud del terreno puede ser similar al gradiente vertical del aire medido en la atmósfera circundante (Acevedo y Fitzjarrald, 2001; McCutchan, 1983), lo

Tabla 1.1: Gradientes verticales de temperatura reportados por estudios. Signo positivo indica disminución de la temperatura.

Lugar	Magnitud del gradiente vertical (°C/km)	Referencia
Apalaches	entre 4 y 10	Bolstad et al. (1998)
Montañas de Taiwan	entre 4.9 y 5.6	Guan et al. (2015)
Himalayas	entre 3.2 y 5.4	Bandyopadhyay et al. (2014)
Himalayas centrales	entre 4 y 10	Kattel et al. (2013)
Monte Taibai, China	3.4 ladera norte y 5 en las laderas sur	Tang y Fang (2006)
Alpes	entre 5.4 y 5.6	Rolland (2003)
Cordillera de las Cascadas	entre 3.9 y 5.2	Minder et al. (2010)

esperable es que estos gradientes verticales sean diferentes debido a fenómenos como las piscinas de aire frío (*cold pool*) o por el tipo de superficie (LeMone et al., 2003; Mahrt, 2006; Marshall et al., 2007).

Procedimientos más sofisticados para interpolar la temperatura a una altitud del terreno, pero de carácter empírico, utilizan redes neuronales (Philippopoulos et al., 2015; AntoniĆ et al., 2001), regresiones múltiples (Chuanyan et al., 2005; Gouvas et al., 2011), ajustes polinómicos a partir de diversas variables como la latitud, longitud, elevación y exposición (Bolstad et al., 1998; Lookingbill y Urban, 2003) y modelos que requieren de redes de sensores (Stahl et al., 2006). Por ejemplo, Chung y Yun (2004) elaboraron un modelo de interpolación de la temperatura a partir de una pequeña red de estaciones. En este caso, se consideró que la topografía afecta la exposición solar, y por lo tanto, la irradiancia solar. De esta forma se obtiene la temperatura de un punto corrigiendo la irradiancia según la topografía.

## **1.2. Procesos que modifican el gradiente vertical de temperatura**

En terrenos complejos, los gradientes verticales de temperatura superficial (y/o a menos de 2 metros de la superficie), presentan una alta variabilidad espacial y temporal (Kirchner et al., 2013). Dobrowski et al. (2009) mostró que alrededor del 20-30 % de la variabilidad espacial de la temperatura en las montañas del lago Tahoe (California y Nevada) se origina por elementos fisiográficos de la zona de estudio y que el resto es explicado por la condición sinóptica. Entre los elementos fisiográficos primarios encontramos la exposición, la pendiente y el tipo de superficie. Por ejemplo, en el Hemisferio Sur (Norte), las laderas norte (sur) reciben más radiación que las laderas sur, lo que afecta sobre todo a la magnitud de la temperatura máxima (Barry, 1992).

Los contrastes de temperatura en una montaña generan flujos de aire que pueden modificar el gradiente vertical de temperatura en una ladera. Los vientos catabáticos son un ejemplo de este forzamiento termal, originándose por el enfriamiento radiativo cerca de la superficie (Manins y Sawford, 1979), siendo muy comunes en regiones montañosas nevadas y glaciares. Ayala et al. (2015), mostró que estos vientos modifican los gradientes de temperatura sobre glaciares al producir calentamiento en zonas de baja altitud.

Otra parte de variabilidad de los gradientes de temperatura puede resultar de procesos de mesoescala

originados por interacción entre topografía y flujos de aire. Estos procesos modifican la relación altitud-temperatura dada por una determinada condición sinóptica ya que alteran el balance de energía en un sitio. El tipo de fenómeno que resultará de la interacción entre un flujo de aire y la topografía depende de 3 factores: las características de la topografía, la naturaleza del flujo incidente y la condición de estabilidad del ambiente (Whiteman, 2000).

En un ambiente inestable o neutral un flujo de aire ascenderá y sobrepasará una montaña, pero en un ambiente estable el comportamiento de la atmósfera dependerá de la velocidad del flujo incidente y la altura de la barrera. Si la barrera es muy alta o la velocidad del viento es muy baja el flujo de aire incidente se estancará (si la cuenca es muy cerrada) o rodeará la montaña (Lin, 2007). El estancamiento bajo condiciones de fuerte estabilidad inhibe la mezcla vertical de aire, lo que favorece el enfriamiento (Clements et al., 2003). En tanto, cuando el flujo se separa para rodear el obstáculo pueden formarse vórtices que favorecen la mezcla (Lin, 2007). Si la barrera tiene baja altitud o la velocidad del flujo de aire incidente es alta, el aire puede pasar sobre la montaña y formará ondas de gravedad, las que se pueden propagar o romper (*Wave Breaking*). Estos procesos pueden ir acompañados de un aumento de la velocidad del viento y subsidencia en la ladera a sotavento, los cuales se traducen en calentamiento (Durrán, 1990). En general un flujo incidente en condiciones de estabilidad presentará los 2 comportamientos, es decir, la parte baja de éste rodeará la montaña o se estancará y la parte superior logrará ascender sobre el macizo. El límite vertical en que se presenta uno u otro comportamiento depende del número de Froude (Lin, 2007).

A los procesos descritos pueden sumarse las circulaciones valle-montaña, costa-montaña, los bloqueos y los flujos canalizados. Así, la enorme variedad de procesos que afectan el gradiente vertical de temperatura en un terreno complejo convierte a la meteorología de montaña en un campo interesante de estudio y en un verdadero reto al desarrollo de metodologías para su estudio.

### **1.3. Variabilidad espacial de la temperatura sobre la cordillera de Nahuelbuta**

Un caso interesante de variabilidad espacial de la temperatura en un terreno complejo es el caso de la cordillera de Nahuelbuta, tramo de la cordillera de la costa que se extiende entre 37.0°S y 38.5°S, zona



centro sur de Chile (Figura 1.1). Debido a su ubicación, aislada de otras grandes alturas de la cordillera de la costa, es posible suponer que este macizo está menos expuesto a circulaciones de mesoescala provenientes de otras elevaciones, lo que de cierta forma simplifica el análisis para comprender las interacciones que se dan entre topografía y variables meteorológicas.

La revisión de las series de temperatura del aire registradas por una red de estaciones instalada con el objeto de estudiar la precipitación orográfica (Garreaud et al., 2011), reveló importantes diferencias de temperaturas (más de 10°C) entre estaciones ubicadas cerca de los 700 metros, las noches sin precipitación, tal como lo muestra la Figura 1.2. Por ejemplo, se puede observar que en horario diurno, entre el 3 y 8 de julio (184 y 189 en calendario juliano), las estaciones Torre Arauco 1 (TNO) y Torre Caramávida Norte (CAN), ubicadas a 731 m.s.n.m. y a 760 m.s.n.m, respectivamente, presentan diferencias de temperaturas entre los 2 y 3°C con respecto de las estaciones Escuela Trongol Alto (ETA) y El Bajo (EBA), ubicadas a 750 m.s.n.m. y 763 m.s.n.m., respectivamente. En horario nocturno, esta diferencia de temperatura se amplía a 10°C, presentándose temperaturas mucho mas bajas en las estaciones ETA y EBA.

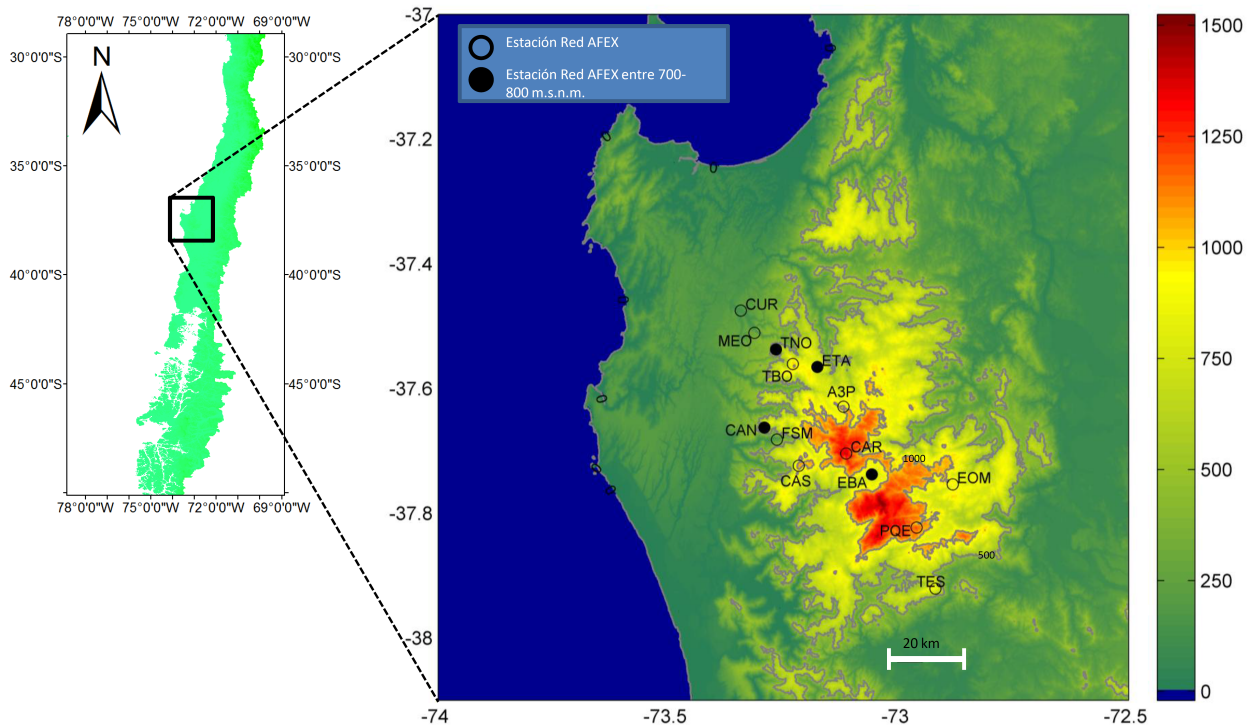


Figura 1.1: Mapa topográfico de Cordillera de Nahuelbuta y ubicación de red de estaciones AFEX.

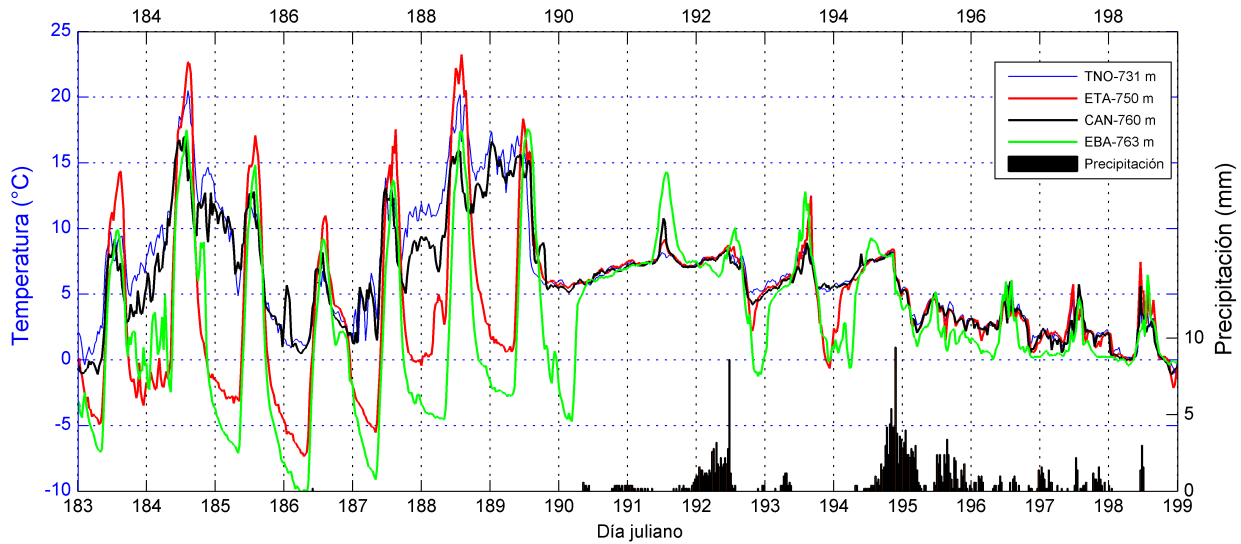


Figura 1.2: Series de temperatura del aire (°C) de las estaciones Torre Arauco 1 (TNO), Escuela Trongol Alto (ETA), Torre Caramávida Norte (CAN) y Escuela Trongol Bajo (EBA) y precipitación en estación EBA

La revisión de las imágenes de temperatura superficial (*Land Surface Temperature o LST*) obtenidas con el espectroradiómetro de imágenes de media resolución (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer o MODIS*), los días en que se detectan las diferencias sustanciales de temperatura del aire en las estaciones, muestra un fuerte contraste de temperatura entre las laderas norte y sur de macizo, así como un patrón de variación vertical diferente. Como ejemplo, la madrugada del 7 de julio de 2011 (Figura 1.3), día juliano 188 en Figura 1.2, se observa que el sector norte de la cordillera es más cálido que el sector sur. Además, el sector oeste y norte de la cordillera presentan una zona de inversión térmica entre los 300 metros y los 800 metros. Estas características no se observan en el sector sur.

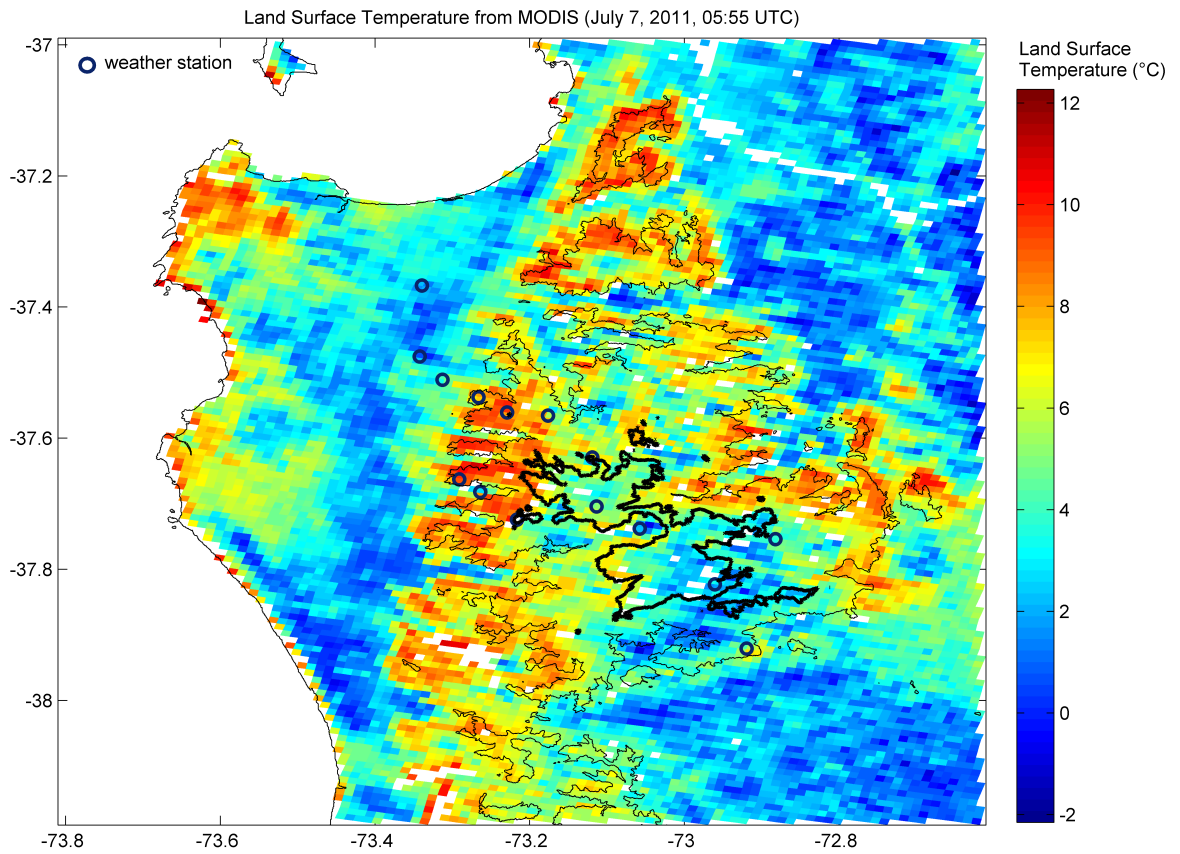


Figura 1.3: Temperatura superficial (°C) obtenidas de MODIS para el 7 de julio de 2011 a las 05:55 UTC (línea negra delgada señala 500 m.s.n.m y línea negra gruesa señala 1000 m.s.n.m).

## Capítulo 2

# Objetivos e Hipótesis

El objetivo general es:

- Analizar la variabilidad espacial de la temperatura nocturna sobre la cordillera de Nahuelbuta.

Los objetivos específicos de la presente investigación son:

- Caracterizar la variabilidad espacial de las temperaturas nocturnas sobre la cordillera de Nahuelbuta los días de fuerte contraste térmico.
- Identificar los factores que explican el fuerte contraste térmico nocturno en la cordillera de Nahuelbuta.
- Evaluar el desempeño del modelo WRF respecto de la temperatura en los eventos de fuerte contraste térmico sobre la cordillera de Nahuelbuta.

Las hipótesis del presente estudio son:

- Los eventos de fuerte contraste térmico nocturno durante invierno sobre la cordillera de Nahuelbuta ocurren bajo una condición en que el Anticiclón del Pacífico se encuentra intenso, presentando un área de influencia que abarca latitudes superiores a  $37.0^{\circ}\text{S}$ .
- La variabilidad espacial de las temperaturas en los eventos de fuerte contraste térmico nocturno sobre la cordillera de Nahuelbuta está controlada por el enfriamiento radiativo y por flujos de montaña.

Las hipótesis alternativas son:

- Los eventos de fuerte contraste térmico nocturno sobre la cordillera de Nahuelbuta no está asociada a ninguna condición sinóptica específica, dependiendo solo de elementos de mesoescala.
- La variabilidad espacial de las temperaturas en los eventos de fuerte contraste térmico nocturno sobre la cordillera de Nahuelbuta está controlada por un calentamiento diferencial durante el día.

## Capítulo 3

# Área de Estudio, Datos y Modelación

### 3.1. Área de Estudio

El área de estudio corresponde a la cordillera de Nahuelbuta. Este tramo de la cordillera de la costa se extiende desde los ríos Biobío ( $37.0^{\circ}\text{S}$ ) e Imperial ( $38.5^{\circ}\text{S}$ ), en la región del Biobío y la región de la Araucanía, zona centro-sur de Chile (Figura 1.1 a)). La cordillera de Nahuelbuta contiene las elevaciones más altas de la cordillera de la costa al sur de  $33^{\circ}\text{S}$  y posee dos máximos de altura, uno de 1350 y otro de 1280 m.s.n.m. Su forma es aproximadamente elíptica, con su eje mayor de unos 180 km, orientados en la dirección norte-sur y su eje menor de unos 100 km en la dirección este-oeste (Garreaud et al., 2011). Al noroeste de la cordillera las elevaciones son bajas y cerca de  $36.7^{\circ}\text{S}$  se encuentra el Golfo de Arauco. El ascenso hasta las cumbres de la cordillera no es uniforme, presentándose depresiones cerradas y valles en todas las direcciones. Al oeste de la cordillera se presentan terrazas de menos de 200 metros inclinadas hacia el Océano Pacífico y al este se halla la depresión intermedia con una altura cercana a 300 m.s.n.m.

La cordillera de Nahuelbuta presenta un clima templado lluvioso con una estación lluviosa extendida desde principios de otoño a fines de primavera. Por su latitud, se encuentra en la trayectoria de los ciclones que se originan por las inestabilidades baroclínicas, lo que implica que durante los meses de otoño-invierno está expuesta a los sistemas frontales que producen una precipitación cercana a 3000 mm/año.

Tabla 3.1: Estaciones meteorológicas de la red AFEX sobre la cordillera de Nahuelbuta. Estaciones comparadas entre líneas

Código	Nombre de la estación	Altura (m.s.n.m.)
CUR	Curanilahue	137
FSM	Fundo Santa Marta	195
MEO	MEO1	310
TNO	Torre Arauco 1	731
ETA	Escuela Trongol Alto	750
CAN	Torre Caramávida Norte	760
EBA	El Bajo	763
TES	Torre El Sauce	862
EOM	Escuela Oscar Muñoz	907
TBO	Torre Bomberos	994
A3P	Alto tres pinos	1044
CAS	Torre Caramávida Sur	1071
PQE	Parque Este	1177
CAR	Cerro Alto Arauco	1382

### 3.2. Datos AFEX

La presente investigación utilizó datos de temperatura del aire registrados por 13 termo-pluviómetros y una estación Vaisala (Torre Bomberos), los que constituyen la red AFEX. La ubicación de las estaciones en la cordillera de Nahuelbuta se presentan en la Figura 1.1. La identificación de cada estación, con su altura respecto del nivel del mar se presenta en la Tabla 3.1. Los datos presentan una resolución temporal de 30 minutos y el período de medición comprendido es variable de acuerdo a cada estación, pero fluctúan desde mayo a noviembre del año 2011. Se trabajó con los datos entre el 24 de junio de 2011 a las 8:30 hora local y el 25 de septiembre de 2011 a las 17:00 hora local, que corresponde al período en que las 13 estaciones presentan registro continuo.

### **3.3. Datos MODIS**

Para cada grupo de días también se determinó la disponibilidad de imágenes obtenidas del espectroradiómetro de imágenes de media resolución (MODIS). La existencia de estas imágenes sobre el área de estudio señala que se trata de días sin nubosidad. El espectroradiómetro es un radiómetro que captura datos en 36 bandas espectrales entre  $0.4 \mu\text{m}$  y  $14.4 \mu\text{m}$  y que se encuentra a bordo del satélite Terra. Entre sus productos está el MOD11\_L2 (disponibles online en <http://reverb.echo.nasa.gov/>), que entrega la temperatura superficial (LST) con una resolución aproximada de 1 km en el nadir con un 95 % de confianza y que es obtenida a partir de las bandas 31 y 32. Los algoritmos de obtención de la LST se presentan en Wan y Dozier (1996) y Wan (1999). Validaciones de este producto puede encontrarse en los trabajos de Wan (2008), Wan et al. (2004), Coll et al. (2005), Wang et al. (2008). La exactitud de los valores de LST según estos estudios es menor a  $1^\circ\text{C}$ . Se trabajó con los 2 productos diarios (uno durante el día y otro durante la noche) para el periodo comprendido entre mayo y septiembre de 2011. Los días con disponibilidad de imagen MODIS en el período de trabajo se presentan en el Anexo 3.

### **3.4. Modelación de Condiciones de Mesoescala**

Las condiciones de mesoescala fueron modeladas con el *Weather Research and Forecasting Model* o *WRF model*, en su versión 3.5 (<http://www.wrf-model.org>). Este modelo fue desarrollado por el National Center for Atmospheric Research (NCAR) en conjunto con otros organismos y es utilizado para pronóstico e investigación. WRF es un modelo no hidrostático, que trabaja en una atmósfera compresible. Esta formulado con una coordenada vertical sigma (que sigue la topografía) y en una grilla horizontal Arakawa-C, es decir, donde los campos de viento son calculados en una grilla, no en su centro.



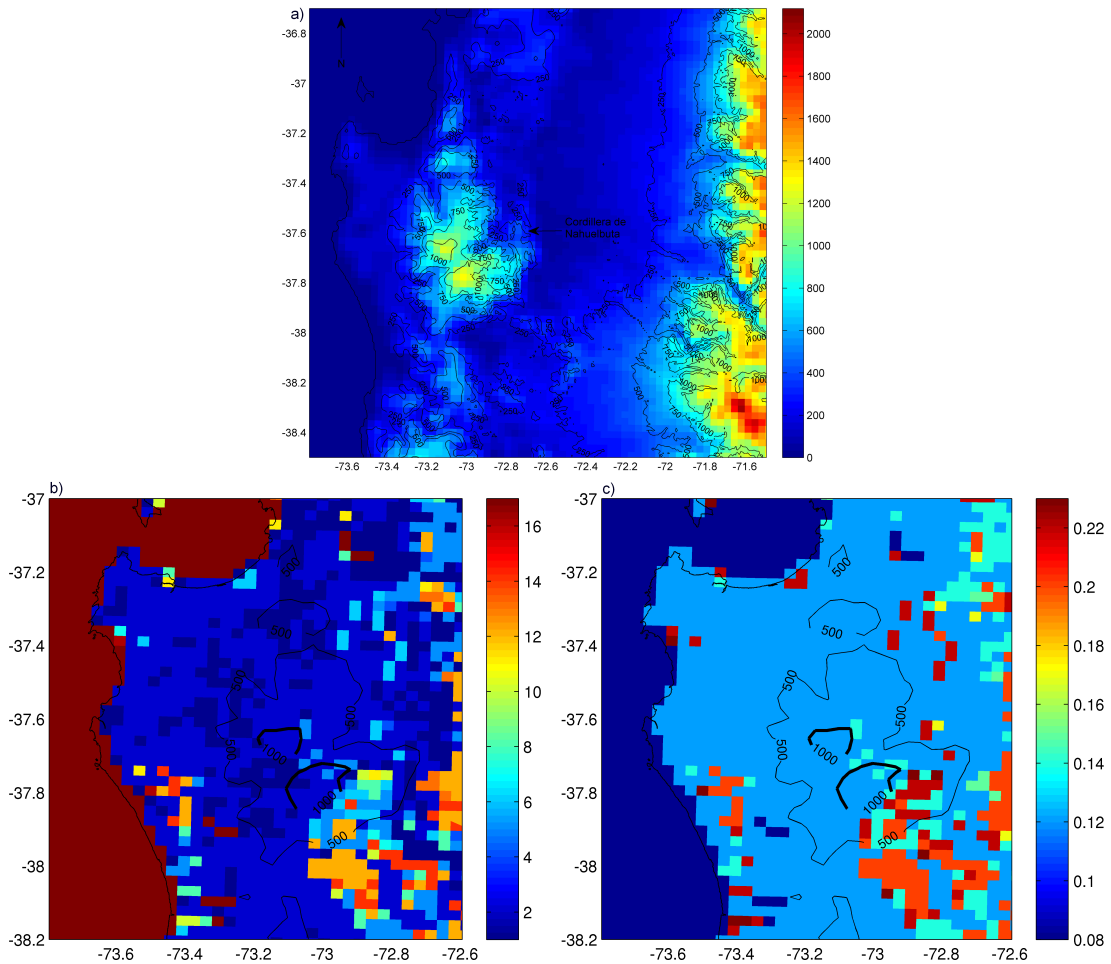


Figura 3.1: a) Dominio de la modelación con WRF de mayor resolución, b) Uso de Suelo, c) Albedo

El modelo parametriza la microfísica de nubes, radiación, física del suelo y la capa límite atmosférica, esta última, dividiendo las parametrizaciones en aquellas que describen procesos de la capa límite planetaria y aquellos procesos de la capa superficial. El modelo integra las ecuaciones de movimiento del aire y utiliza las parametrizaciones físicas para resolver procesos de subgrilla.

Las modelaciones fueron realizadas para los días en que se disponía de imágenes MODIS (Anexo 3) junto con registros de temperatura del aire de la red AFEX, es decir, para el 25 y 26 de junio, 3 y 7 de julio, 19 y 20 de agosto de 2011. Las simulaciones fueron realizadas a partir de las 00:00 UTC del día anterior al día de análisis (aproximadamente 30 horas antes de la hora de la imagen MODIS) hasta las 00:00 UTC del día posterior. Se trabajó con un dominio madre y 2 dominios anidados. El dominio de mayor resolución

fue centrado en la cordillera de Nahuelbuta (Figura 3.1) y tiene una resolución de 3 km. Las condiciones iniciales y de borde fueron obtenidas a partir de los reanálisis NCEP FNL. Se trabajó con 30 niveles sigma verticales (Skamarock et al., 2005) y se utilizaron las parametrizaciones que se presentan en la Tabla 3.2.

Finalmente, para la modelación y para el análisis sinóptico se utilizaron los reanálisis NCEP FNL (GFS finales disponibles online en <http://rda.ucar.edu/>), cuya resolución es 1° latitud por 1° de longitud.

Se utilizó el uso de suelo MODIS, el que contempla 20 categorías de uso de suelo. Como se puede observar en la Figura 3.1 b), en la cordillera de Nahuelbuta priman principalmente las categorías 1,2 y 5 las que corresponden a bosques de coníferas, siempreverde de hoja ancha y bosque mixto. Al ser todos usos de suelos forestales, las propiedades de ellos, como el albedo, son similares. Esto asegura que los resultados obtenidos tengan más independencia respecto del uso del suelo.

Tabla 3.2: Opciones de esquemas de parametrización seleccionadas para cada ejecución del modelo WRF

Física	Parametrización	Referencia
mp_physics (microfísica)	WSM3 scheme	Hong et al. (2004)
ra_lw_physics (Radiación de onda larga)	RRTM scheme	Mlawer et al. (1997)
ra_sw_physics (Radiación de onda corta)	Dudhia scheme	Dudhia (1989)
sf_sfclay_physics (Física de capa superficial)	Revised MM5 Monin-Obukhov scheme	Zhang, 1982
bl_pbl_physics (Física capa límite planetaria)	YSU	Hong et al. (2006)
Sf_surface_physics (Física del suelo)	Thermal diffusion scheme	

## Capítulo 4

# Análisis observacional

A continuación se presenta el análisis realizado tanto para la temperatura del aire registrada en las estaciones de la red AFEX como para la temperatura superficial de MODIS. Este análisis fue realizado para cuantificar la variabilidad espacial de las temperaturas observadas sobre la cordillera de Nahuelbuta. Por convención se utiliza los valores positivos del gradiente vertical como disminución de la temperatura con la altura y negativos como aumento de la temperatura con la altura.

### 4.1. Episodios de contraste térmico

De los 94 días del registro de temperatura de las estaciones de la red AFEX, se identificaron los días con fuertes contrastes térmicos en la cordillera de Nahuelbuta. Se definió como eventos de fuerte contraste térmico aquellos días en que se alcanza una diferencia de temperatura superior a  $10^{\circ}\text{C}$  entre las estaciones TNO-ETA o CAN-EBA en horario nocturno. Se seleccionaron estas estaciones como marcadores de los días debido a que en ellas se manifiesta de mejor forma el contraste de temperaturas (ver Anexo 1). En las otras estaciones de la red AFEX (presentadas en el Anexo 2), la magnitud de las diferencias de temperatura entre estaciones a similar altitud es bastante menor, superando los  $10^{\circ}\text{C}$  en más de una ocasión sólo en el caso de las estaciones Alto Tres Pinos (A3P, 1044 m) y Torre Caramávida Sur (CAS, 1071 m). Sin embargo, este fenómeno ocurre en horario diurno. También se definió como eventos sin contraste térmico aquellos días cuya diferencia de temperatura entre las estaciones TNO-ETA y CAN-EBA no superó los  $5^{\circ}\text{C}$  durante todo

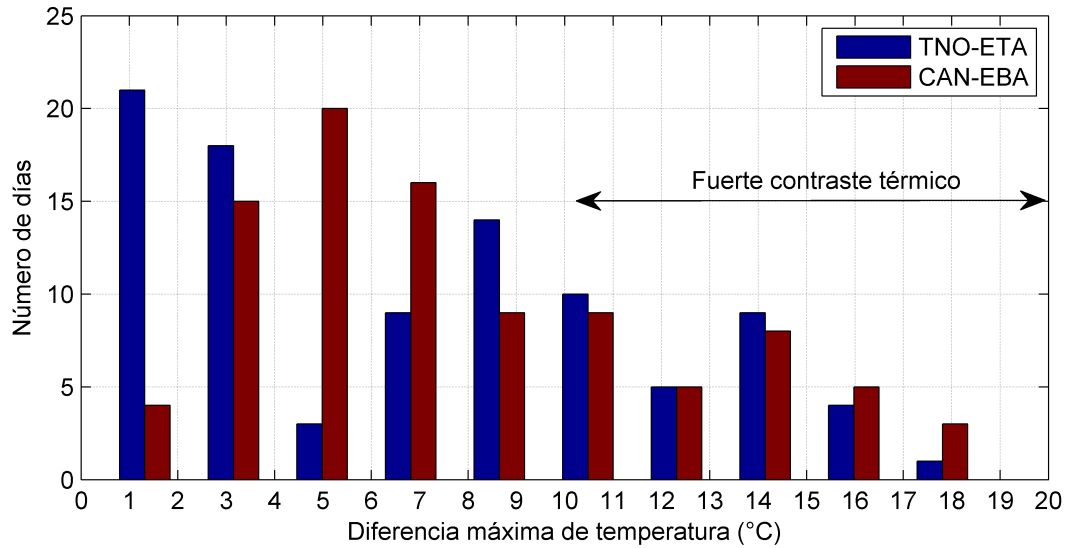


Figura 4.1: Distribución de días según diferencias máximas de temperaturas alcanzadas en un día.

el día. Las diferencias de temperatura para cada día con su correspondiente clasificación se presentan en el Anexo 3.

## 4.2. Análisis de temperaturas de la red AFEX

Como se observa en el Anexo 1, las diferencias de temperatura de mayor magnitud se presentan en las estaciones situadas entre 700 y 800 metros (TNO, ETA, CAN y EBA), todas ellas ubicadas al norte del punto de mayor altitud de la cordillera. Estas diferencias ocurren solo en horario nocturno, varios días seguidos (de 3 a 5), intercalados entre períodos de entre 3 a 5 días en que las diferencias de temperatura son menores a 2°C y en los cuales la red AFEX registró precipitación. De los 94 días de la muestra, 29 (30 % del total) presentan un fuerte contraste térmico definido como una diferencia de temperatura superior a los 10°C entre las estaciones TNO-ETA o CAN-EBA. La máxima diferencia de temperatura es de 18°C y ocurrió el 8 de julio entre las estaciones Torre Arauco (TNO, 731 m) y Trongol Alto (ETA, 750 m.s.n.m.) situadas a menos de 5 km de distancia entre sí. En tanto, 27 de los 94 días analizados (29 %) fueron clasificados como días sin contraste térmico.

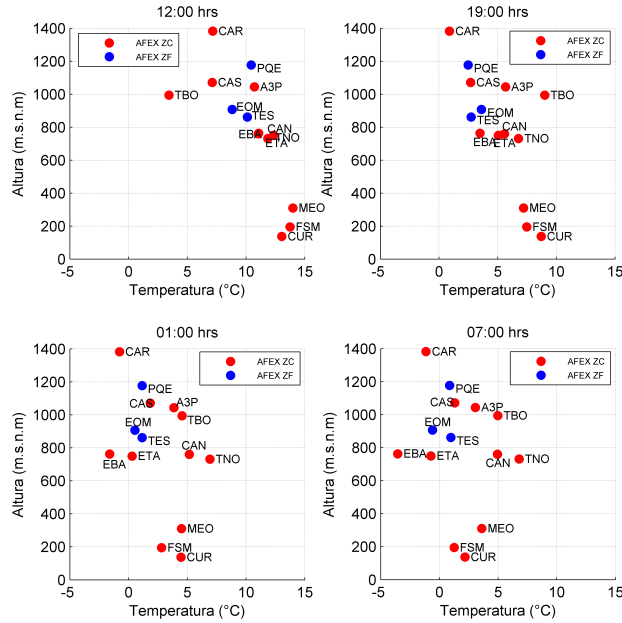


Figura 4.2: Perfiles verticales de temperatura promedio de los 27 días de fuerte contraste térmico registrada por la red AFEX a diferentes horas del día (hora local). AFEX ZC=Zona norte de la cordillera, AFEX ZF=Zona sur de la cordillera.

El histograma de la diferencia máxima de temperatura en la noche (Figura 4.1), muestra que la diferencia de temperatura entre TNO y ETA es prácticamente bimodal. Cerca del 41 % de los días presentan una diferencia de temperatura menor a 4°C, mientras que un 57 % presenta una diferencia de temperatura superior a 6°C, presentándose un máximo modal a 1°C y 8°C. En el caso de CAN-EBA, la distribución presenta una asimetría positiva, con la mayor frecuencia cerca de los 5°C y con un 20 % de los días con una diferencia de temperatura menor a 4°C. Esto señala que los contrastes de temperatura son una condición regular en invierno en la cordillera de Nahuelbuta y que los días seleccionados en este estudio representan cerca del 30 % de los contrastes térmicos de la cordillera.

En la figura 4.2 se observa el perfil vertical promedio superficial los días de fuerte contraste térmico a diferentes horas del día. En periodo diurno se aprecia una tendencia a la disminución de la temperatura del aire con la altura (con una desviación debido a TBO), situación que permanece hasta las 19:00 horas. El gradiente vertical es aproximadamente 7°C/km, no detectando una gran diferencia de temperatura entre estaciones ubicadas en diferentes laderas de la cordillera (ladera norte y sur). Con el anochecer, el panorama

comienza a variar, observando un aumento del contraste térmico entre las estaciones TNO, ETA, CAN y EBA. La diferencia de temperatura alcanza su máximo a las 07:00 AM, hora en la cual las temperaturas registradas por las estaciones TNO y CAN son 10°C superior a las registradas por EBA y ETA y unos 5°C superior a las registradas por las estaciones ubicadas a menor altitud (CUR, MEO, FSM). Esto último revela la existencia de una inversión térmica en algunos sectores de la cordillera. Durante la noche, también se observa que las temperaturas registradas por las estaciones ubicadas en el sector sur (en Figuras Zona fría=ZF) de la cordillera son un poco menores que las posicionadas en el sector norte (en Figuras Zona cálida=ZC).

El análisis del ciclo diario promedio de la diferencia de temperatura respecto de la temperatura de las 14:00 horas (Figura 4.3 a)), muestra de forma más clara el contraste de temperatura entre los 700 y 800 metros. En el caso de las estaciones Torre Arauco 1 (TNO) y Torre Caramávida Norte (CAN), posterior al descenso de la temperatura en unos 5°C respecto de las 14:00 horas, la temperatura permanece relativamente constante desde las 18:00 horas hasta el amanecer. Esto difiere de la forma del ciclo diario de las estaciones Escuela Trongol Alto (ETA) y El Bajo (EBA). En estos casos, el descenso de la temperatura ocurre durante toda la tarde y la noche, alcanzando la temperatura mínima cerca de las 07:00 AM. A esta hora la diferencia de temperatura alcanza los 15 °C.

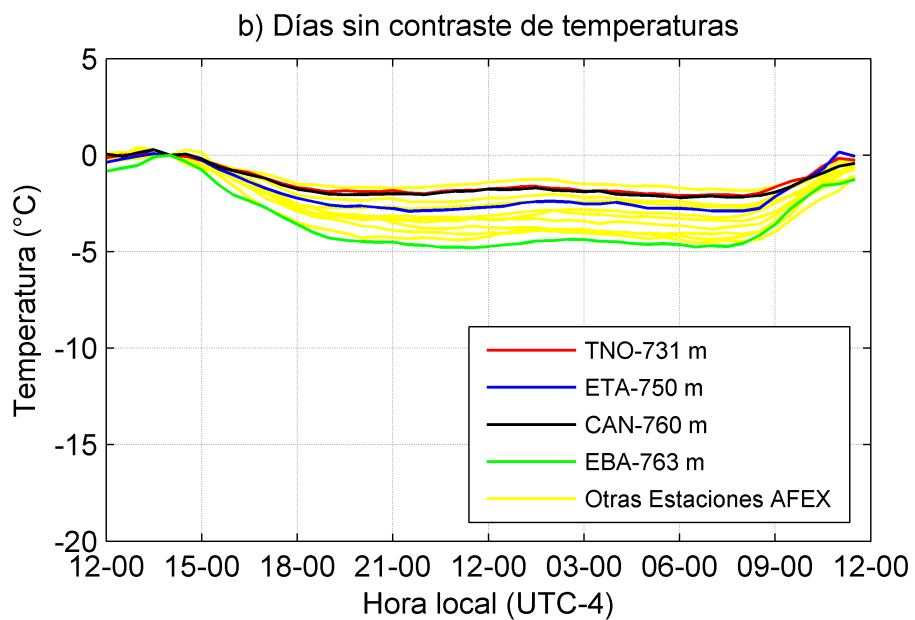
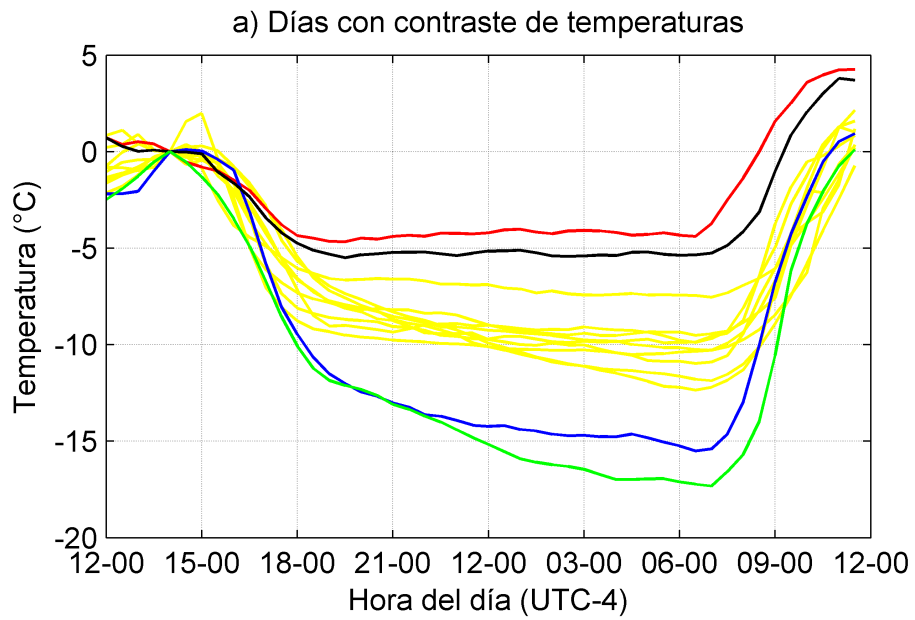


Figura 4.3: Ciclo diario promedio de la diferencia de temperatura respecto de la temperatura de las 14:00 horas (18:00 UTC).

El resto de las estaciones (menos TBO) muestra un ciclo diario muy similar entre ellas, con un fuerte descenso de temperatura hasta las 19:00 horas y una posterior disminución menos marcada durante la noche



y la madrugada. La magnitud de la diferencia es cercana a los 10°C. El caso de TBO es muy particular debido a que su diferencia de temperatura respecto de las 14:00 horas es de menor magnitud que las de TNO y CAN (7°C), pero su ciclo es muy similar al de ellas, quedando como un caso intermedio entre TNO-CAN y el resto de las estaciones.

La forma de los ciclos descritos permite suponer la existencia de uno o más procesos que contribuyen la estabilización de la temperatura en los sitios donde están ubicadas las estaciones TNO y CAN, lo que evitaría el enfriamiento observado en el resto de las estaciones. Sin embargo, la ausencia de éstos debiese ser complementada con uno o más fenómenos que favorecen el enfriamiento si se quiere explicar el ciclo de las estaciones ETA y EBA, ya que la magnitud de la diferencia de temperatura en estas estaciones es muy elevada para ser explicada sólo por la ausencia de alguno de los procesos que ocurren en TNO y CAN.

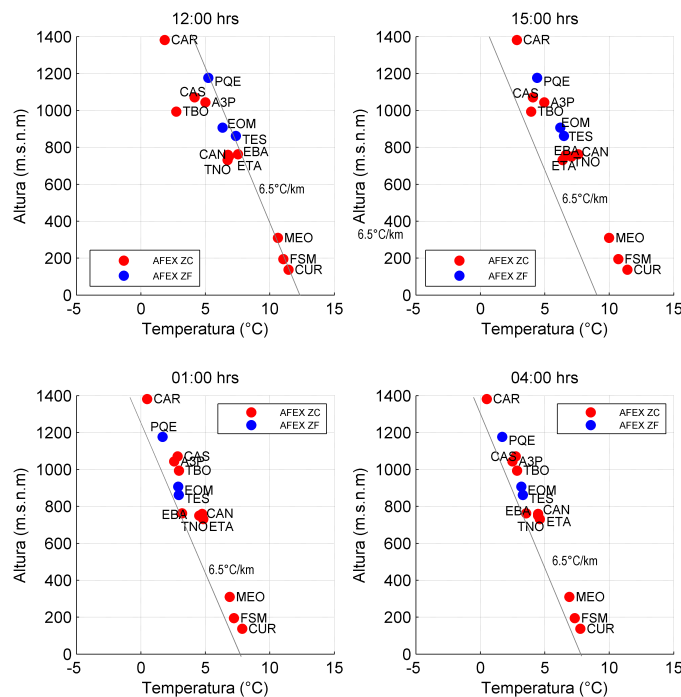


Figura 4.4: Perfiles verticales de temperatura promedio de los 19 días sin contraste térmico registrada por la red AFEX a diferentes horas del día (hora local). AFEX ZC=Zona norte de la cordillera, AFEX ZF= Zona sur de la cordillera. Línea azul indica gradiente adiabático húmedo

En los días sin contraste térmico no sólo están ausentes las diferencias de temperatura entre TNO-CAN y ETA-EBA. La Figura 4.4 muestra que el perfil de temperatura es muy cercano al gradiente adiabático húmedo ( $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) durante todo el día y la Figura 4.3 b) muestra que el ciclo diario promedio de la diferencia de temperatura respecto de las 14:00 horas es muy similar para todas las estaciones, presentando una amplitud térmica menor a  $5^{\circ}\text{C}$  y un enfriamiento hasta las 21:00 horas, desde donde la temperatura se mantiene constante hasta el amanecer.

### 4.3. Análisis de temperaturas superficiales de MODIS

De los 27 días identificados con fuerte contraste térmico, 9 cuentan con imágenes satelitales MODIS tanto en período diurno como en la madrugada. De ellas se descartaron 3 debido a distorsiones en la imagen debido al ángulo cenital local. Finalmente los días seleccionados fueron el 25 y 26 de junio, 3 y 7 de julio, 19 y 20 de agosto de 2011. La correlación entre la LST de MODIS y la temperatura de la red AFEX para los 6 días durante la madrugada es de 0.74, significativa al 95 % de confianza (Figura 4.5) y se observa que MODIS tiende a presentar temperaturas ligeramente más altas que las de la red AFEX, siendo el sesgo igual a  $3^{\circ}\text{C}$ . La correlación obtenida es similar a la obtenida por Jones et al. (2004) y un poco más baja que la obtenida por Shen y Leptoukh (2011), que obtuvo valores que rodean los 0.90.

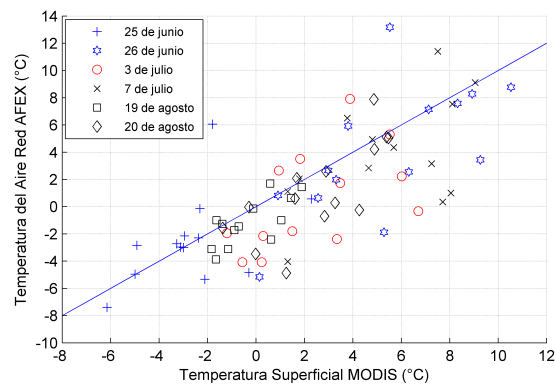


Figura 4.5: Diagrama de dispersión entre temperatura del aire a 2 metros ( $^{\circ}\text{C}$ ) red AFEX y temperatura superficial MODIS en el horario de las imágenes MODIS tomadas en la madrugada (entre 5:00 UTC y 6:30 UTC).

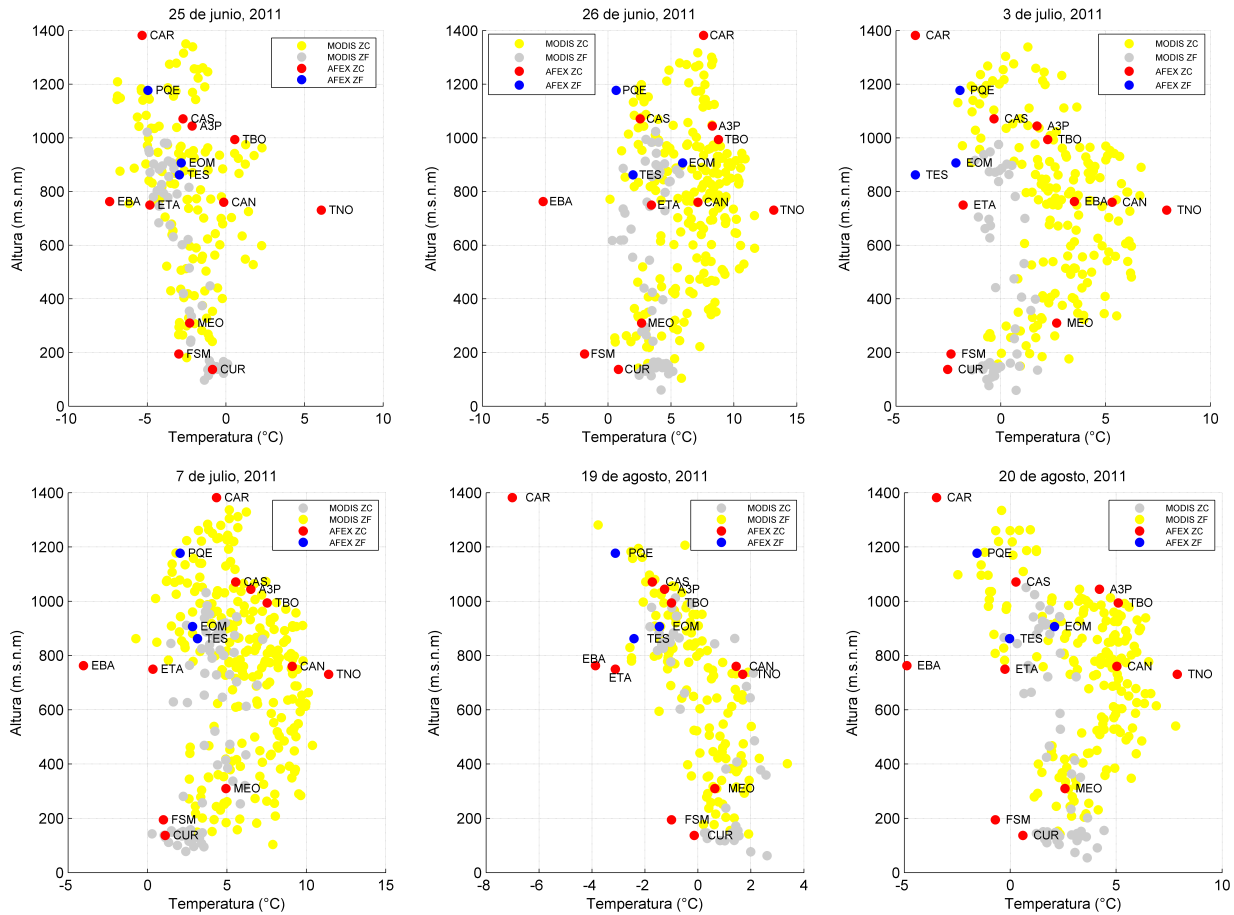


Figura 4.6: Temperatura de la red AFEX y temperatura superficial MODIS 2 km a la redonda de la ubicación de las estaciones de la red AFEX las madrugadas con disponibilidad de imágenes MODIS.

Para determinar si las imágenes MODIS captan los contrastes de temperatura observados entre las estaciones de la red AFEX, se extrajo la LST de los puntos ubicados dentro de un área de aproximadamente 2 km de radio, cuyo centro es la ubicación de cada estación de la red AFEX registrada con GPS en terreno 4.6. De esta forma se incorpora un margen de error debido a la georreferenciación de la ubicación de la red AFEX. En los 6 casos analizados se observa que MODIS no captura en toda su magnitud el contraste de temperaturas observado entre los 700 y 800 metros, mostrando una sobrestimación para la zona donde se encuentra la estación EBA y una subestimación para la zona donde se encuentra la estación TNO.

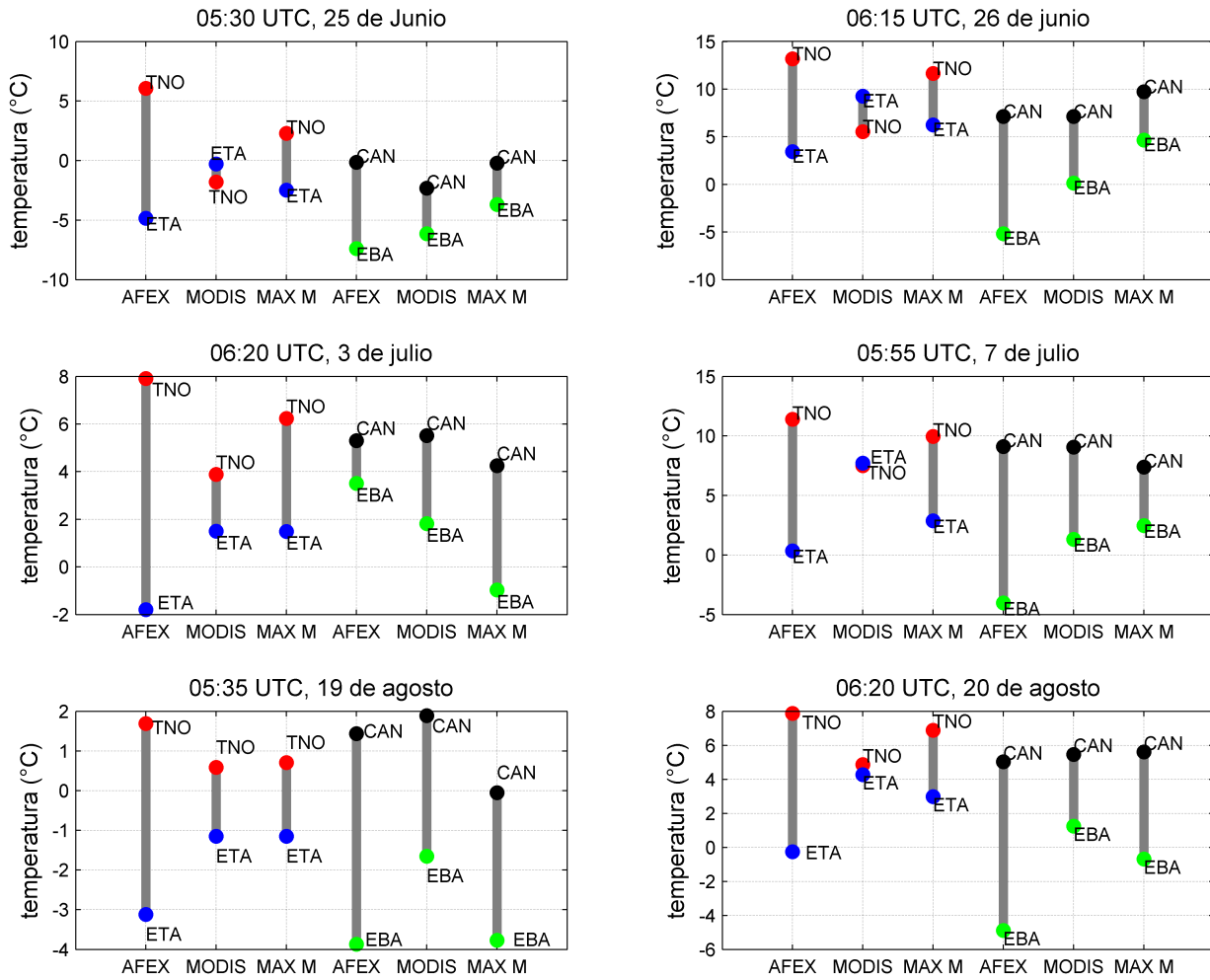


Figura 4.7: Diferencia de temperatura TNO-ETA y CAN-EBA obtenida de la red AFEX, diferencia de temperatura obtenida de MODIS en la ubicación de las estaciones según GPS y diferencia entre la temperatura máxima dentro de un área 2 km a la redonda de las estaciones TNO y CAN y la temperatura mínima dentro de un área 2 km a la redonda de la ubicación de las estaciones ETA y EBA, en el horario de las imágenes MODIS durante la madrugada.

Esto se aprecia de mejor forma en la Figura 4.7, donde se muestra la diferencia de temperatura TNO-ETA y CAN-EBA obtenida de la red AFEX en la madrugada. Junto a ésta, se presenta la diferencia de temperatura obtenida de MODIS en la ubicación de las estaciones según GPS y la diferencia entre la temperatura máxima dentro de un área 2 km a la redonda de las estaciones TNO y CAN y la temperatura mínima

dentro de un área 2 km a la redonda de la ubicación de las estaciones ETA y EBA. Esto último permite incorporar un margen de error a las temperaturas por la georreferenciación, lo cual ayudaría a MODIS a detectar el contraste térmico entre estaciones. Sin embargo, a pesar de la incorporación de este margen de error, es evidente que MODIS no logra capturar el contraste térmico entre TNO y ETA. En el caso de CAN y EBA, MODIS presenta un mejor desempeño, aunque las discrepancias con las temperaturas de la red AFEX pueden llegar a 4 °C (como el 26 de junio), principalmente en la estación EBA. La imposibilidad de MODIS de captar los contrastes térmicos indican que los procesos que los generan son de carácter muy local.

Como se mencionó en el capítulo 1, de la revisión de las imágenes MODIS de la madrugada de los días de fuerte contraste térmico, es posible distinguir un patrón de variabilidad espacial el cual no sólo se presenta los 6 días analizados. Promediando la LST de los 6 días seleccionados (4.8) se mantiene el mismo patrón de variabilidad descrito para el 7 de julio (Figura 1.3), es decir, un fuerte contraste de temperatura entre las laderas norte y sur del macizo, así como un gradiente vertical de temperatura diferente entre estas laderas. En la Figura 4.8 se observa que el sector norte de la cordillera es en promedio 5°C más cálido que el sector sur. Además, la zona cálida presenta una inversión térmica entre los 300 y 800 metros con un máximo sobre los 500 metros, observable tanto al este como al oeste en la zona norte de la cordillera. La zona fría, entre los 37.7°S y los 38°S, no presenta la inversión térmica entre los 300 y 800 metros que se observa en la zona cálida. Este patrón de variación espacial de temperatura superficial también se observa si se promedian los valores de temperatura superficial de MODIS incorporando días que están fuera del periodo de análisis del mismo año (2011) y de otros años (inviernos 2012 y 2013), sumando en total 21 días (Anexo 4).

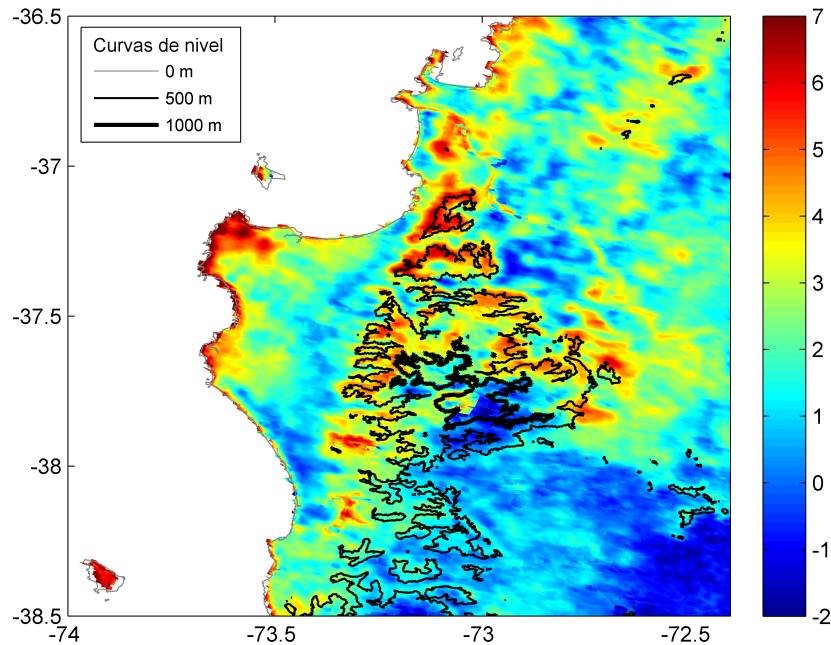


Figura 4.8: Compuesto (promedio) de la temperatura superficial de MODIS ( $^{\circ}\text{C}$ ) para los 6 días de análisis durante la madrugada.

Debido a que el promedio puede verse muy influenciado por los datos de un día en específico, se realizó un análisis de componentes principales de la LST para los días estudiados. El primer EOF presenta un patrón espacial muy similar al compuesto obtenido promediando la LST. Este EOF explica más del 56 % de la varianza total.

La inversión térmica observada en el patrón espacial promedio entre los 300 y los 800 metros se aprecia de mejor forma si se realizan 2 transectas sureste-noreste, una en la zona cálida y otra en la zona fría (Figura 4.10 b)), graficando la temperatura superficial de MODIS con la altura topográfica de los puntos de las transectas (Figura 4.10 a)). Bajo los 300 metros, las temperaturas de las 2 zonas están entre los 0 y  $3^{\circ}\text{C}$ , siendo ligeramente más bajas en el sector sur. Además, en la zona fría es posible apreciar una inversión térmica hasta los 300-400 metros, ausente en la zona cálida, y que es difícil de distinguir directamente en las imágenes MODIS debido a su pequeña magnitud.

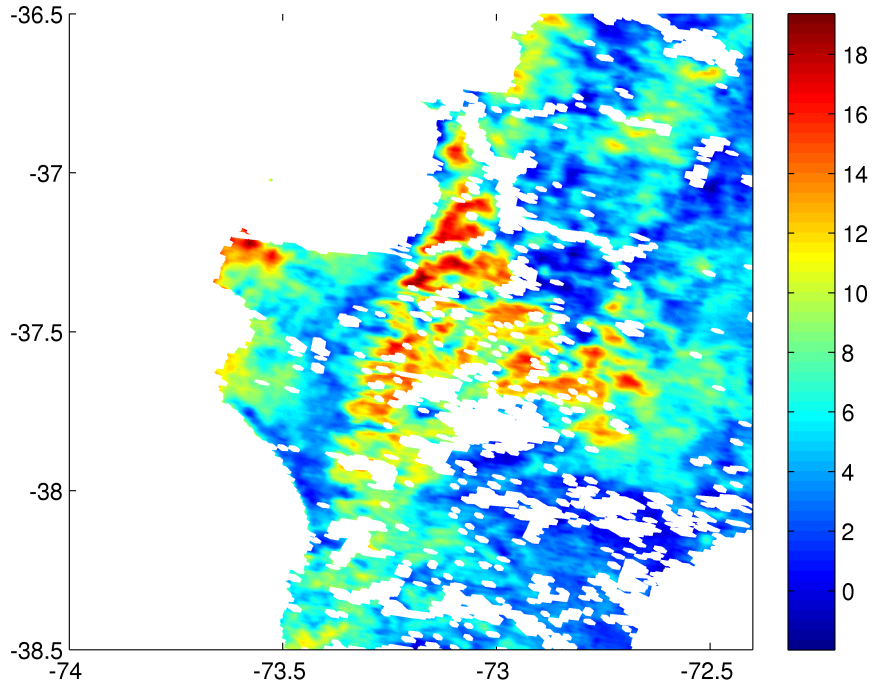


Figura 4.9: EOF 1 del análisis de componentes principales para los 6 días de análisis.

La inversión térmica más notoria, en la zona cálida, se inicia cerca de los 300 metros y finaliza a los 800 metros. El gradiente vertical promedio en ese tramo es de  $-7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Desde los 800 metros, la LST disminuye hasta los 1100 metros. Sobre esta altura el perfil es isoterma. En la zona fría, entre los 400 y 800 metros, se observa una disminución de la temperatura superficial con un gradiente vertical cercano  $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Sobre este tramo, el perfil muestra una pequeña dispersión que en promedio resulta isoterma. Junto con los perfiles promedios de la LST de MODIS, la Figura 4.10 a) también muestra las temperaturas del aire promedio de la red AFEX a la misma hora de las imágenes MODIS. A pesar de la dispersión de los datos de LST, MODIS captura cierto contraste térmico en el sector del perfil cálido, sin embargo, la magnitud del contraste es menor que el detectado por las estaciones meteorológicas cerca de los 700 m.s.n.m., tal como se mostró en la Figura 4.7.

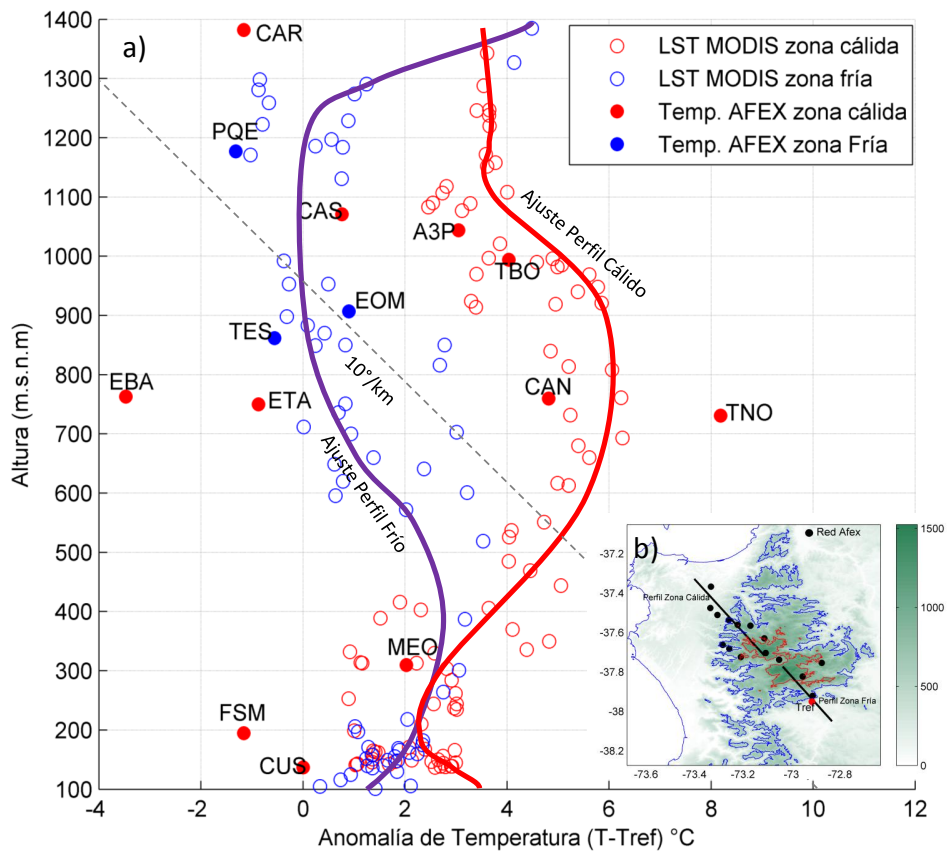


Figura 4.10: a) Perfil vertical promedio de la temperatura superficial de MODIS (°C) y promedio de temperaturas del aire de la red AFEX, b) Ubicación de transectas



## Capítulo 5

# Análisis Sinóptico

A continuación se describen las condiciones sinópticas de los días con y sin contraste térmico en la cordillera de Nahuelbuta. Los compuestos fueron elaborados promediando los datos de reanálisis NCEP FNL (GFS finales), cuya resolución es 1° latitud por 1° de longitud.

En la Figura 5.1 se presentan los compuestos de altura geopotencial, viento y temperatura en la tropósfera baja y alta para los 27 días con fuerte contraste térmico. El campo de altura geopotencial a 300 hPa muestra el paso de una dorsal, cuyo eje tiene una inclinación noroeste. Los vientos son principalmente oeste, resultado del gradiente meridional de temperatura (Holton y Hakim, 2012). La pre-dorsal está posicionada al este de los Andes y la advección de vorticidad en ella genera subsidencia y altas presiones sobre Argentina. A 950 hPa, se observa el predominio del anticiclón del pacífico, centrado en 20 y 30°S. Su influencia se extiende hasta los 40°S, frente a la costa del continente. La circulación anticiclónica resultante de esta alta permanente produce viento sur sobre los 30°S y sureste sobre el área de estudio, cerca de 38°S, lo que conlleva probablemente advección fría meridional en la tropósfera baja. Al este de la cordillera de los Andes, sobre Argentina, se observa una alta presión migratoria fría, originada por la convergencia en altura en la pre-dorsal. Esta alta produce viento Este entre 20 y 30°S y viento Oeste entre 35 y 45°S al este de los Andes. El viento Este refuerza la subsidencia en el margen occidental del continente. Entre los 2 centros de altas presiones, se observa un mínimo de presión a lo largo de costa, entre los 20 y 37°S, no asociado a un sistema frontal, conocido como vaguada o baja costera. La dinámica de esta baja puede profundizarse en los trabajos de Garreaud et al. (2002) y Garreaud y Rutllant (2003).

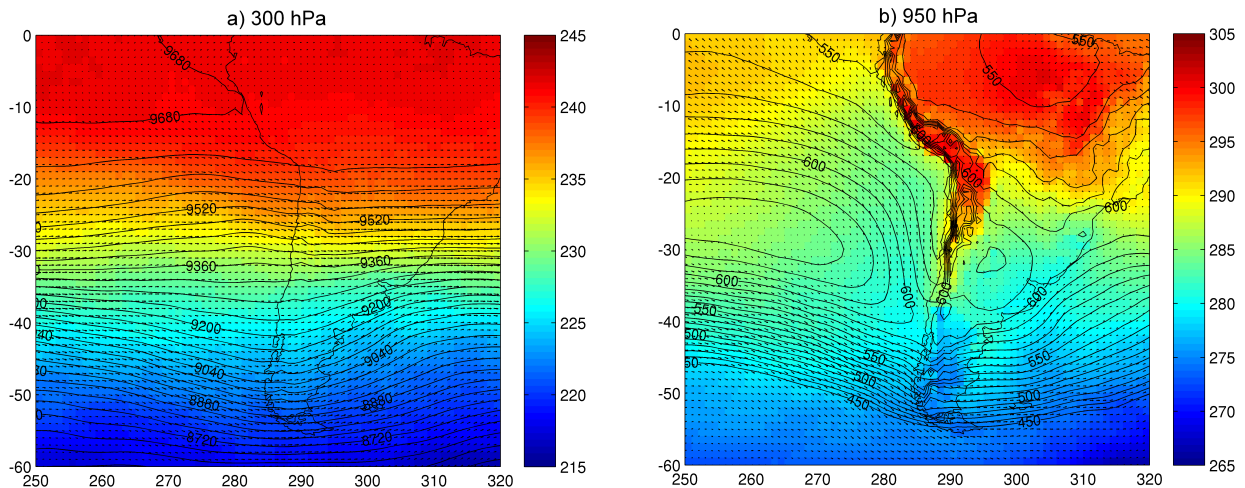


Figura 5.1: Compuesto de Altura Geopotencial (m), Vector dirección del viento y Temperatura (K) de los 27 días con contraste térmico fuerte en la cordillera de Nahuelbuta. a) a 300 hPa, b) a 950 hPa.

La baja costera está acompañada de una circulación ciclónica alrededor de ella. Esta circulación intensifica el viento sur y la advección fría meridional frente a las costas de Chile, sobre 30°S, y genera una componente este del viento, bajo 30°S, lo que refuerza la subsidencia al oeste de la cordillera de los Andes. La condición sinóptica descrita tiene 3 efectos importantes sobre la cordillera de Nahuelbuta a nivel de mesoescala. Por una parte, es esperable un gradiente meridional de temperatura en la tropósfera baja, siendo ligeramente más altas las temperaturas al norte de la cordillera de Nahuelbuta. En tanto, el predominio anticiclónico en el Pacífico define que el flujo de aire interactúe primero con la ladera sur de la cordillera. Finalmente, en términos termodinámicos, la configuración sinóptica resulta en una atmósfera estable. El grado de estabilidad es un factor crítico para determinar si el flujo de aire bajo los 1500 metros de altitud proveniente del sur rodeará la barrera montañosa o parte del flujo pasará sobre ella.

En la Figura 5.2 se presenta el compuesto de altura geopotencial, vientos y temperatura en la tropósfera alta y baja para los 19 días sin contraste térmico en la cordillera de Nahuelbuta. A 300 hPa se observa el paso de una vaguada, cuyo eje está inclinado en dirección noroeste, posicionando la pre-vaguada entre 40 y 50°S sobre el sur del continente. La advección de vorticidad en la pre-vaguada produce divergencia en altura lo que se traduce en una baja presión en superficie. Al igual que en la Figura 5.1 b), a 950 hPa, el anticiclón del Pacífico está centrado entre 20 y 30°S, sin embargo, su influencia está limitada a esas mismas latitudes

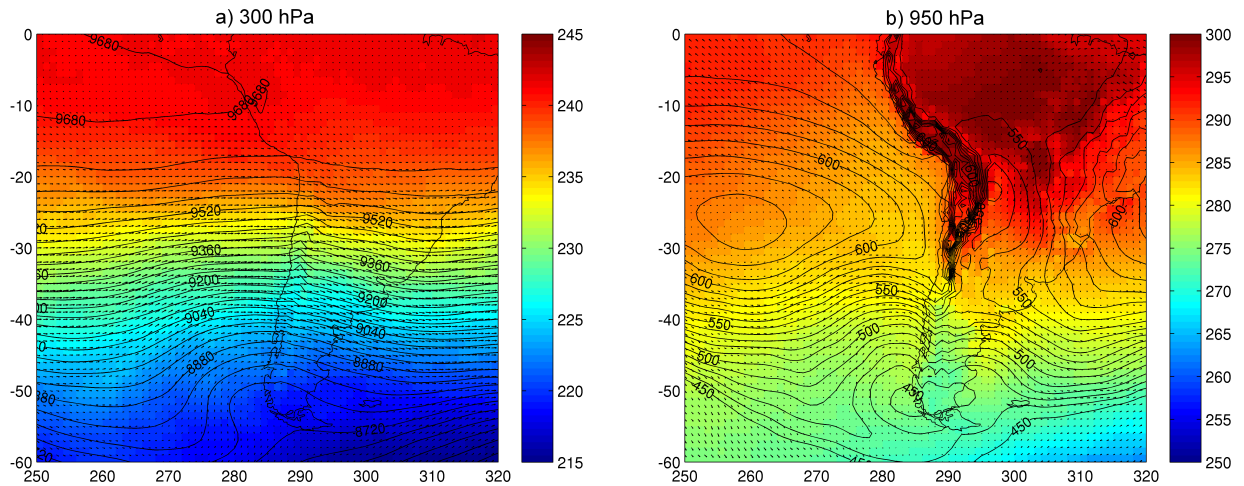


Figura 5.2: Compuesto de Altura Geopotencial (m), Dirección de los vientos y Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) de los 19 días sin contraste térmico fuerte en la cordillera de Nahuelbuta. a) a 300 hPa, b) a 950 hPa.

frente al continente. De esta forma, la circulación anticiclónica produce viento sur sólo desde  $30^{\circ}\text{S}$  hacia el norte. Desde  $30^{\circ}\text{S}$  hasta aproximadamente  $50^{\circ}\text{S}$ , el viento es noroeste a lo largo de la costa. Cerca de  $50^{\circ}\text{S}$  está el centro de la baja presión, la cual genera la circulación ciclónica que provoca el viento noroeste. Esta configuración está asociada al paso de un sistema frontal sobre el margen occidental del continente. La revisión de la serie de datos registrados por la red AFEX, muestra que durante los días sin contraste térmico, precipitó sobre la cordillera de Nahuelbuta (Anexo 1). De esta configuración también puede deducirse que la condición atmosférica es inestable y que la interacción entre el flujo de aire y la barrera topográfica es de norte a sur.

## Capítulo 6

# Modelación

En el presente capítulo se presenta y analiza un caso puntual de contraste térmico en la cordillera de Nahuelbuta modelado con el *Weather Research and Forecasting model*. El caso seleccionado corresponde al contraste térmico del 20 de agosto de 2011. Este caso constituye la simulación que mejor se ajusta a la imagen MODIS tanto en el patrón espacial como en la magnitud de la temperatura superficial en periodo diurno y nocturno. Los resultados de las otras simulaciones realizadas se presentan en el Anexo 5.

### 6.1. Simulación del 20 de agosto de 2011

#### 6.1.1. Temperatura superficial

En la Figura 6.1 a) se presenta la temperatura superficial obtenida con MODIS el 20 de agosto de 2011 en la noche. Se puede observar que este día se presenta el patrón espacial descrito en el análisis, capítulo 4. Esta imagen fue comparada con la *skin temperature* (ST) obtenida con el modelo WRF, el análogo de la temperatura superficial en el modelo WRF (Figura 6.1 b)). Se observa que esta simulación capta de forma adecuada una serie de rasgos identificados en la imagen MODIS como el contraste térmico entre laderas, el patrón frío-cálido-frío en el sector norte de la cordillera, las temperaturas más bajas al sur de la cordillera, una zona cálida al noreste, en la costa, y las zonas cálidas en las elevaciones al norte de 37.4°S. También se puede observar que la escala de magnitud de la temperatura es comparable.

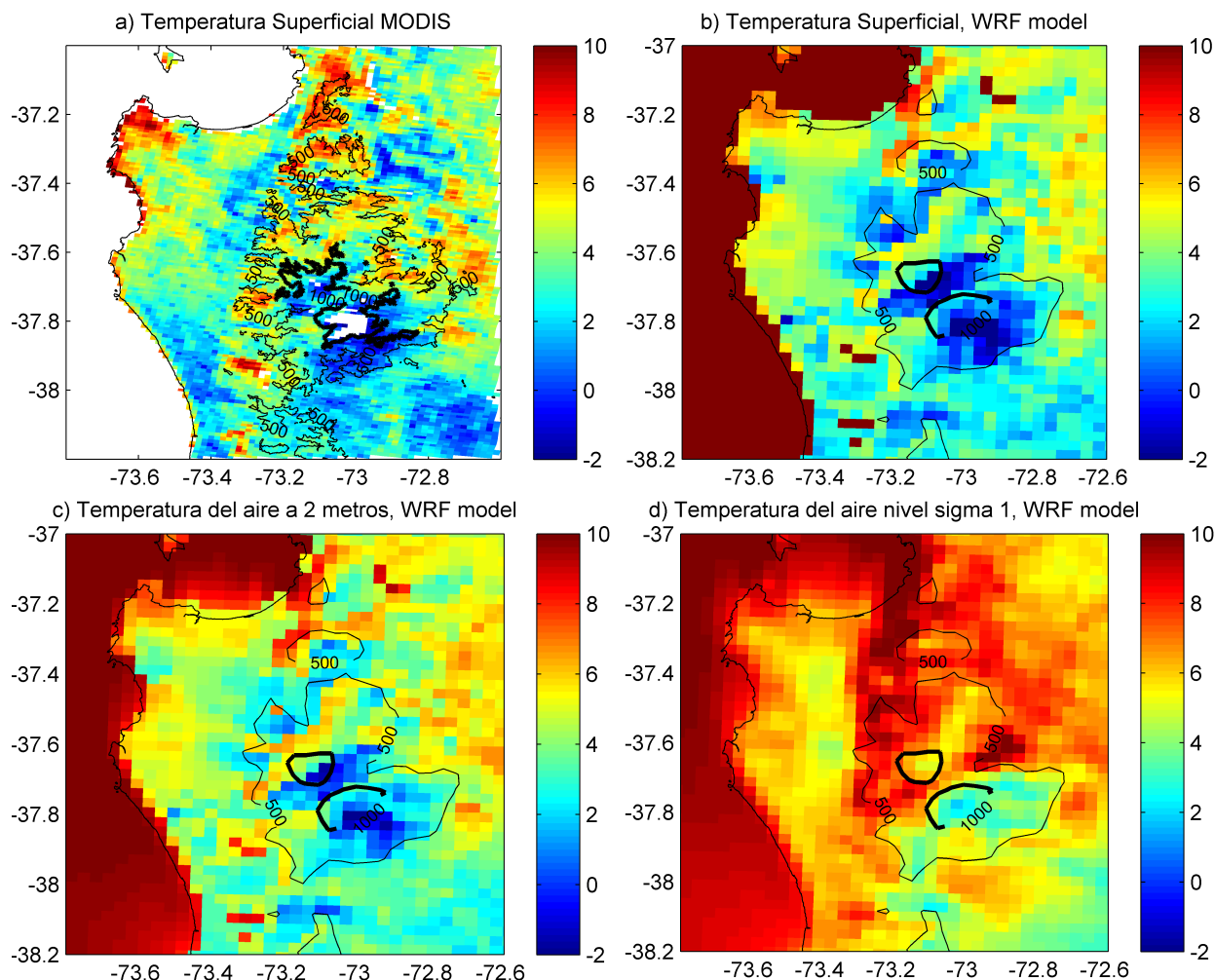


Figura 6.1: Temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ), 20 de agosto, 2011, 06:20 UTC (02:00 hora local), a) Temperatura superficial (LST) MODIS. b) Temperatura superficial (ST) obtenida con WRF model, c) Temperatura del aire a 2 metros sobre la superficie obtenida con WRF Model, d) Temperatura del aire a 26 metros (Nivel sigma 1) sobre la superficie obtenida con WRF Model.

Para visualizar si la simulación captura la forma de los perfiles de temperatura observados en el sector norte y sur de la cordillera de Nahuelbuta con las imágenes MODIS, se realizaron 2 transectas sureste-noroeste, una en la zona cálida y otra en la zona fría (Figura 6.2 b)), y se graficó la temperatura superficial con la altura topográfica (Figura 6.2 a)). Bajo los 500 metros, la simulación entrega resultados dispersos, pero con una tendencia promedio a la disminución de la temperatura con la altura tanto en el sector norte

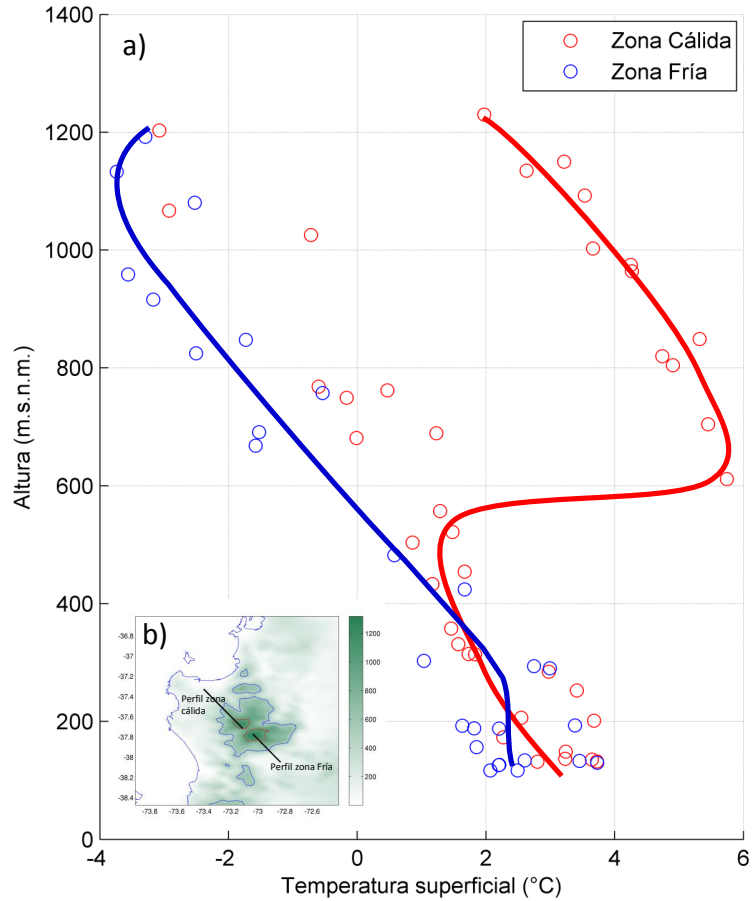


Figura 6.2: Perfiles de temperatura superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ) en zona cálida y zona fría obtenidos con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011

como en el sector sur de la cordillera. Sobre los 500 metros, en la zona norte se observa la inversión térmica descrita en el análisis anterior, con un máximo de temperatura cerca de los 600 m.s.n.m. En la zona norte, la simulación entrega algunos puntos con una temperatura más cercana a la del sector sur, sin embargo, este contraste térmico es de sólo  $5^{\circ}\text{C}$ . En el sector sur de la cordillera, no se observa la inversión térmica, tal como fue descrito en el análisis, pero la simulación no captura la débil inversión bajo los 400 metros que sí fue detectada con la imagen MODIS.

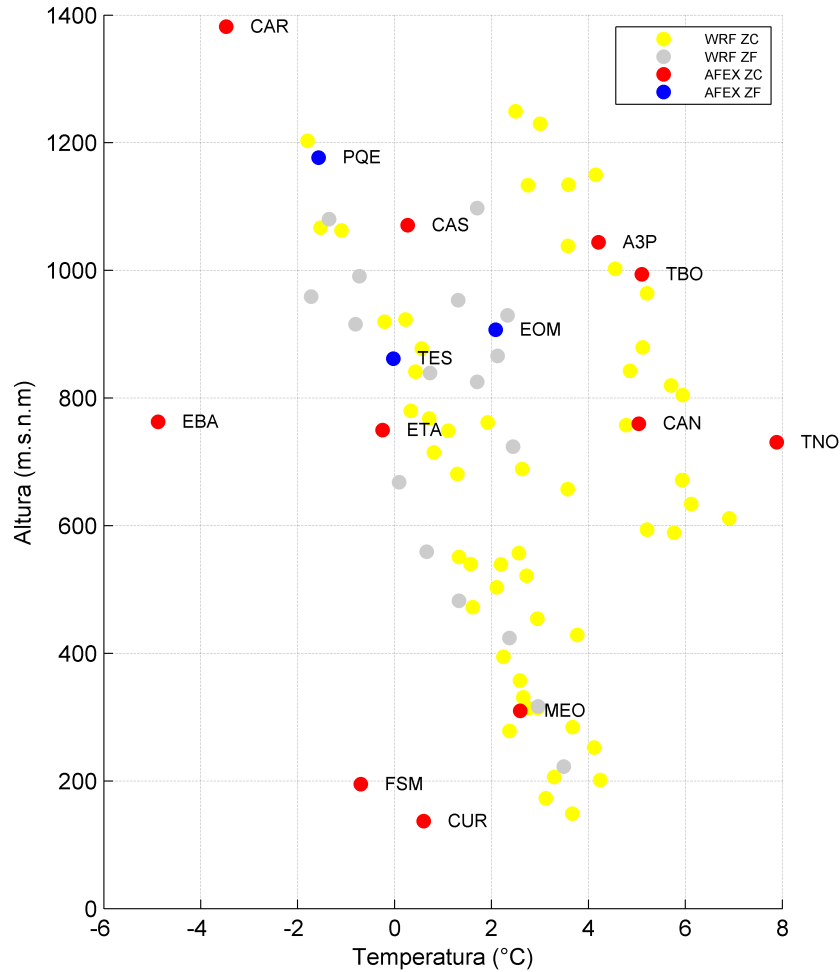


Figura 6.3: Temperatura de la red AFEX y temperatura superficial WRF 4 km a la redonda de la ubicación de las estaciones de la red AFEX, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011

Para determinar si el modelo WRF es capaz de capturar los contrastes térmicos observados con la red AFEX, se procedió a observar la temperatura del aire obtenida en las zonas donde están ubicadas las estaciones. Una comparación de la temperatura de la red AFEX con la temperatura obtenida por el modelo en las mismas coordenadas donde se ubica la estación sería incorrecto, ya que la topografía del modelo está simplificada respecto de la topografía real. Esto incorpora un sesgo a los datos de la simulación. Para dar ese margen de error al análisis se extrajo la temperatura del aire obtenida con WRF en un radio de 5 km alrededor de la estación de tal forma de cubrir esta variabilidad. La Figura 6.3 muestra que el modelo es capaz de observar el contraste térmico entre laderas, es decir, la ladera norte (ZC) tiene temperaturas ligeramente

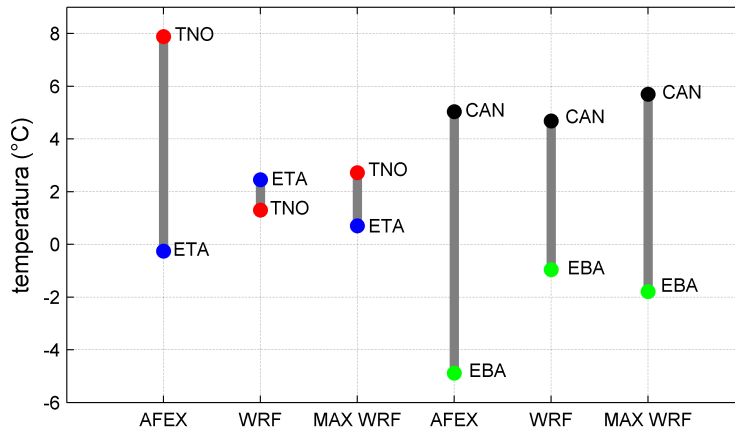


Figura 6.4: Diferencia de temperatura TNO-ETA y CAN-EBA obtenida de la red AFEX, diferencia de temperatura obtenida de WRF en la ubicación de las estaciones según GPS y diferencia entre la temperatura máxima dentro de un área 5 km a la redonda de las estaciones TNO y CAN y la temperatura mínima dentro de un área 5 km a la redonda de la ubicación de las estaciones ETA y EBA obtenidas con WRF, a las 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011

mayores a las de la ladera sur (ZF). Además, el modelo es capaz de detectar un contraste térmico en una misma ladera (sotavento), aunque la magnitud de este contraste térmico, 5-6°C, es menor que la observada con la red AFEX (10°C). Esto se aprecia de mejor forma en la Figura 6.4, donde se muestra la diferencia de temperatura TNO-ETA y CAN-EBA obtenida de la red AFEX en la madrugada, la diferencia de temperatura obtenida de WRF en la ubicación de las estaciones según GPS y la diferencia entre la temperatura máxima dentro de un área 5 km a la redonda de las estaciones TNO y CAN y la temperatura mínima dentro de un área 5 km a la redonda de la ubicación de las estaciones ETA y EBA. Se observa que el modelo no logra capturar el contraste térmico entre TNO y ETA, pero presenta un mejor desempeño con la diferencia de temperatura entre CAN y EBA. En este caso, se ve que el modelo estimó de forma satisfactoria la temperatura en CAN, mientras que para EBA sobrestimó la temperatura.

A 2 metros de la superficie, la temperatura del aire sigue un patrón similar al obtenido con la temperatura superficial, pero con una magnitud 2°C mayor (Figura 6.1 c)). En el nivel sigma 1, 26 metros sobre la superficie, el patrón de variación espacial de la temperatura difiere del patrón a 2 metros y la magnitud de temperatura es bastante mayor (Figura 6.1 d)). En otras palabras, la temperatura del aire aumenta con altura



los primeros metros sobre la superficie. Un rasgo notorio es que las temperaturas en el nivel sigma 1 son más cálidas al norte de la máxima elevación de la cordillera, entre  $-73.4$  y  $-72.7^{\circ}\text{O}$ , longitudes que marcan el ancho de la cordillera. Esto podría indicar algún efecto de la topografía sobre la temperatura del aire.

### **6.1.2. Vientos**

Para identificar de qué forma la topografía afecta a la temperatura debe analizarse en una primera instancia los vientos. La Figura 6.5 a) y b) muestra la temperatura superficial, la dirección y la magnitud de los vientos a 10 metros superpuestas para identificar alguna relación entre las variables. Tal como se mencionó en el capítulo 5, los vientos en superficie provienen del sureste debido a la condición sinóptica. Al acercarse al macizo, la magnitud de estos disminuye y en los costados se desvían adquiriendo componentes este y oeste. Esto indica que el flujo de aire en la superficie rodea a la barrera topográfica. Existen dos bandas de viento máximo que se presentan en las laderas sotavento (norte) y al costado de estas. En las laderas sur, la magnitud de los vientos es más baja debido al bloqueo. Comparando el panel a) con el panel b) de la Figura 6.5 se observa que sobre los 500 metros, los puntos donde los vientos tienen mayor magnitud (menor), presentan temperaturas superficiales más altas (bajas).

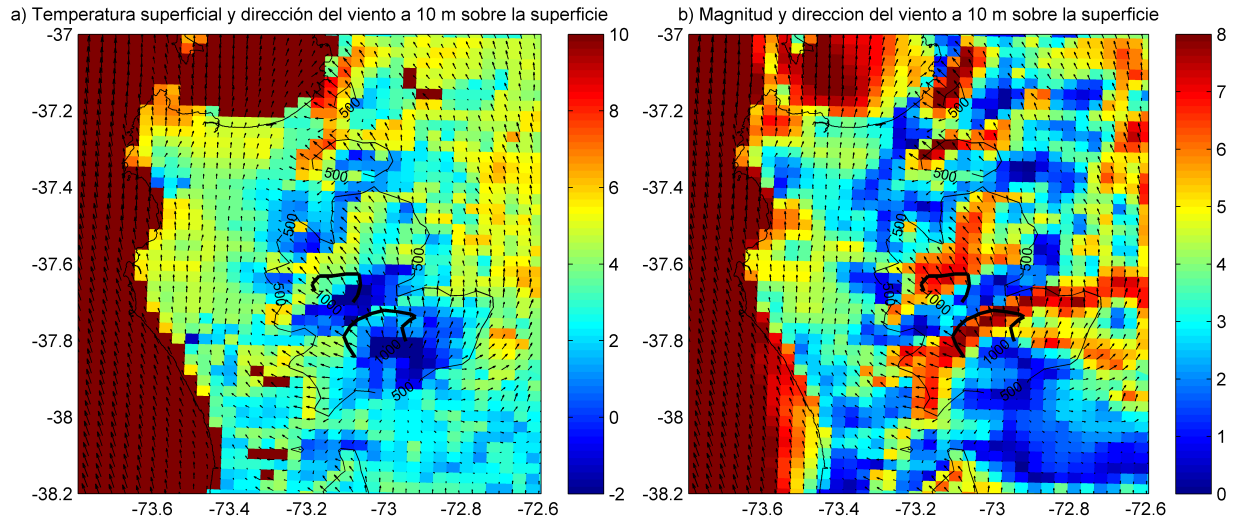


Figura 6.5: a) Temperatura superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ) y direcci3n de los vientos a 10 metros sobre la superficie, b) Magnitud (m/s) y direcci3n del viento horizontal a 10 metros sobre la superficie. Datos obtenidos de la simulaci3n con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011

Interpolando la magnitud y direcci3n de viento a una misma altura (Figura 6.6 a) y b)), se observa que a 700 metros sobre el nivel del mar, la cordillera de Nahuelbuta provoca un descenso de la velocidad del viento a medida que el flujo desde el sureste se acerca a la barrera. Junto a esto, el flujo va adquiriendo una componente meridional. Esto se3ala que el bloqueo (o estancamiento) es limitado y que el flujo tiende principalmente a rodear a la montaa. Al norte, la barrera topogr3fica genera una franja de un ancho aproximadamente similar al del obst3culo, donde la velocidad del viento es visiblemente mas baja. A 1200 metros sobre el nivel del mar, no se observa el desv3o del viento hacia el este u oeste para rodear la montaa, manteniendo una direcci3n sureste todo el trayecto. Puede deducirse que a esta altura, el flujo de aire tiene la suficiente energ3a cin3tica para ascender sobre la montaa y pasar sobre ella.

Un rasgo interesante es la aceleraci3n del viento en las laderas a sotavento de la cordillera de Nahuelbuta, alcanzando valores de velocidad del viento mayores a 6 m/s a 10 metros de la superficie y superiores a 14 m/s a 1200 metros sobre el nivel del mar. A esta altura se visualizan 2 franjas asociadas a los dos m3ximos de altura de la cordillera. El origen de esta aceleraci3n se estudia y analiza en la secci3n 6.3.

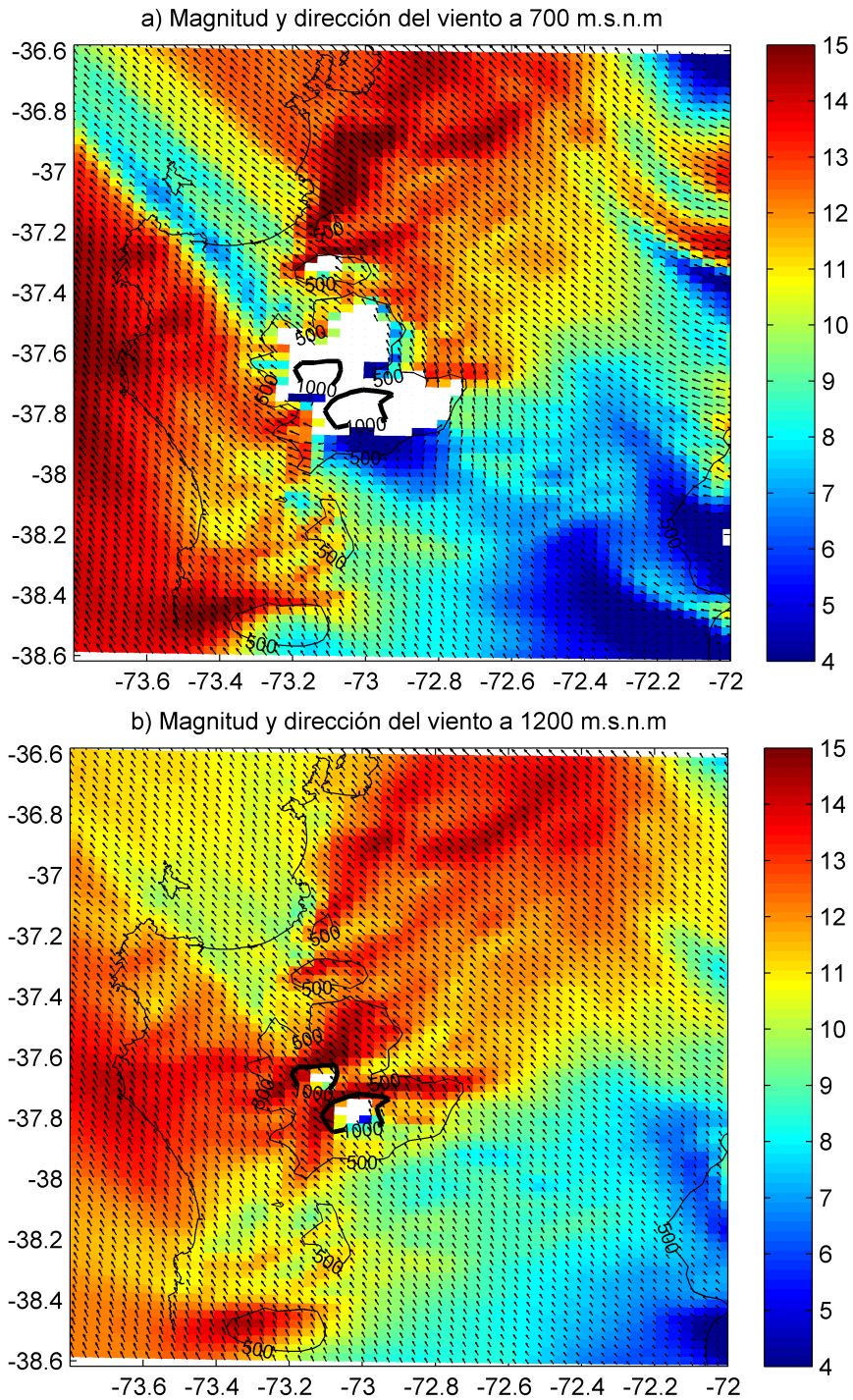


Figura 6.6: a) Magnitud (m/s) y dirección del viento horizontal del viento a 700 m.s.n.m., b) Magnitud (m/s) y dirección del viento horizontal del viento a 1200 m.s.n.m. Datos obtenidos de la simulación con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011

### 6.1.3. Variación vertical de vientos y temperatura potencial

Para visualizar la variación vertical de las variables se realizó una transecta en sentido noroeste (Figura 6.7). Tal como se mencionó anteriormente, a medida que el flujo desde el sureste se acerca al macizo, su velocidad disminuye. Esta situación ocurre hasta unos 1000 metros, de acuerdo a la Figura 6.8 a). El flujo sobre esta altura transita sobre la montaña y acelera en la ladera sotavento. Estas zonas de aceleración coinciden con zonas donde hay subsidencia. El aire se calienta al descender, traduciéndose en un descenso de las isentropas (Figura 6.8 b)). De esta forma, al sur de la cordillera de Nahuelbuta, la isentropa de 290 K está a 1600 metros y al norte, en la ladera sotavento, está a 1000 metros. Sin embargo, estas diferencias de altura no pueden atribuirse totalmente al efecto de la subsidencia. Si se observa sobre los 2000 metros, las isentropas están a similar altura tanto al sur como al norte de la cordillera de Nahuelbuta, pero bajo los 1000 m.s.n.m., alejados de la montaña, la altura de las isentropas difieren. Esto es resultado de la diferencia de temperatura mar-tierra, y en menor medida, de la condición sinóptica que presenta un gradiente meridional positivo. Esto también se puede deducir de la Figura 6.8 c), que muestra la inversión térmica nocturna bajo los 1500 metros de altitud. Esta inversión es más intensa al norte de la cordillera de Nahuelbuta. La máxima temperatura del perfil de inversión al norte de la cordillera es 10°C y se presenta cerca de los 500-600 m.s.n.m., mientras que al sur, la temperatura máxima del perfil, 6°C, se encuentra a unos 1000 m.s.n.m..

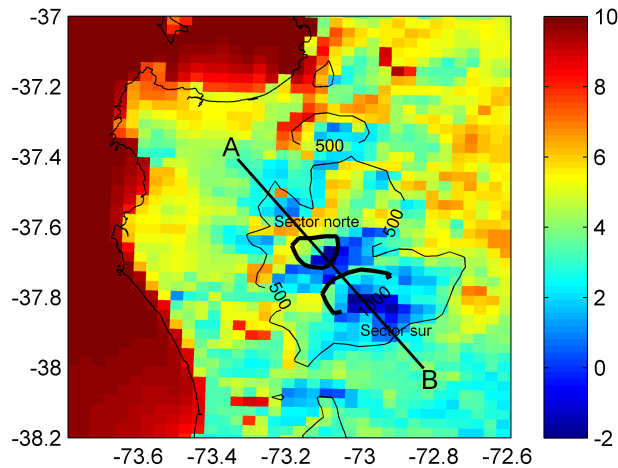


Figura 6.7: Temperatura a 2 metros de la superficie (°C), 20 de agosto, 06:30 UTC y ubicación de transecta para visualización de variación vertical de variables

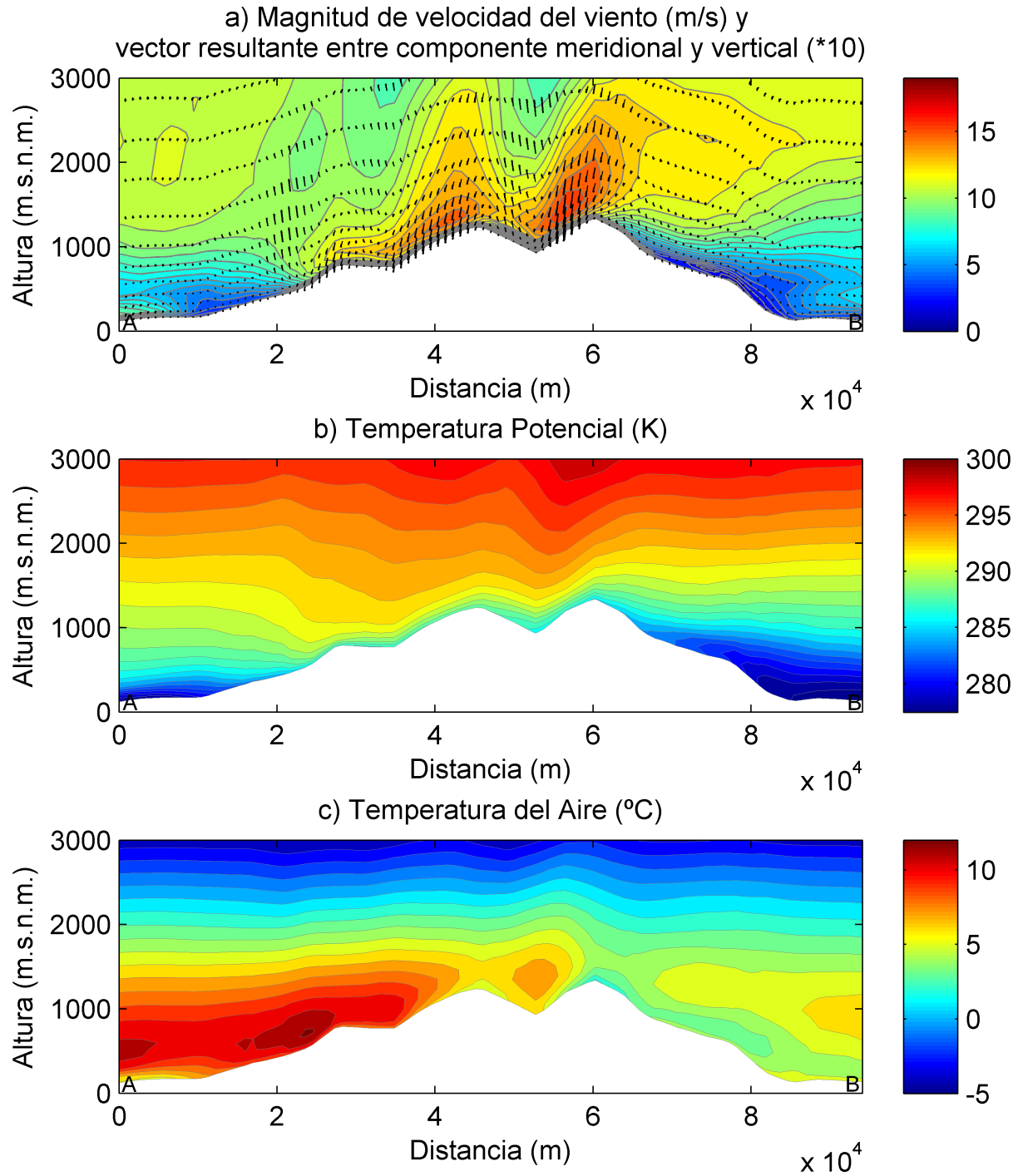


Figura 6.8: a) Magnitud de velocidad del viento y Vector resultante entre componente meridional y vertical, b) Temperatura Potencial (K), c) Temperatura del aire (°C). Datos obtenidos de la simulación con WRF model, 06:30 UTC (02:30 hora local), 20 de agosto, 2011

Sobre la cordillera, también se visualiza la inversión térmica, sin embargo, se ve modificada por la subsidencia en las laderas a sotavento y por el estancamiento a barlovento. En la Figura 6.8 se observa que la subsidencia genera dos núcleos cálidos, uno entre los dos máximos de altura de la cordillera y otro, de mayor temperatura, ubicado sobre el terreno que posee una altitud de 500-600 metros. En tanto, en la ladera a barlovento, entre los 500 y 800 metros de altitud, se observa una capa superficial donde la temperatura del aire disminuye con la altura, lo que puede deberse a un acotado ascenso de aire y a su correspondiente enfriamiento. Sobre esta capa se encuentra la capa de inversión, cuya temperatura máxima es 4°C y se alcanza cerca de los 1200 m.s.n.m.

Una característica relevante que se puede apreciar en la Figura 6.8 a), son las zonas de ascenso de aire al norte de las zonas de subsidencia, en las laderas sotavento. Al no estar necesariamente asociadas a zonas de barlovento, este ascenso sería resultado de actividad ondulatoria y no del bloqueo por las irregularidades del terreno.

Descrito los principales resultados de la modelación, se procederá al análisis del proceso de enfriamiento que resulta en los contraste térmicos observados, y posteriormente en la sección 6.3 se analizará la dinámica de mesoescala sobre la montaña con el fin de determinar si los flujos generan o afectan los contrastes térmicos detectados.

## **6.2. Enfriamiento nocturno**

Como se mencionó en la sección anterior, la simulación para el 20 de agosto captura de buena forma el patrón de variabilidad espacial de la temperatura superficial observado con MODIS, así como parte del contraste térmico observado con la red AFEX en la madrugada. El análisis del proceso de enfriamiento requiere que el modelo también presente un buen desempeño durante el día anterior, es decir, el 19 de agosto en período diurno.

La simulación captura de buena forma una serie de rasgos observados en la imagen MODIS: la zona cálida al sur, suroeste y norte de la cordillera, la zona mas fría al oeste y las temperaturas bajo 2°C sobre 1000 metros de altitud (Figura 6.9).

Una característica interesante es el insignificante contraste térmico entre el sector norte y sur de la

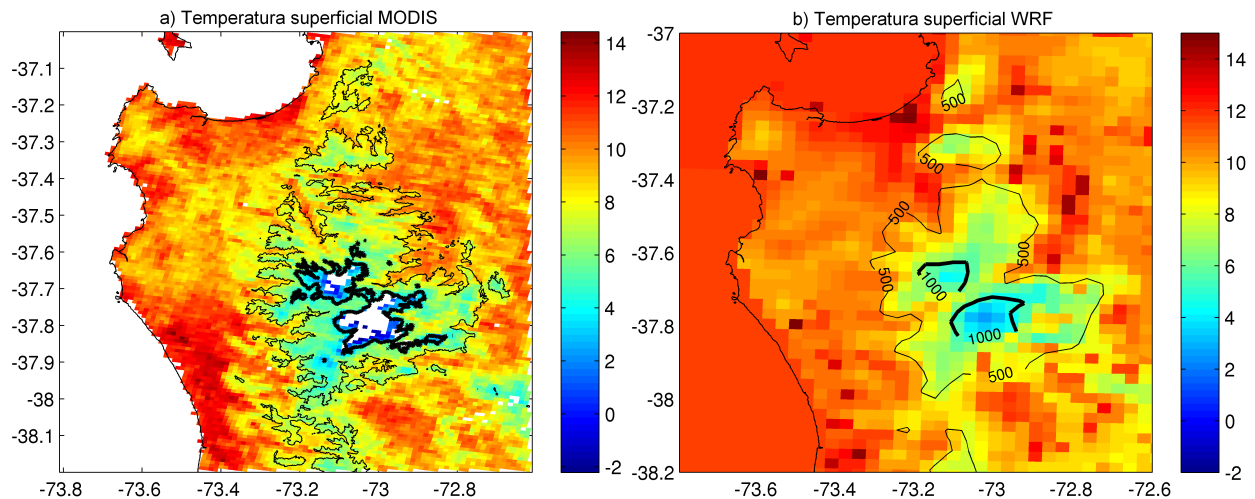


Figura 6.9: a) Temperatura Superficial (LST) MODIS ( $^{\circ}\text{C}$ ), 15:05 UTC (12:06 hora local), b) Temperatura superficial (ST) obtenida con WRF model ( $^{\circ}\text{C}$ ), 15:00 UTC (12:00 hora local), 19 de agosto, 2011.

cordillera durante el día, presentándose en ellos una temperatura cercana a los  $8^{\circ}\text{C}$  sobre los 500 metros. Además, en el sector norte, sobre los 500 metros, no se observan diferencias de temperatura que pudiesen explicar los contrastes nocturnos observados en esta zona. Esta situación podría variar durante la tarde, por lo que se analizó la situación a la hora de la temperatura máxima del día. De acuerdo a la red AFEX, la temperatura máxima se alcanza cerca de las 18-19:00 UTC. Según la Figura 6.10, a esta hora no se observa un gran contraste de temperatura que pudiese explicar las diferencias de  $8^{\circ}\text{C}$  que ocurren en horario nocturno entre el sector norte y sur. Por ejemplo, la temperatura superficial a las 19:00 UTC en la ladera sur es  $2^{\circ}\text{C}$  mayor que la temperatura superficial en la ladera norte. A 2 metros de la superficie, esta situación cambia, observando una temperatura del aire  $2^{\circ}\text{C}$  menor en la ladera sur, sobre los 500 metros de altitud (Figura 6.10 b)).

Para observar el enfriamiento, se graficó la variación temporal de la temperatura en 4 puntos de interés del dominio de la modelación (Figura 6.11). El punto A es cercano a la estación CUR, bajo los 500 metros de altitud y el punto B es cercano a las estaciones TNO-TBO, sobre los 500 metros. Los puntos A y D están más alejados de las cumbres de la cordillera y muestran ciclos de temperatura similares en superficie, con una máxima  $1^{\circ}\text{C}$  superior en el punto A.

Si se compara el ciclo diario promedio de la diferencia de temperatura respecto de las 14:00 horas de

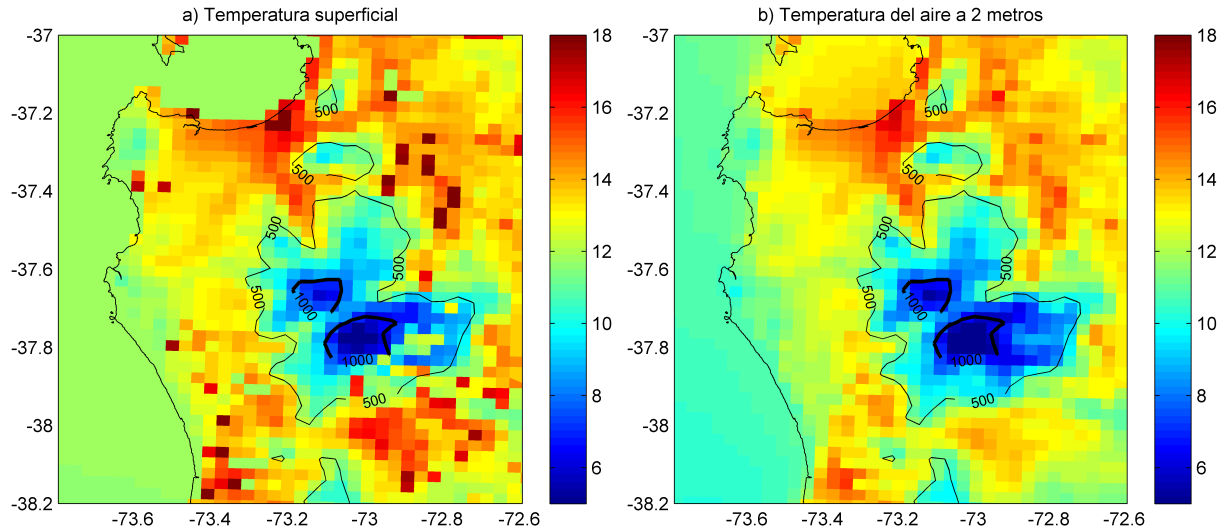


Figura 6.10: a) Temperatura Superficial WRF model ( $^{\circ}\text{C}$ ), b) Temperatura del aire a 2 metros, WRF model ( $^{\circ}\text{C}$ ), 19:00 UTC (15:00 hora local), 19 de agosto, 2011.

las estaciones CUR y TNO (Figura 4.3 a)), con el ciclo de la temperatura superficial de los puntos A y B de la Figura 6.11, se observan rasgos en común que permiten evaluar de forma positiva el desempeño del modelo WRF. En el punto A, cercano a la estación CUR, la variación temporal de la temperatura superficial muestra una amplitud térmica cercana a  $11^{\circ}\text{C}$  y una máxima a las 18:00 UTC (14:00 hora local), tal como sucede con el ciclo mostrado en la Figura 4.3 a). En el punto B, la temperatura máxima diaria se alcanza a las 18:00 UTC (14:00 hora local), hora desde la cual la temperatura superficial desciende  $6^{\circ}\text{C}$  ( $5^{\circ}\text{C}$  en el caso de la temperatura a 2 metros) hasta las 04:00 UTC (22:00 hora local). A partir de esta hora, la temperatura permanece estable hasta el amanecer. Esto coincide con el ciclo diario promedio en la estación TNO (Figura 4.3 a)), el cual muestra un descenso de  $4^{\circ}\text{C}$  desde las 18:00 UTC y una estabilización de la temperatura desde las 04:00 UTC. De acuerdo a la simulación, este fenómeno se presenta en las laderas a sotavento, en el sector norte de la cordillera, entre 500 y 800 metros, donde se presenta subsidencia (Figura 6.8). En los puntos A, C y D, la temperatura superficial no se estabiliza, presentándose un enfriamiento durante toda noche, especialmente en el punto C, donde la amplitud térmica alcanza los  $12^{\circ}\text{C}$ . Esto indica que la presencia o ausencia de enfriamiento nocturno contribuye a generar el patrón de variación de la temperatura superficial observado en el sector norte (diferencia entre puntos A y B) y al contraste de temperatura superficial entre el sector norte y sur de la cordillera (diferencia entre puntos B y C).



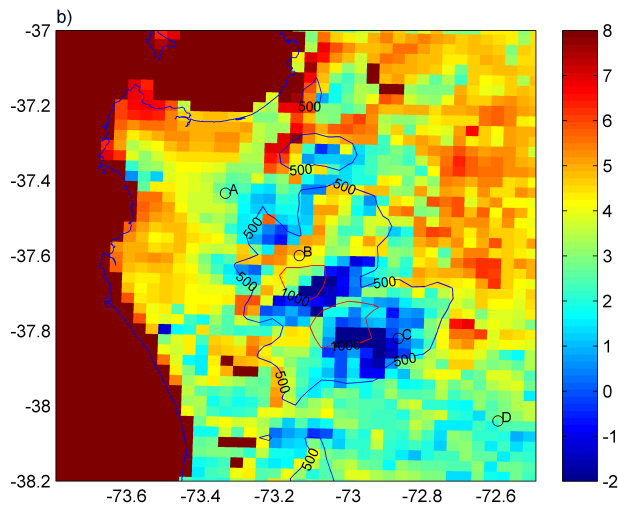
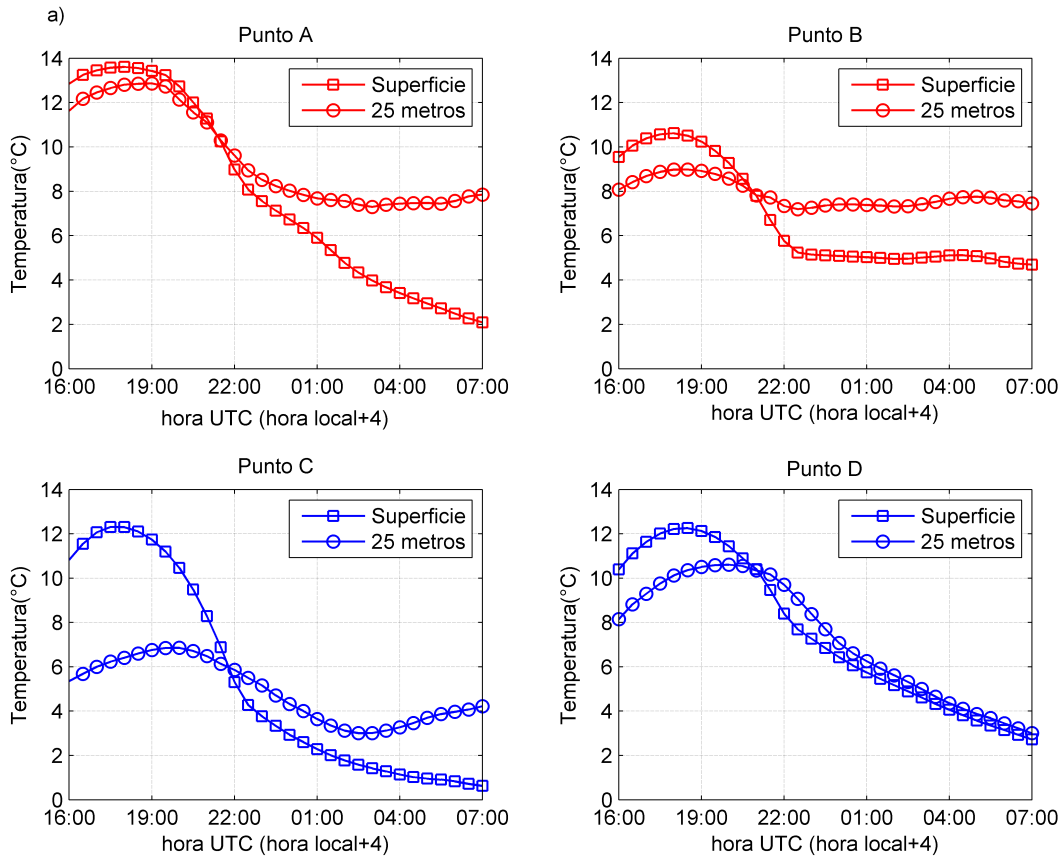


Figura 6.11: a) Variación temporal de temperaturas (°C), obtenidas con WRF en 4 puntos del dominio, desde las 16:00 UTC del 19 de agosto hasta las 07:00 UTC del 20 de agosto, 2011. b) Temperatura a 2 metros de la superficie y ubicación de los puntos.

A 25 metros sobre la superficie, en el primer nivel sigma, la variación de temperatura en los puntos A y B también muestra una estabilización desde las 22:00 UTC (19:00 hora local). Además, la amplitud térmica observada es mayor en superficie que en altura, lo que provoca que en la madrugada la temperatura a 25 metros sea 4°C superior que la temperatura en la superficie. Esta inversión térmica se genera entre las 21:00 UTC y las 22:00 UTC. En los puntos C y D, la temperatura a 25 metros no se estabiliza. En el punto C, luego de un enfriamiento hasta las 03:00 UTC (23:00 hora local), se produce un pequeño calentamiento de 1°C. En el punto D, se produce un fuerte enfriamiento, similar al que ocurre en ese mismo punto, pero en la superficie. En los dos casos, el resultado es una inversión térmica desde las 22:00 UTC, pero cuya magnitud es bastante menor que la observada en los puntos A y B. Estas diferencias en las magnitudes del enfriamiento (superficie-altura y norte-sur) se aprecian de mejor forma realizando un corte transversal en dirección noroeste y calculando la diferencia de temperatura del aire entre el 20 de agosto a las 06:20 UTC y el 19 de agosto a las 22:00 UTC (Figura 6.12 c)). Junto a este corte se presenta la distribución espacial del enfriamiento en superficie, calculada como la diferencia de temperatura superficial entre el 20 de agosto a las 06:30 UTC y el 19 de agosto a las 22:00 UTC (Figura 6.12 b)). Se seleccionó las 22:00 UTC como punto de referencia, ya que a esa hora se inicia la estabilización de la temperatura. De acuerdo a la Figura 6.12 a), a las 22:00 UTC ya se observa una diferencia de temperatura entre el sector norte y el sector sur, cercana a los 2°C.

El corte transversal muestra que el mayor descenso de la temperatura del aire se produce al sur de la cordillera de Nahuelbuta, bajo los 1500 metros de altura. Sobre esta altura, hay un aumento de la temperatura del aire que varía entre 1 y 3°C. Al norte de la cordillera, el calentamiento se extiende hasta unos 300 metros de altura, observándose un calentamiento máximo de 4°C sobre la ladera a sotavento a unos 700 metros aproximadamente. Esta zona de calentamiento está sobre el sector donde están ubicadas las estaciones que presentan una estabilización de la temperatura después de las 22:00 UTC (punto C o estación TNO).

De acuerdo a la Figura 6.12 b), en la mayor parte del dominio ocurre una disminución de la temperatura superficial. El enfriamiento de mayor magnitud ocurre al sur de la cordillera de Nahuelbuta y en algunos sectores al noreste bajo los 500 metros de altitud, donde se puede alcanzar un descenso de temperatura de 10°C. En la ladera sur, sobre los 500 metros el enfriamiento es de 6°C, lo que difiere con lo que sucede al norte de los 37.8°S, sobre los 500 metros. En esta zona se observa un patrón que intercala zonas de alto y bajo enfriamiento. Las zonas de mínimo enfriamiento están ubicadas en las laderas a sotavento de los 2

puntos más altos de la cordillera y en ellas inclusive se puede visualizar puntos en donde la variación de la temperatura es nula o positiva. En tanto, las zonas de enfriamiento corresponden a la depresión entre las dos máximas elevaciones y bajo los 600 metros al noroeste de la cordillera. En estas zonas el enfriamiento alcanza 5°C.

La estructura espacial de la temperatura superficial vista en la Figura 6.12 b) es similar a la estructura espacial de la magnitud del viento de la Figura 6.5 b) ya que las zonas de mayor magnitud del viento son

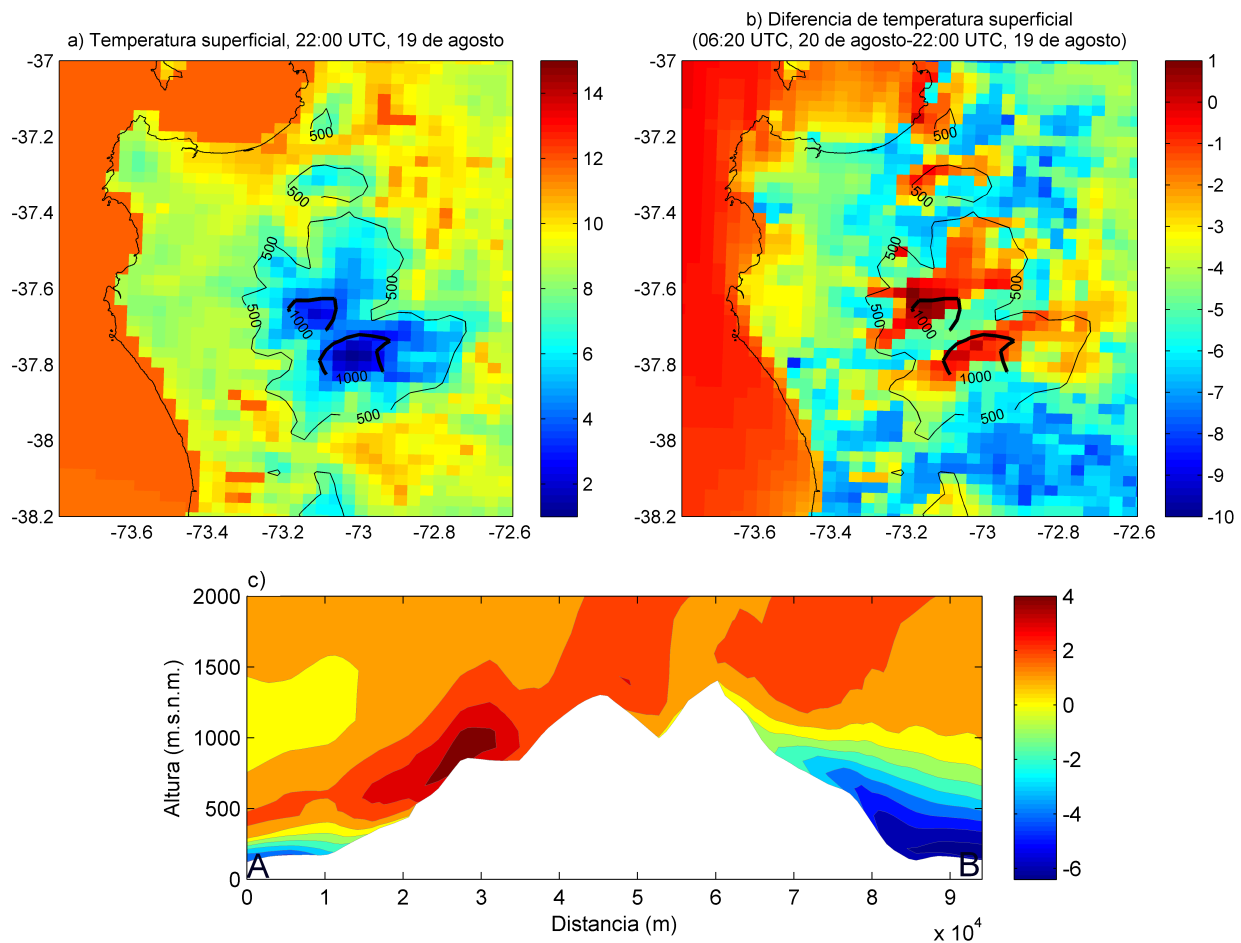


Figura 6.12: a) Temperatura superficial a las 22:00 UTC (19:00 hora local), 19 de agosto (°C), b) Diferencia de temperatura superficial (°C), c) Corte transversal de diferencia de temperatura del aire (°C), obtenidas con WRF model. Las diferencias fueron calculadas entre las 06:30 UTC (hora aproximada de imagen MODIS), del 20 de agosto y las 22:00 UTC, del 19 de agosto.

las que presentan menor enfriamiento. Una explicación para esta relación estaría en el favorecimiento de la mezcla vertical en condiciones de mayor velocidad del viento (Stull, 1988). Considerando que existe una inversión térmica, en un ambiente con más mezcla, se favorece el flujo vertical de energía, lo que reduciría el enfriamiento en las capas más superficiales. En una zona con menor velocidad del viento existiría menor mezcla y, por lo tanto, menor flujo vertical de energía. Este flujo no compensaría el enfriamiento radiativo y, por lo tanto, el enfriamiento neto sería de mayor magnitud (Stull, 1988).

Para cuantificar el grado de relación entre magnitud del viento y enfriamiento antes descrita, se calculó la correlación entre la diferencia de temperatura, entre las 06:30 UTC del 20 de agosto y las 22:00 UTC del 19 de agosto, y el promedio de la magnitud del viento entre esas horas. La correlación obtenida fue de 0.79, lo que reafirma lo obtenido de la inspección visual. Sin embargo, de acuerdo a la Figura 6.13 a), existen algunos puntos que se alejan del comportamiento antes descrito, es decir, presentan un bajo enfriamiento con una velocidad del viento media-baja o una alto enfriamiento con una velocidad del viento alta. Estas desviaciones del comportamiento general permite suponer que existe otro proceso, aparte de la mezcla, que actúa aumentando el enfriamiento o reduciéndolo. Con el fin de identificar las zonas donde ocurren

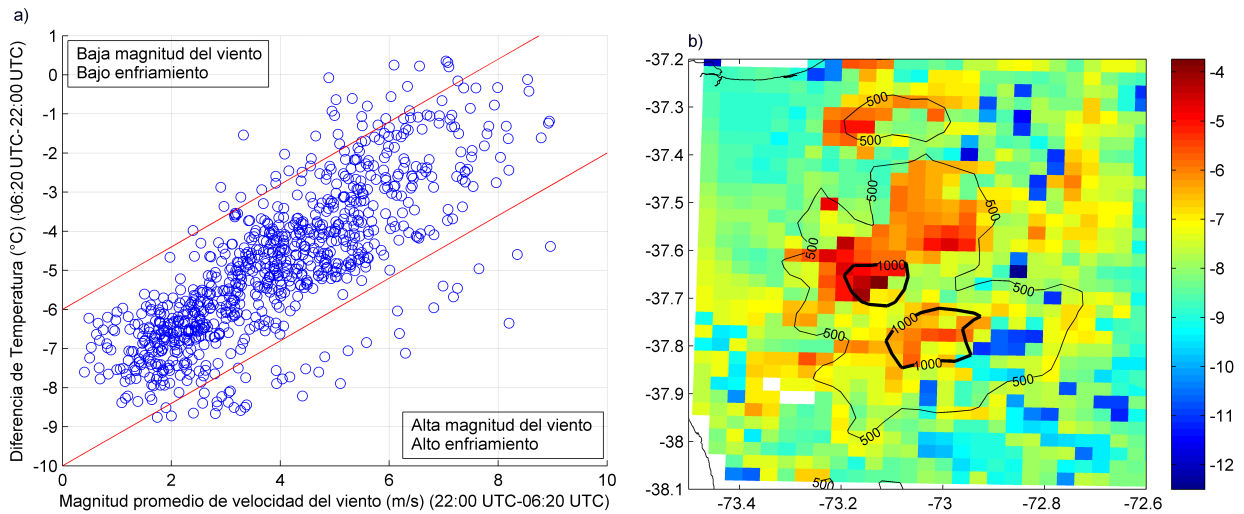


Figura 6.13: a) Relación magnitud promedio de velocidad del viento y diferencia de temperatura superficial de WRF model entre las 06:30 UTC, 20 de agosto y 22:00 UTC, 19 de agosto. b) Intercepto de la ecuación lineal que intercepta cada punto y el eje Y con una pendiente de 0.75.

las desviaciones antes descritas, se calculó el intercepto de una ecuación lineal que pasa por cada punto e intercepta el eje Y con una pendiente de 0.75. De esta forma, los puntos que presentan una mayor magnitud del viento y un fuerte enfriamiento presentarán interceptos más negativos (bajo -10). En tanto, los puntos que presentan una magnitud del viento media o baja, pero que cuentan con un débil enfriamiento, tendrán interceptos menos negativos (sobre -6). Graficando los interceptos se puede identificar las zonas que escapan a la relación mayor velocidad menor enfriamiento. Según la Figura 6.13 b) las zonas donde existe un bajo enfriamiento con una velocidad del viento media-baja se ubican en el sector norte cordillera de Nahuelbuta, sobre los 500 metros, en laderas a sotavento. Esto coincide con las zonas de menor enfriamiento de todo el dominio. En tanto, las zonas con un alto enfriamiento con una alta velocidad del viento se encuentran dispersas en el dominio.

Como se mencionó en la sección 6.1, las zonas donde la velocidad del viento es mayor, presentan subsidencia y un descenso de las isentropas, siendo máximo el descenso sobre la ladera norte de la cordillera de Nahuelbuta, donde la altura del terreno es cercana a 700 metros. En esta zona, el descenso de las isentropas genera un calentamiento de 4°C, el cual se mostró en la Figura 6.12 c). De esta forma, la mezcla provocada por el viento, sumado a un aire mucho más cálido en altura, debiese producir un flujo de calor sensible mayor que en las zonas donde hay más mezcla pero donde la temperatura en altura es menor. Esto

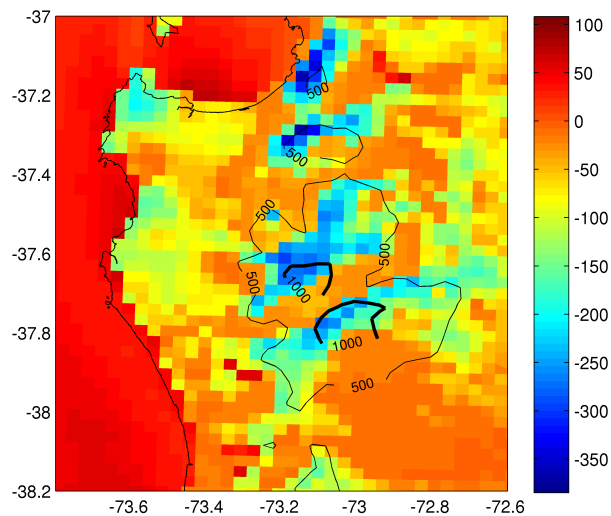


Figura 6.14: Flujo de calor sensible entre la capa superficial y el primer nivel sigma obtenido con WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto de 2011. El signo negativo indica flujo desde arriba hacia abajo.

puede visualizarse en la Figura 6.14. Se aprecia que las zonas de mayor flujo de calor sensible desde el primer nivel sigma hasta la superficie son las laderas a sotavento, donde hay subsidencia y mayor velocidad del viento. Por el contrario, en la ladera sur de la cordillera, el flujo de calor sensible es muy bajo o nulo, lo que se traduce en un enfriamiento de mayor magnitud.

Considerando el análisis del proceso de enfriamiento, puede plantearse que el patrón de variación espacial de la temperatura superficial nocturna de la cordillera de Nahuelbuta está relacionado con la mezcla, la velocidad del viento y la subsidencia localizada en el sector norte de la cordillera. De esta forma, corresponde analizar la dinámica de los flujos que interactúan con la cordillera, para identificar la causa de los dos fenómenos que se presentan en las laderas a sotavento y explican el mayor flujo de calor sensible y la mayor temperatura del aire en altura sobre la ladera norte; la aceleración del viento y la subsidencia local.

### **6.3. Interacción viento-topografía**

De acuerdo a lo descrito en la sección 6.1, los resultados del modelo indican que existen dos fenómenos fundamentales para explicar el contraste térmico entre laderas en la cordillera de Nahuelbuta: la aceleración del viento en superficie y la subsidencia en laderas sotavento. Estos fenómenos suelen ser una respuesta a la interacción entre un flujo de aire y una barrera topográfica bajo ciertas condiciones termodinámicas (Durrán, 1990). En la presente sección se procederá a identificar el tipo de interacción que ocurre entre el flujo de aire incidente y la cordillera de Nahuelbuta y cómo ésta explica la aceleración y subsidencia.

#### **6.3.1. Número de Froude y Estabilidad**

Uno de los parámetros que permite identificar la respuesta de un flujo de aire al interactuar con una montaña es el número de Froude (Fr). Este parámetro adimensional relaciona la energía cinética que trae un flujo perpendicular a la barrera topográfica con la energía potencial para cruzarla y se calcula con la ecuación 6.3.1, donde  $U$  es la velocidad del viento en la dirección al obstáculo,  $H$  es la altura del obstáculo y  $N$  es la frecuencia de Brunt-Väisälä, la que se determina con la ecuación 6.3.2. En esta ecuación  $g$  es la aceleración de gravedad,  $\theta$  es la temperatura potencial y  $z$  es la altura.

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (6.3.1)$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (6.3.2)$$

Cuando  $Fr < 1$ , la energía cinética que trae el flujo no es suficiente para vencer la fuerza gravitacional, por lo que el flujo no asciende sobre el obstáculo y queda bloqueado o debe rodearlo. En tanto, cuando  $Fr > 1$ , el flujo tiene la suficiente energía cinética para atravesar la montaña (Holton y Hakim, 2012). En la Figura 6.15 a) se muestra la frecuencia de Brunt-Väisälä calculada a partir de los resultados del modelo WRF. Los valores positivos indican que el ambiente está estable y los valores negativos indican que el ambiente está inestable. Salvo en una capa muy superficial en la ladera a barlovento de la cordillera de Nahuelbuta, el ambiente está estable.

En condiciones de una atmósfera estable, el comportamiento del flujo de aire depende de la altura. Normalmente, las capas más superficiales quedan bloqueadas o rodean a la montaña, en tanto, las capas superiores logran ascender sobre la barrera montañosa. Esto se visualiza en la Figura 6.15 b). Bajo los 1000 metros de altura, el número de Froude es menor a 1, por lo que bajo esa altura el flujo no logra sobrepasar el obstáculo. En tanto, sobre los 1000 metros de altura, el número de Froude es mayor a 1, por lo que el flujo sobre esta altura sobrepasa la montaña. Algo similar fue descrito en la sección 6.1 a partir de la observación de los mapas de dirección del viento a distintas alturas (Figura 6.5). Algunos estudios como los de Smolarkiewicz y Rotunno (1989) y Smith (2004) muestran que en obstáculos tridimensionales el flujo es capaz de atravesar la barrera con un  $Fr > 0.5$ . Según este criterio, el flujo que está sobre una altura de 800 metros es capaz de pasar sobre la montaña.

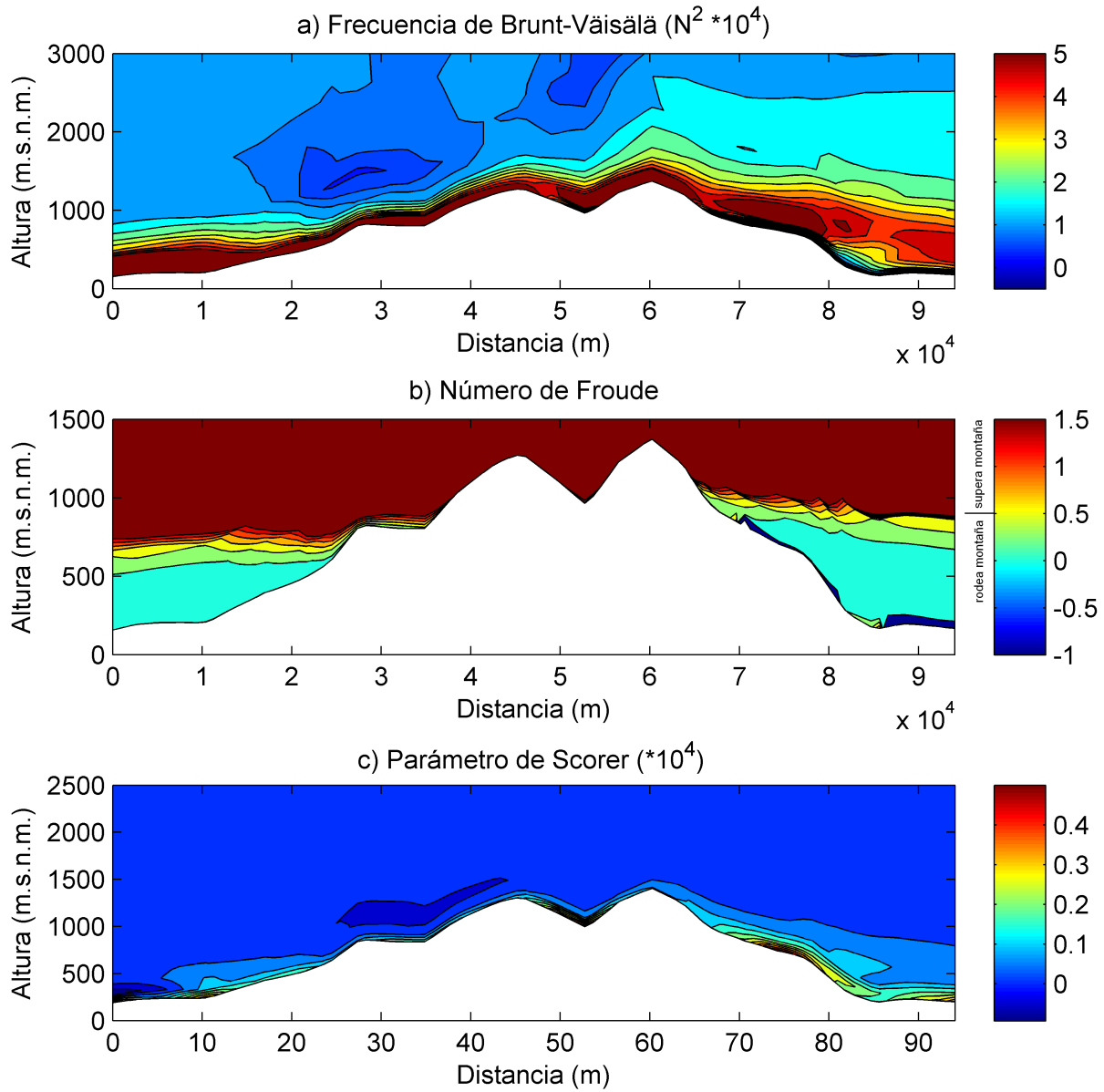


Figura 6.15: Parámetros termodinámicos calculados a partir de los resultados de WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011. a) Frecuencia de Brunt-Väisälä ( $\cdot 10^{-4}$ ), b) Número de Froude, c) Parámetro de Scorer ( $\cdot 10^4$ ). Frecuencia de Brunt-Väisälä y Número de Froude elevados a 2 para eliminar términos complejos.



### 6.3.2. Parámetro de Scorer

Ya que parte del flujo asciende y pasa sobre la montaña en un ambiente estable, se genera actividad ondulatoria. Para identificar el tipo de régimen ondulatorio se procedió a comparar los resultados obtenidos de la modelación con las características teóricas de los regímenes obtenidas de acuerdo a la teoría lineal de ondas. Según esta teoría, al linealizar las ecuaciones básicas que gobiernan los flujos de mesoescala y aplicar la aproximación de Boussinesq, considerando un flujo estacionario, una atmósfera adiabática y no viscosa, las ecuaciones básicas pueden ser reducidas a la ecuación 6.3.3, conocida como ecuación de Scorer, donde  $l$  es el parámetro de Scorer (Lin, 2007).

$$\nabla^2 w' - \left( \frac{N^2}{U^2} - \frac{d^2 U}{U dz^2} \right) w' = 0 \quad (6.3.3)$$

$$l^2 = \frac{N^2}{U^2} - \frac{d^2 U}{U dz^2} \quad (6.3.4)$$

El parámetro de Scorer puede ser interpretado como la ecuación de vorticidad si se multiplica por la velocidad del viento,  $U$  (Smith, 1979). Scorer (1949) estableció que si  $l$  disminuye o se mantiene constante con altura, la condición atmosférica es favorable para la formación de ondas de montaña. En la Figura 6.15 c) puede visualizarse que el parámetro de Scorer bajo los 2500 metros disminuye con la altura hasta mantenerse constante aproximadamente desde los 500 metros desde la superficie. Esto señala que el ambiente es propicio para la formación de ondas de montaña.

### 6.3.3. Regímenes en terreno sinusoidal

Asumiendo que  $N$  y  $U$  varían de forma independiente respecto de la altura en la ecuación 6.3.4 y que el terreno tiene forma sinusoidal, la solución de la ecuación 6.3.3 es de la forma:

$$w'(x, z) = \phi_1(z) \cos kx + \phi_2(z) \sin kx \quad (6.3.5)$$

Siendo  $w'$  la perturbación de velocidad vertical y  $k$  el número de onda del terreno sinusoidal. Sustituyendo la expresión 6.3.5 en la ecuación 6.3.3 con un parámetro de Scorer constante se obtiene la expresión

6.3.6, la cual constituye la ecuación de la onda.

$$\frac{\partial^2 \phi(z)}{\partial z^2} + (l^2 - k^2)\phi(z) = 0 \quad (6.3.6)$$

A partir de esta ecuación se pueden definir 2 casos. En el primero de ellos,  $k^2 > l^2$ , lo que implica la condición 6.3.7.

$$\frac{\lambda U^{-1}}{2\pi N^{-1}} < 1 \quad (6.3.7)$$

Donde  $\lambda$  es la longitud de onda del terreno. El numerador representa el tiempo que le toma a la parcela recorrer una longitud de onda y el denominador es el periodo de la oscilación de una parcela debido a la estabilidad. La condición 6.3.7 indica que el periodo de oscilación debido a la estabilidad es mayor que el tiempo que le demora al flujo recorrer una longitud de onda del terreno, es decir, la boyanza juega un rol pequeño comparado con la advección horizontal. Las soluciones a la ecuación de la onda que resultan a partir de la condición 6.3.7 se presentan en el Anexo 6. Estas ecuaciones describen un patrón de ondas cuya amplitud disminuye con la altura, conocidas como ondas evanescentes (Figura 6.16). En este tipo de régimen, el flujo se acelera en el tope y se desacelera a medida que baja por el valle y la temperatura potencial es mínima en el tope y máxima en el valle (Lin, 2007). Algunas de estas características son diferentes a lo observado en la cordillera de Nahuelbuta. Por ejemplo, en la cordillera de Nahuelbuta, la máxima velocidad del viento se observa sobre las laderas a sotavento y no en la cima del macizo. Además, la velocidad del viento disminuye en la ladera a barlovento, lo cual difiere de las ondas evanescentes, donde la velocidad aumenta en la ladera barlovento (Figura 6.17).

El segundo caso posible, de acuerdo a la ecuación 6.3.6, es cuando  $l^2 < k^2$ , lo que implica la condición 6.3.8.

$$\frac{\lambda U^{-1}}{2\pi N^{-1}} > 1 \quad (6.3.8)$$

La condición 6.3.8 señala que el periodo de oscilación debido a la estabilidad es menor que el tiempo que le demora al flujo recorrer una longitud de onda del terreno. En este caso, la boyanza juega un rol más importante comparado con la advección horizontal, lo que genera ondas que se propagan verticalmente

(Figura 6.16). Las soluciones de la ecuación 6.3.6 para la perturbación de velocidad vertical, la perturbación de velocidad zonal y la perturbación de temperatura potencial se presentan en el Anexo 6. Estas ecuaciones describen un régimen donde el viento se desacelera en la ladera a barlovento y acelera a sotavento y donde la zona fría está localizada en la cima de la montaña y la zona cálida en el valle (Lin, 2007). Un cálculo simple, considerando una longitud de onda del terreno de 80 km, una velocidad del viento promedio de 8 m/s (Figura 6.8 ) y una frecuencia de Brunt-Väisälä de  $0.012 \text{ s}^{-1}$  (Figura 6.15) resulta en un valor  $\lambda U^{-1} / 2\pi N^{-1}$  de 19.4, demostrando que se cumple la condición 6.3.8. De esta forma, el régimen que se genera en la cordillera de Nahuelbuta se asemeja al de una onda que se propagación vertical. Esta conclusión también puede inferirse de la Figura 6.8 a), pero de forma mucho más clara al observar la perturbación de la velocidad del viento. En la Figura 6.17 se visualiza una perturbación negativa en la ladera a barlovento y una perturbación positiva en la ladera a sotavento, lo que es propio de las ondas de propagación vertical.

#### 6.3.4. Regímenes en una montaña solitaria

Un caso un poco más real sería considerar un flujo cruzando una montaña solitaria. Para esto se debe aplicar la transformada de Fourier y su inversa, de acuerdo a lo descrito en el Anexo 7. Esto resulta en la expresión 6.3.6, la cual constituye la Transformada de Fourier de la ecuación de la onda.

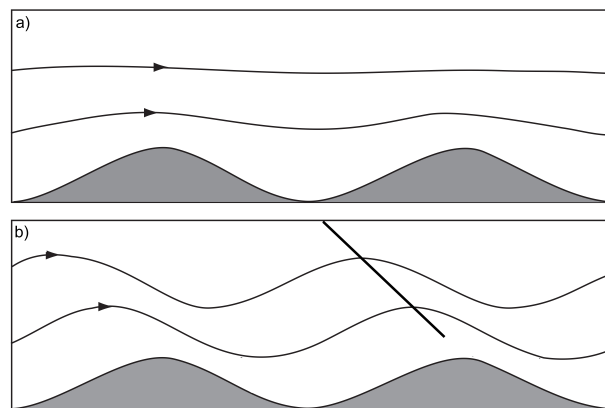


Figura 6.16: a) Ondas evanescentes ( $k^2 > l^2$ ), b) Ondas de propagación vertical ( $l^2 > k^2$ ), (Figura 5.1, Lin (2007))

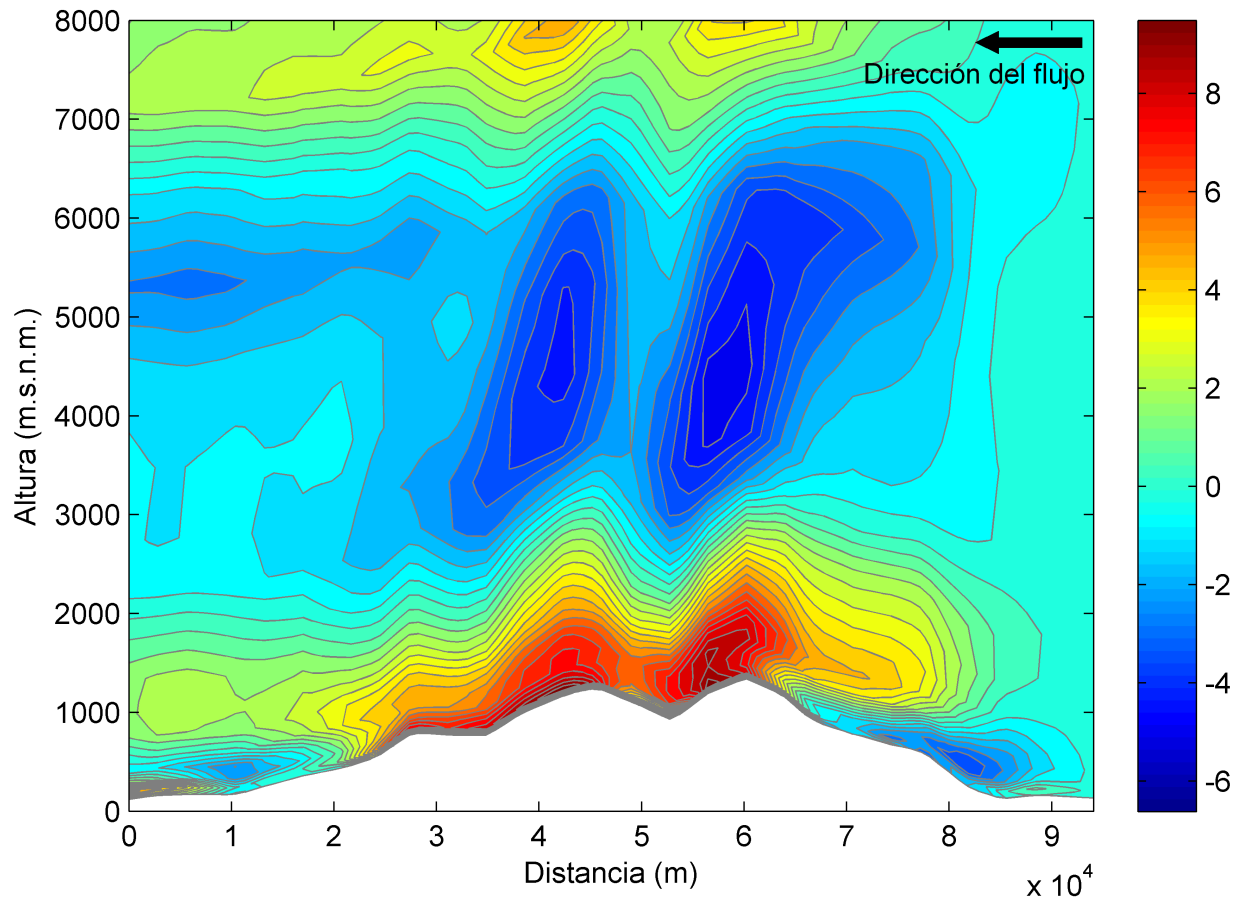


Figura 6.17: Perturbación de magnitud de velocidad del viento obtenido con WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011.

$$\frac{\partial^2 \tilde{w}}{\partial z^2} + (l^2 - k^2) \tilde{w} = 0 \quad (6.3.9)$$

La solución a la ecuación 6.3.9 se presenta en el Anexo 6. En ella se asumen las condiciones de borde definidas en Smith (1979) y se utiliza un perfil del terreno que sigue la curva conocida como Bruja de Agnesi. En función de este procedimiento, pueden definirse 2 casos extremos de regímenes que se pueden presentar cuando un flujo atraviesa una montaña solitaria; el régimen irrotacional y el régimen hidrostático. El régimen irrotacional es un caso extremo de ondas evanescentes donde  $l^2 \ll k^2$  o  $Na \ll U$ , donde  $a$  es la longitud de la montaña. En este caso la boyanza juega un rol menos relevante y la amplitud de la

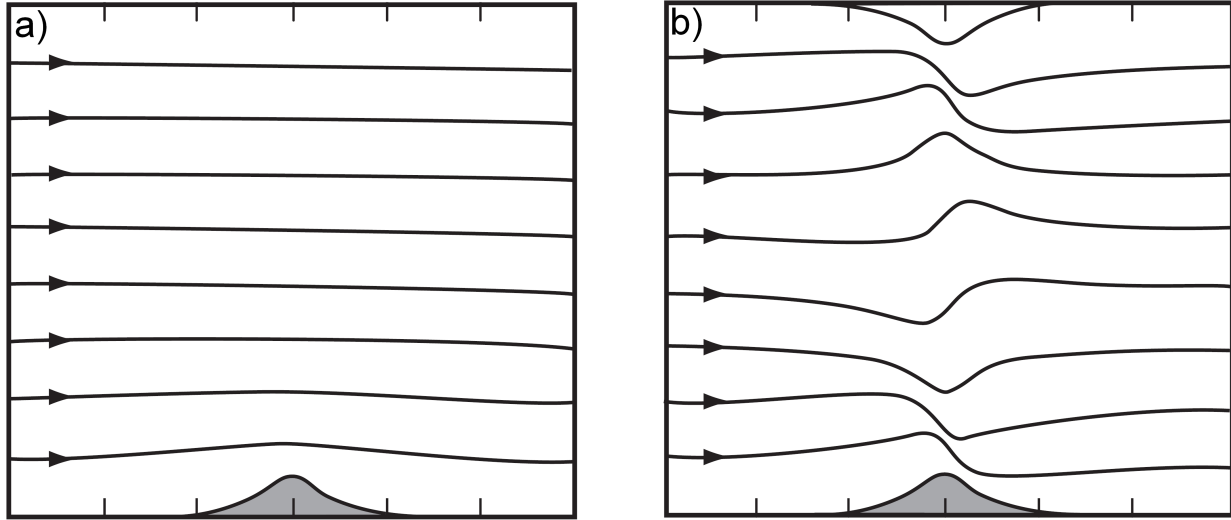


Figura 6.18: a) Líneas de corriente cuando  $Ua \gg N$ , b) Líneas de corriente cuando  $Ua \ll N$ , (Figura 5.3, Lin (2007))

perturbación disminuye con la altura de forma exponencial. La solución de la ecuación 6.3.9 para las líneas de corriente ( $\eta$ ) es la expresión 7.2.14, donde  $h_m$  la altura máxima de la montaña. La Figura 6.18 a) muestra las líneas de corriente resultantes de esta ecuación (Lin, 2007).

$$\eta(x, z) = \frac{h_m a (z + a)}{x^2 + (z + a)^2} \quad (6.3.10)$$

En tanto, el régimen hidrostático es un caso extremo de las ondas de propagación vertical, es decir, cuando  $l^2 \gg k^2$  o  $Na \gg U$ . A diferencia del régimen irrotacional, aquí la boyanza juega un rol mucho más importante. La solución de la ecuación 6.3.9 para las líneas de corriente ( $\eta$ ) es la expresión 6.3.11, donde  $\rho_s$  es la densidad del aire en la superficie. Puede observarse que a medida que disminuye la densidad, aumenta la amplitud de la perturbación lo que implica que al aumentar la altura, la amplitud de la perturbación se hace mayor. La Figura 6.18 b) muestra la líneas de corrientes resultantes de la expresión 6.3.11.

$$\eta(x, z) = \left(\frac{\rho_s}{\rho_z}\right)^{1/2} \frac{h_m a (a \cos lz - x \operatorname{sen} lz)}{x^2 + a^2} \quad (6.3.11)$$

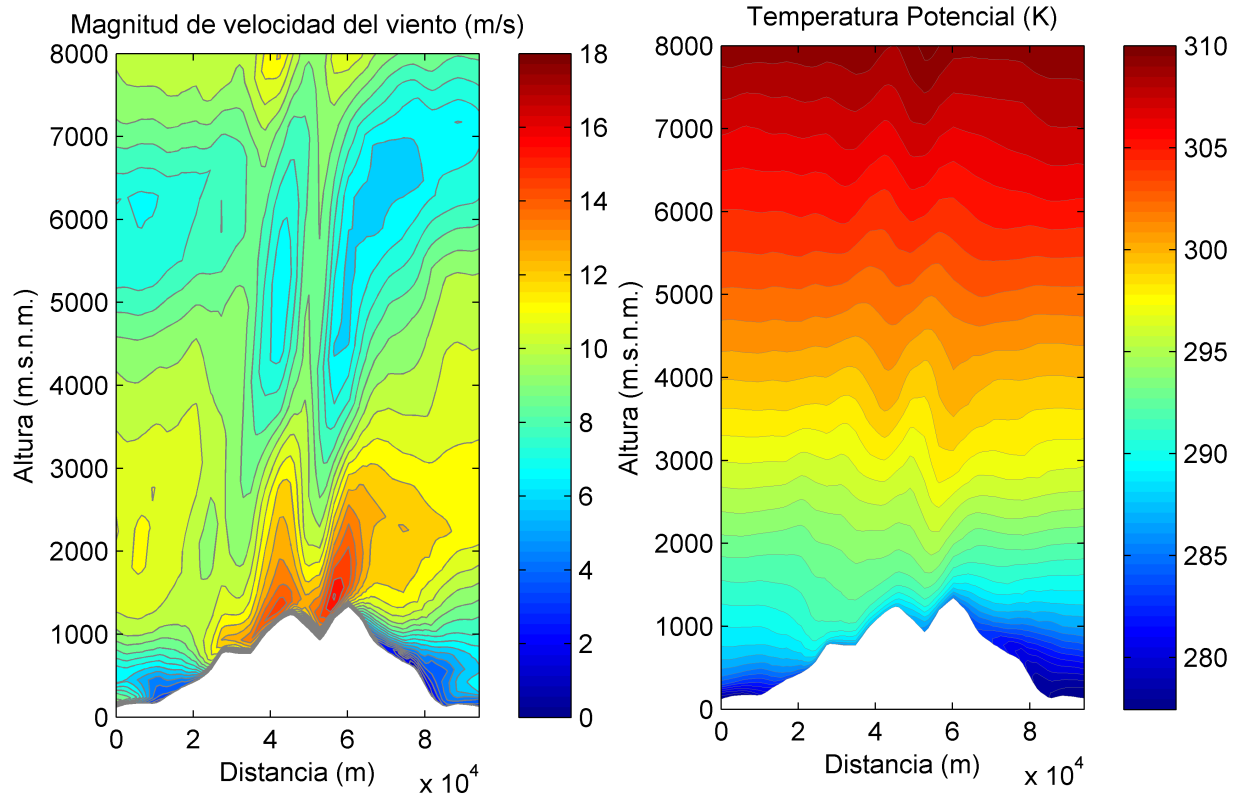


Figura 6.19: a) Magnitud de velocidad del viento en la tropósfera, b) Temperatura potencial en la tropósfera, obtenidos con WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011.

Otra característica del régimen hidrostático, es que la perturbación tiende a mantenerse sobre la montaña y no se propaga horizontalmente, pero sí de forma vertical (Lin, 2007). Esto se aprecia en la Figura 6.19 donde se visualiza la magnitud de la velocidad del viento y la temperatura potencial hasta los 8000 metros de altitud. En esta Figura también se observa que la amplitud de la perturbación tampoco disminuye con la altura, lo que indica que en el caso de estudio estamos frente a un régimen hidrostático. Esto puede ser comprobado haciendo un cálculo simple. Considerando una longitud de la cordillera de Nahuelbuta cercana a 80 km, una velocidad del viento de 8 m/s y una frecuencia de Brunt-Väisälä de  $0.012 \text{ s}^{-1}$  se obtiene que  $Na \gg U$ .

### 6.3.5. No linealidades

Hasta el momento, los resultados del modelo han sido comparados con el comportamiento teórico de los flujos de acuerdo a la teoría lineal. En este sentido, los parámetros calculados permiten definir que se está bajo un régimen hidroestático donde predomina la propagación vertical de la perturbación generada por la cordillera de Nahuelbuta. La caracterización de este régimen concuerda en múltiples rasgos con los obtenidos en la simulación, a pesar de algunas suposiciones que normalmente se realizan en la teoría lineal como la de un parámetro de Scorer constante.

Uno de los rasgos presentados en la simulación y que está presente en un régimen hidroestático es la intensificación de los vientos en la ladera a sotavento (Figura 6.17). De acuerdo a la teoría lineal, el aumento de velocidad del viento se debe a que en la ladera a barlovento la perturbación de presión es positiva y en la ladera a sotavento es negativa, lo que genera un gradiente de presión.

Sin embargo, una intensificación de los vientos no sólo puede ser resultado de este gradiente de presión. Se sabe que en ambientes donde el flujo de base es lento, la montaña es alta o la estabilidad es fuerte, la teoría lineal no logra explicar totalmente la magnitud de los vientos alcanzados en laderas a sotavento (Lin 2007). Un caso extremo en este sentido son los *downslope winds*, vientos de más de 50 m/s que bajan por una ladera. En el caso de estudio, las velocidades del viento no alcanzan los 50 m/s, pero la perturbación de velocidad es comparable con el flujo de base (cerca de 8 m/s), lo que podría ser un indicador de la existencia de otro mecanismo operando en la intensificación de los vientos.

En este escenario, se analizó si existen indicios de mecanismos no lineales que pudiesen influir en el aumento de la velocidad del viento obtenido en la simulación con WRF. Específicamente se analizó si existe rompimiento de una onda de gravedad (o *wave breaking*).

La intensificación de vientos debido al rompimiento de una onda de gravedad fue propuesta principalmente por Clark, Peltier y Fairley en una serie de estudios basados en simulaciones (Durrán, 1990). Cuando ocurre un rompimiento de una onda se genera una región o capa crítica que por sus características produce una reflexión de las ondas hacia el obstáculo (Clark y Peltier, 1977). La zona de rompimiento se caracteriza por su turbulencia y puede ser identificada calculando el número de Richardson (6.3.12), el cual debe tener un valor menor a 0.25 en altura (Durrán, 1990). Algunos estudios muestran que el modelo WRF sí es capaz

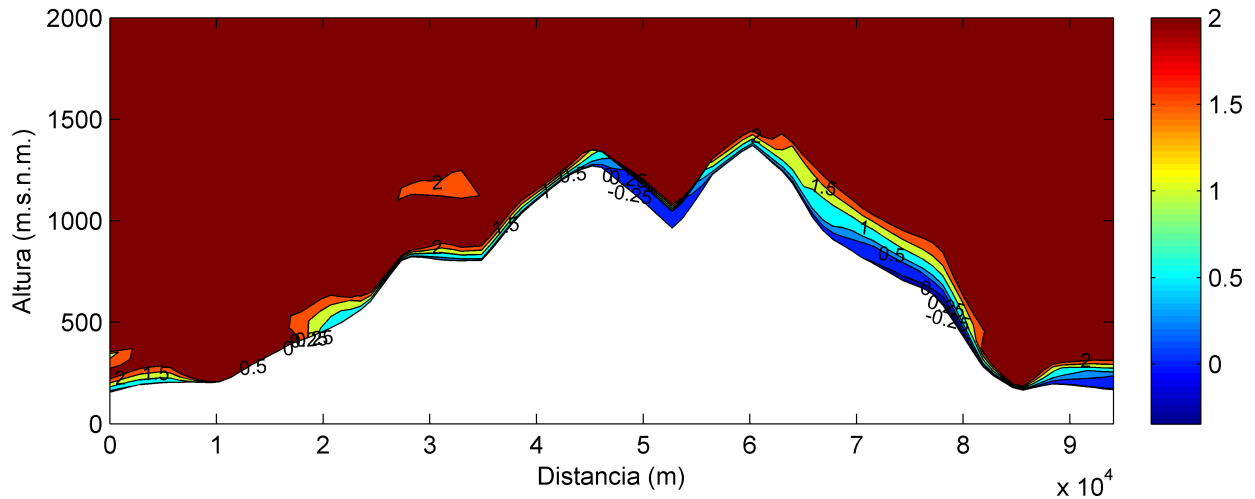


Figura 6.20: Número de Richardson Bulk calculados a partir de los resultados de WRF model, 06:30 UTC, 20 de agosto, 2011.

de simular rompimiento de ondas (Rögnvaldsson et al., 2011), por lo que para identificar si existe rompimiento de una onda sobre la cordillera de Nahuelbuta se calculó el número de Richardson Bulk (6.3.13) a partir de los datos obtenidos con el modelo WRF.

$$R_i = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \quad (6.3.12)$$

$$R_{ib} = \frac{g}{\theta_0} \frac{\Delta\theta \Delta z}{(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2} \quad (6.3.13)$$

En la Figura 6.20 se observa que el número de Richardson Bulk sólo alcanza valores muy bajos cerca de la superficie, pero a mayor altura, sobre la montaña, los valores más bajos (cercanos a 2) se obtienen en la zona donde se produce el calentamiento por subsidencia, sobre la ladera a sotavento. Considerando los valores del número de Richardson Bulk obtenidos a partir de los datos de la simulación, se concluye que no existe un rompimiento de una onda sobre la cordillera de Nahuelbuta en el caso de estudio.



## Capítulo 7

# Conclusiones y trabajos futuros

### 7.1. Modelo conceptual

En la presente investigación se analizaron dos tipos de contraste de temperatura nocturna que se observan sobre la cordillera de Nahuelbuta. El primero de ellos se refiere la diferencia de temperatura del aire (mas de 10°C) entre estaciones de la red AFEX ubicadas cerca de los 700 metros de altitud en el sector norte de la cordillera de Nahuelbuta. El segundo de ellos consiste en la diferencia de temperatura entre laderas observado tanto por las estaciones como por imágenes MODIS. A pesar de que estos contrastes presentan diferente escala espacial y magnitud, las simulaciones realizadas en la presente investigación muestran que comparten algunas características.

Ambos contrastes de temperatura están asociados a condiciones de predominio anticiclónico en el margen occidental del continente y al paso de una dorsal en altura. Esta condición sinóptica resulta en un ambiente termodinámicamente estable en el área de estudio y en vientos sureste interactuando con la cordillera. Los días sin estos contrastes de temperatura, predomina una condición ciclónica asociada al paso de un sistema frontal, lo que genera precipitación y viento norte sobre el área de estudio.

Respecto del contraste de temperatura del aire entre estaciones de la red AFEX ubicadas cerca de los 700 metros, el análisis del ciclo diario de la anomalía de temperatura reveló que el origen de las diferencias de temperatura está en el proceso de enfriamiento nocturno. Mientras que algunas estaciones (ETA y EBA)

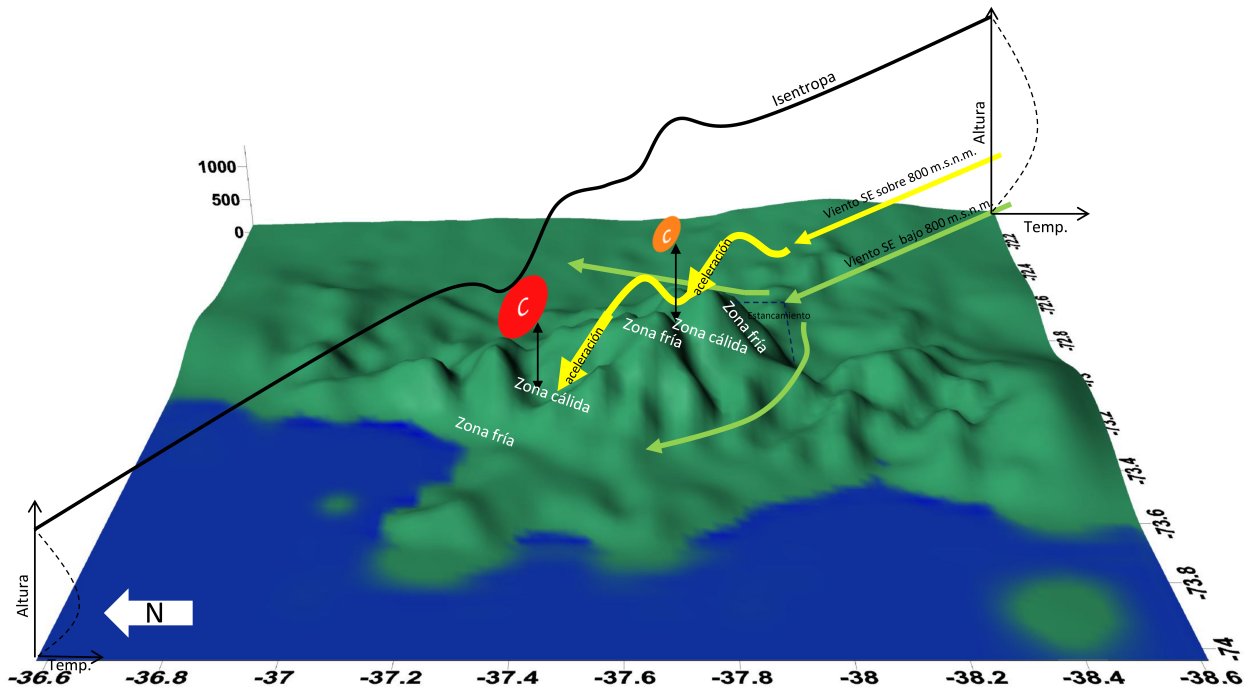


Figura 7.1: Modelo conceptual propuesto para explicar contraste térmico en cordillera de Nahuelbuta. Los sectores marcados con C son cálidos.

muestran un descenso de temperatura durante toda la noche, otras estaciones (TNO y CAN) muestran una estabilización de la temperatura del aire desde las 18:00 hora local. Tanto las imágenes MODIS como la simulación realizada en WRF para el 20 de agosto de 2011, no son capaces de capturar este contraste de temperatura en toda su magnitud, lo que indica que se trata de diferencias de carácter muy local. Sin embargo, el ciclo diario de las estaciones que no registran el enfriamiento durante la noche, es muy bien representado por el modelo WRF. De acuerdo al modelo, este fenómeno está estrechamente relacionado con los mecanismos que originan el contraste de temperatura entre las laderas del sector norte y sur. Este segundo contraste de temperatura, de menor magnitud que el anterior, es capturado de buena forma por el modelo para el 20 de agosto de 2011. Los resultados indican que estas diferencias de temperatura se originan por el flujo de calor sensible desde las capas superiores hacia la superficie en un ambiente donde existe una diferencia de temperatura tierra-mar. El modelo conceptual propuesto se presenta en la Figura 7.1.

En una condición anticiclónica, el viento sureste interactúa de dos formas con la cordillera de Nahuel-

buta. Bajo los 1000 metros de altitud, una parte del flujo se estanca y otra parte rodea a la montaña. Sobre los 1000 metros, el flujo tiene suficiente energía cinética para ascender y pasar sobre el macizo. Debido a que el ambiente se encuentra termodinámicamente estable, se genera actividad ondulatoria sobre la montaña. Un par de criterios derivados de la teoría lineal de ondas señalan que el régimen ondulatorio generado sobre la cordillera de Nahuelbuta es hidrostático con ondas de propagación vertical. Este régimen se caracteriza por generar subsidencia y calentamiento adiabático del aire en la ladera a sotavento (descenso de las isentropas en la Figura 7.1). Esto produce dos núcleos de aire cálido en altura que intensifican la inversión térmica nocturna: uno en el sector norte, sobre el terreno que tiene una altitud a 700 metros (círculo rojo) y otra, de menor magnitud, entre los dos máximos de altura de la cordillera de Nahuelbuta (círculo naranja). De esta forma, la influencia marítima sumada a la subsidencia por la actividad ondulatoria, produce que el aire sobre el sector norte de la cordillera se encuentre más cálido que el aire sobre el sector sur. Esta diferencia de temperatura del aire se traduce en el patrón de variación espacial de la temperatura superficial gracias al mayor o menor transporte de calor sensible desde las capas superiores a la superficie. Este transporte está estrechamente relacionado con la velocidad del viento.

En el sector norte de la cordillera de Nahuelbuta, la actividad ondulatoria genera una perturbación positiva de velocidad del viento a sotavento. Esta perturbación positiva, no originada por el rompimiento de la onda, favorece el flujo de calor sensible desde las capas superiores, las que se encuentran más cálidas que las del sector sur. De esta forma, el enfriamiento se ve compensado por un flujo de calor, lo que estabiliza la temperatura desde el atardecer y durante toda la noche. Esto explicaría el ciclo de temperatura observado en las estaciones TNO y CAN. Sin embargo, plantea la interrogante acerca de por qué algunas zonas del sector norte de la cordillera no se ven influenciados por este proceso y continúan con un enfriamiento durante toda la noche (ciclos de las estaciones ETA y EBA). Esto podría originarse a que estas estaciones están expuestas a menos viento.

Por el contrario, a barlovento, en el sector sur de la cordillera, la actividad ondulatoria produce una perturbación negativa de velocidad del viento, que sumado a un estancamiento bajo los 700 metros de altitud, conduce a una menor mezcla y menor flujo de calor desde las capas superiores. Las capas superiores además se encuentran más frías que las del sector norte, lo que conduce a que la temperatura no se estabilice en el sector sur y el proceso de enfriamiento no se vea interrumpido.

## 7.2. Trabajos futuros

En función de lo anteriormente expuesto, puede decirse que las hipótesis de estudio planteadas en el capítulo 2 son verdaderas según las simulaciones, es decir, que los contrastes de temperatura observados en la cordillera de Nahuelbuta están asociados a una condición anticlónica y que son controlados por el enfriamiento y por los flujos de montaña, en este caso, resultado de la actividad ondulatoria. Corresponde por tanto en un futuro confirmar el mecanismo propuesto realizando una serie de campañas de medición en días en que el Anticiclón del Pacífico esté particularmente intenso en invierno. Las variables que permitirían verificar el mecanismo son la velocidad del viento y la temperatura del aire en altura. El registro de la velocidad del viento debiese mostrar una intensificación de éste en periodo nocturno a sotavento en el sector norte y velocidades muy bajas cerca de los 700 metros de altitud en el sector sur de la Cordillera de Nahuelbuta. En tanto, una serie de sondeos lanzados durante la noche, sobre la cordillera, desde unos 500 metros de altitud, debiesen mostrar una inversión térmica más intensa en el sector norte que en el sector sur.

De acuerdo al modelo conceptual propuesto, el flujo de energía hacia a la superficie es el responsable del patrón de variación de la temperatura superficial. Este flujo está relacionado con la turbulencia y la mezcla, la cual debe ser mayor en el sector norte de la cordillera. Esto puede ser comprobado midiendo la turbulencia con un anemómetro sónico. Finalmente, registrar la anomalía de presión por efecto de la montaña podría entregar una estimación del *drag mountain*, el cual no sólo permitiría confirmar el mecanismo propuesto en esta investigación sino que también permitiría confirmar el tipo de régimen ondulatorio frente al cual se está presente.

Además de la verificación del mecanismo propuesto para explicar el contraste de temperatura, de la presente investigación surgen una serie de interrogantes que debiesen ser abordadas en próximos estudios. Una de ellas está relacionada con la diferencia de temperatura entre estaciones ubicadas a 700 metros de altitud en el sector norte. A pesar de que el modelo WRF es capaz de capturar el ciclo de las estaciones cálidas y lo asocia a la actividad ondulatoria, el modelo no produce zonas 10°C más frías cerca de las estaciones cálidas que pudiesen explicar lo que sucede con las estaciones ETA y EBA. Este fenómeno es de carácter muy local, ya que la distancia entre estaciones cálidas y frías es de menos de 5 km y MODIS, con una resolución de 1 km, tampoco captura estas bajas temperaturas. Identificar el proceso que lleva a ese fuerte enfriamiento en el sector norte de la cordillera implicaría campañas de medición y simulaciones con una

mayor resolución que la efectuada en este estudio. Otra interrogante está relacionada con la intensificación de los vientos. A pesar de no haberse identificado un rompimiento de una onda en la zona de estudio, esto no permite descartar que existan mecanismos no lineales operando en la intensificación de los vientos como por ejemplo la reflexión de ondas. Esto puede ser abordado con simulaciones en las cuales se fuerzan las condiciones iniciales de capas en altura para ver la respuesta del ambiente a las distintas configuraciones. Por último, en este estudio no se abordaron una serie de casos en los cuales los contrastes fluctúan entre los 5 y 10°C, por lo que en futuras investigaciones se pueden estudiar estos casos para identificar el o los factor que producen la atenuación de los contrastes térmicos.

# Bibliografía

- Acevedo, O. C., and D. R. Fitzjarrald, 2001: The early evening surface-layer transition: Temporal and spatial variability. *Journal of the atmospheric sciences*, **58** (17), 2650–2667.
- Anslow, F. S., S. Hostetler, W. R. Bidlake, and P. U. Clark, 2008: Distributed energy balance modeling of south cascade glacier, washington and assessment of model uncertainty. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), **113** (F2).
- Antonić, O., J. Križan, A. Marki, and D. Bukovec, 2001: Spatio-temporal interpolation of climatic variables over large region of complex terrain using neural networks. *Ecological Modelling*, **138** (1), 255–263.
- Arnold, N., I. Willis, M. Sharp, K. Richards, and W. Lawson, 1996: A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. i. development and testing for haut glacier dárolla, valais, switzerland. *Journal of Glaciology*, **42** (140), 77–89.
- Ayala, A., F. Pellicciotti, and J. Shea, 2015: Modeling 2 m air temperatures over mountain glaciers: Exploring the influence of katabatic cooling and external warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120** (8), 3139–3157.
- Bandyopadhyay, A., A. Bhadra, and M. Maza, 2014: Monthly variations of air temperature lapse rates in arunachal himalaya. *Journal of Indian Water Resources Society*, **34** (3).
- Barry, R. G., 1992: *Mountain weather and climate*. Psychology Press.
- Benali, A., A. Carvalho, J. Nunes, N. Carvalhais, and A. Santos, 2012: Estimating air surface temperature in portugal using modis lst data. *Remote Sensing of Environment*, **124**, 108–121.

- Blandford, T. R., K. S. Humes, B. J. Harshburger, B. C. Moore, V. P. Walden, and H. Ye, 2008: Seasonal and synoptic variations in near-surface air temperature lapse rates in a mountainous basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47** (1), 249–261.
- Bolstad, P. V., L. Swift, F. Collins, and J. Régnière, 1998: Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern appalachian mountains. *Agricultural and Forest Meteorology*, **91** (3), 161–176.
- Brock, B. W., I. C. Willis, M. J. Sharp, and N. S. Arnold, 2000: Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of haut glacier dárolla, switzerland. *Annals of Glaciology*, **31** (1), 53–62.
- Chuanyan, Z., N. Zhongren, and C. Guodong, 2005: Methods for modelling of temporal and spatial distribution of air temperature at landscape scale in the southern qilian mountains, china. *Ecological Modelling*, **189** (1), 209–220.
- Chung, U., and J. I. Yun, 2004: Solar irradiance-corrected spatial interpolation of hourly temperature in complex terrain. *Agricultural and forest meteorology*, **126** (1), 129–139.
- Clements, C. B., C. D. Whiteman, and J. D. Horel, 2003: Cold-air-pool structure and evolution in a mountain basin: Peter sinks, utah. *Journal of Applied Meteorology*, **42** (6), 752–768.
- Coll, C., V. Caselles, J. M. Galve, E. Valor, R. Niclos, J. M. Sánchez, and R. Rivas, 2005: Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from aatsr and modis data. *Remote Sensing of Environment*, **97** (3), 288–300.
- Díaz, D., L. Morales, G. Castellaro, F. Neira, and Coauthors, 2011: Topoclimatic modeling of thermopluviometric variables for the bío bío and la araucanía regions, chile.
- Dobrowski, S. Z., J. T. Abatzoglou, J. A. Greenberg, and S. Schladow, 2009: How much influence does landscape-scale physiography have on air temperature in a mountain environment? *Agricultural and Forest Meteorology*, **149** (10), 1751–1758.
- Dodson, R., and D. Marks, 1997: Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Climate Research*, **8** (1), 1–20.

- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46** (20), 3077–3107.
- Durran, D. R., 1990: Mountain waves and downslope winds. *Meteor. Monogr*, **23**, 59–81.
- Fu, G., Z. Shen, X. Zhang, P. Shi, Y. Zhang, and J. Wu, 2011: Estimating air temperature of an alpine meadow on the northern tibetan plateau using modis land surface temperature. *Acta Ecologica Sinica*, **31** (1), 8–13.
- Garreaud, R., and J. Rutllant, 2003: Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Numerical simulation of a typical case. *Monthly Weather Review*, **131** (5), 891–908.
- Garreaud, R., J. Rutllant, and H. Fuenzalida, 2002: Coastal lows along the subtropical west coast of south america: Mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, **130** (1), 75–88.
- Garreaud, R. D., A. Montecinos, M. Falvey, and C. Muñoz, 2011: Modificación de la precipitación frontal por efectos de la cordillera de nahuelbuta: Resultados preliminares del proyecto afex.
- Gouvas, M., N. Sakellariou, and H. Kambezidis, 2011: Estimation of the monthly and annual mean maximum and mean minimum air temperature values in greece. *Meteorology and atmospheric physics*, **110** (3-4), 143–149.
- Guan, Y., R. Wang, C. Li, J. Yao, M. Zhang, and J. Zhao, 2015: [spatial-temporal characteristics of land surface temperature in tianshan mountains area based on modis data]. *Ying yong sheng tai xue bao= The journal of applied ecology/Zhongguo sheng tai xue xue hui, Zhongguo ke xue yuan Shenyang ying yong sheng tai yan jiu suo zhu ban*, **26** (3), 681–688.
- Hamlet, A. F., and D. P. Lettenmaier, 2005: Production of temporally consistent gridded precipitation and temperature fields for the continental united states\*. *Journal of Hydrometeorology*, **6** (3), 330–336.
- He, Z., J. Du, W. Zhao, J. Yang, L. Chen, X. Zhu, X. Chang, and H. Liu, 2015: Assessing temperature sensitivity of subalpine shrub phenology in semi-arid mountain regions of china. *Agricultural and Forest Meteorology*, **213**, 42–52.
- Hock, R., 2003: Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, **282** (1), 104–115.



- Holton, J. R., and G. J. Hakim, 2012: *An introduction to dynamic meteorology*, Vol. 88. Academic press.
- Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, **132** (1), 103–120.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, **134** (9), 2318–2341.
- Jones, P., G. Jedlovec, R. Suggs, and S. Haines, 2004: Using modis lst to estimate minimum air temperatures at night. *13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, American Meteorological Society Norfolk, 13–18.
- Kattel, D., T. Yao, K. Yang, L. Tian, G. Yang, and D. Joswiak, 2013: Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central himalayas. *Theoretical and applied climatology*, **113** (3-4), 671–682.
- Kirchner, M., T. Faus-Kessler, G. Jakobi, M. Leuchner, L. Ries, H.-E. Scheel, and P. Suppan, 2013: Altitudinal temperature lapse rates in an alpine valley: trends and the influence of season and weather patterns. *International Journal of Climatology*, **33** (3), 539–555.
- Kusch, J., 2015: Interacting influences of climate factors and land cover types on the distribution of caddisflies (trichoptera) in streams of a central european low mountain range. *Insect Conservation and Diversity*, **8** (1), 92–101.
- Lai, Y.-J., C.-F. Li, P.-H. Lin, T.-H. Wey, and C.-S. Chang, 2012: Comparison of modis land surface temperature and ground-based observed air temperature in complex topography. *International journal of remote sensing*, **33** (24), 7685–7702.
- LeMone, M. A., K. Ikeda, R. L. Grossman, and M. W. Rotach, 2003: Horizontal variability of 2-m temperature at night during cases-97. *Journal of the atmospheric sciences*, **60** (20), 2431–2449.
- Lin, Y.-L., 2007: *Mesoscale dynamics*. Cambridge University Press.
- Lookingbill, T. R., and D. L. Urban, 2003: Spatial estimation of air temperature differences for landscape-scale studies in montane environments. *Agricultural and Forest Meteorology*, **114** (3), 141–151.

- Lundquist, J. D., and D. R. Cayan, 2007: Surface temperature patterns in complex terrain: Daily variations and long-term change in the central sierra nevada, california. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **112** (D11).
- Mahrt, L., 2006: Variation of surface air temperature in complex terrain. *Journal of applied meteorology and climatology*, **45** (11), 1481–1493.
- Manins, P., and B. Sawford, 1979: Katabatic winds- a field case study. *Royal Meteorological Society, Quarterly Journal*, **105**, 1011–1025.
- Marshall, S. J., M. J. Sharp, D. O. Burgess, and F. S. Anslow, 2007: Near-surface-temperature lapse rates on the prince of wales icefield, ellesmere island, canada: Implications for regional downscaling of temperature. *International Journal of Climatology*, **27** (3), 385–398.
- McCutchan, M. H., 1983: Comparing temperature and humidity on a mountain slope and in the free air nearby. *Monthly Weather Review*, **111** (4), 836–845.
- Minder, J. R., P. W. Mote, and J. D. Lundquist, 2010: Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the cascade mountains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **115** (D14).
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **102** (D14), 16 663–16 682.
- Mwalusepo, S., H. E. Tonnang, E. S. Massawe, G. O. Okuku, N. Khadioli, T. Johansson, P.-A. Calatayud, and B. P. Le Ru, 2015: Predicting the impact of temperature change on the future distribution of maize stem borers and their natural enemies along east african mountain gradients using phenology models. *PloS one*, **10** (6), e0130427.
- Oke, O. A., and K. A. Thompson, 2015: Distribution models for mountain plant species: The value of elevation. *Ecological Modelling*, **301**, 72–77.
- Pepin, N., and D. Kidd, 2006: Spatial temperature variation in the eastern pyrenees. *Weather*, **61** (11), 300–310.

- Philippopoulos, K., D. Deligiorgi, and G. Kouroupetroglou, 2015: Artificial neural network modeling of relative humidity and air temperature spatial and temporal distributions over complex terrains. *Pattern Recognition Applications and Methods*, Springer, 171–187.
- Queney, P., G. Corby, N. Gerbier, H. Koshmieder, and J. Zierep, 1960: The airflow over mountains. wmo tech. Tech. rep., Note 34, World Meteorological Organization.
- Rögnvaldsson, Ó., J.-W. Bao, H. Ágústsson, and H. Ólafsson, 2011: Downslope windstorm in iceland–wrf/mm5 model comparison. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11** (1), 103–120.
- Rolland, C., 2003: Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in alpine regions. *Journal of Climate*, **16** (7), 1032–1046.
- Scorer, R., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **75** (323), 41–56.
- Shen, S., and G. G. Leptoukh, 2011: Estimation of surface air temperature over central and eastern eurasia from modis land surface temperature. *Environmental Research Letters*, **6** (4), 045 206.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the advanced research wrf version 2. Tech. rep., DTIC Document.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in geophysics.*, **21**, 87–230.
- Smith, S., 2004: Observations and simulations of the 8 november 1999 map mountain wave case. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130** (599), 1305–1325.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989: Low froude number flow past three-dimensional obstacles. part i: Baroclinically generated lee vortices. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46** (8), 1154–1164.
- Sproull, G. J., M. F. Quigley, A. Sher, and E. González, 2015: Long-term changes in composition, diversity and distribution patterns in four herbaceous plant communities along an elevational gradient. *Journal of Vegetation Science*, **26** (3), 552–563.
- Stahl, K., R. Moore, J. Floyer, M. Asplin, and I. McKendry, 2006: Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139** (3), 224–236.

- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*, Vol. 13. Springer Science & Business Media.
- Tang, Z., and J. Fang, 2006: Temperature variation along the northern and southern slopes of mt. taibai, china. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139** (3), 200–207.
- Wan, Z., 1999: Modis land-surface temperature algorithm theoretical basis document (1st atbd). *Institute for Computational Earth System Science, Santa Barbara*, **75**.
- Wan, Z., 2008: New refinements and validation of the modis land-surface temperature/emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, **112** (1), 59–74.
- Wan, Z., and J. Dozier, 1996: A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **34** (4), 892–905.
- Wan, Z., Y. Zhang, Q. Zhang, and Z.-L. Li, 2004: Quality assessment and validation of the modis global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, **25** (1), 261–274.
- Wang, W., S. Liang, and T. Meyers, 2008: Validating modis land surface temperature products using long-term nighttime ground measurements. *Remote Sensing of Environment*, **112** (3), 623–635.
- Whiteman, C. D., 2000: *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.
- Yan-long, G., W. Rang-hui, L. Cheng, Y. Jian, Z. Meng, and Z. Jian-ping, 2015: Spatial-temporal characteristics of land surface temperature in tianshan mountains area based on modis data. *Yingyong Shengtai Xuebao*, **26** (3).
- Zhang, F., and Coauthors, 2015: Snow cover and runoff modelling in a high mountain catchment with scarce data: effects of temperature and precipitation parameters. *Hydrological Processes*, **29** (1), 52–65.

# **Anexo 1**

## **Series de temperatura de las estaciones**

### **TNO, ETA, CAN y EBA**

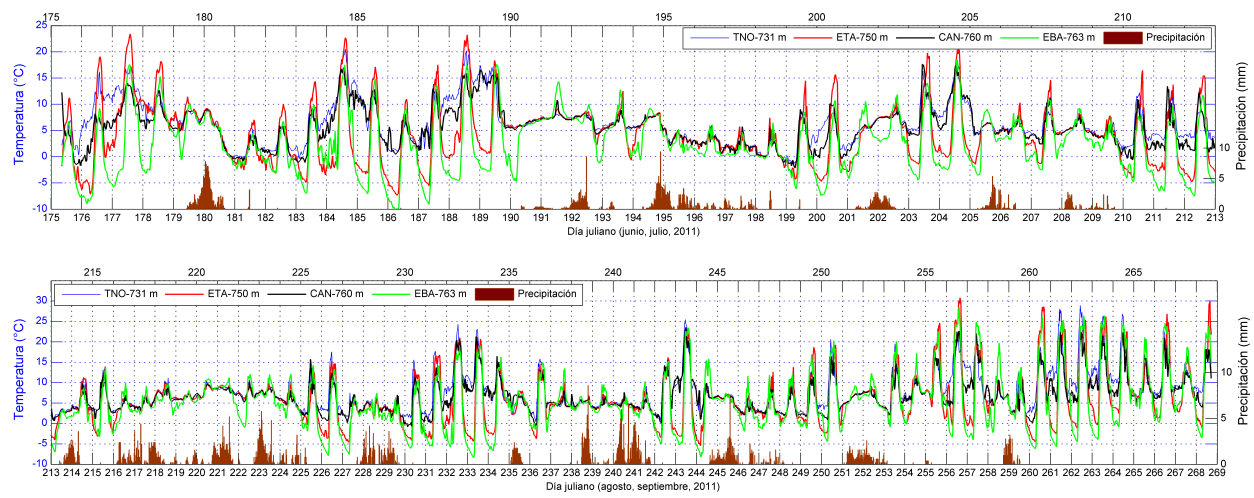


Figura 7.2: Comparación de series de temperatura del aire registradas por las estaciones de la red AFEX ubicadas cerca de los 700 metros de altitud (TNO, ETA, CAN y EBA).

## **Anexo 2**

### **Series de temperatura de la red AFEX**

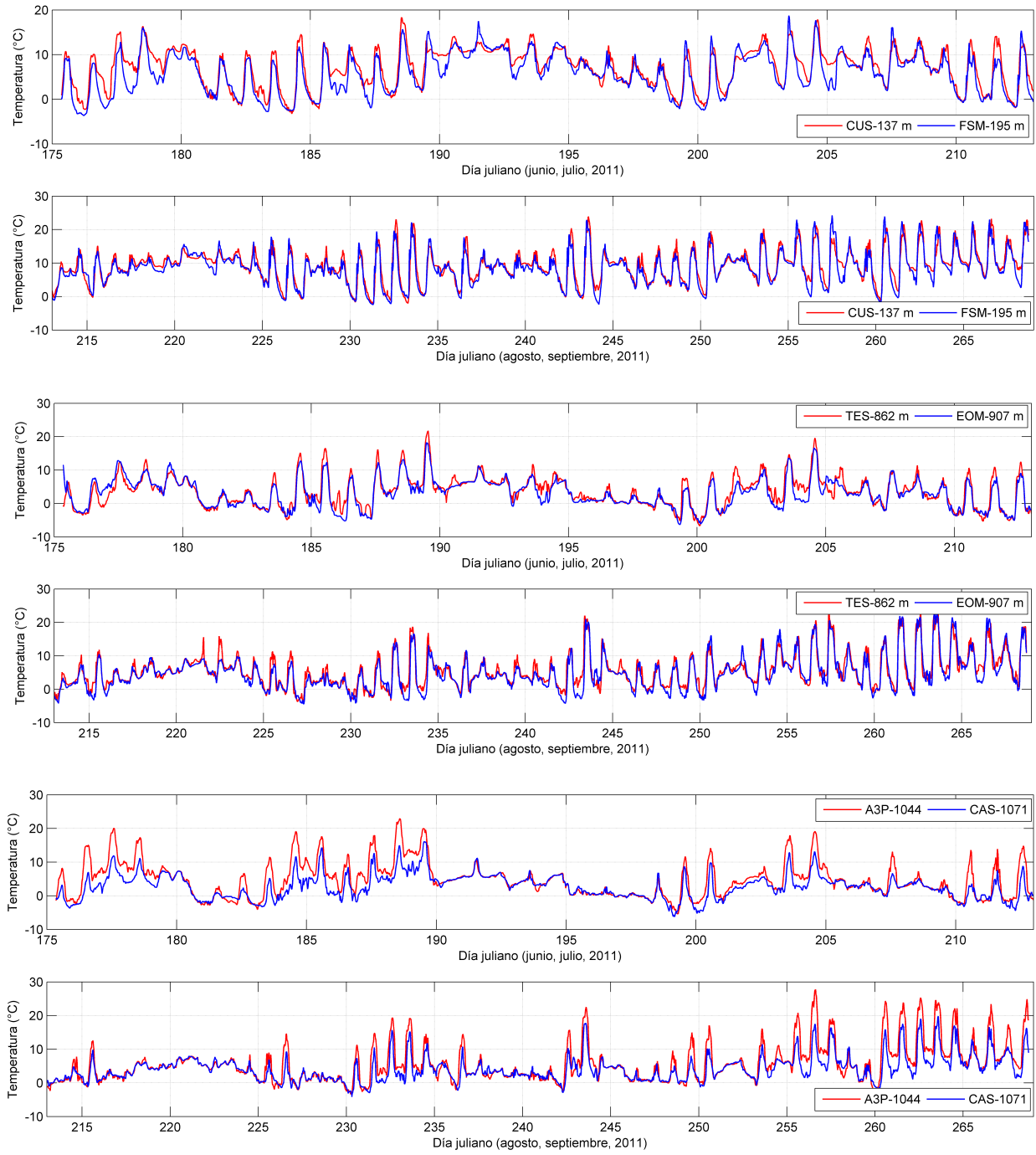


Figura 7.3: Comparación de series de temperatura del aire registradas por las estaciones de la red AFEX ubicadas a similar altitud



## **Anexo 3**

# **Identificación de episodios de contrastes de temperatura y disponibilidad de imágenes**

## **MODIS**

Tabla 7.1: Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model.

TNO-ETA	CAN-EBA	Día Juliano	CF	CD	Imagen MODIS	Simulación WRF
10,3	13,8	175	si			
14,2	11,3	176	si		si	si
9,9	13,0	177	si		si	si
7,9	9,6	178				
2,6	6,4	179				
1,2	1,6	180		si		
3,4	2,3	181		si		
4,5	3,5	182		si		
10,5	6,9	183	si			
15,5	15,5	184	si		si	si
14,1	17,0	185	si			
8,5	14,0	186				
11,9	14,1	187	si			
13,4	16,0	188	si		si	si
15,9	18,7	189	si			
0,5	10,0	190	si			
1,1	5,7	191				
2,9	5,8	192				
5,9	5,9	193				
3,7	6,5	194				
1,4	3,0	195		si		
1,3	3,0	196		si		
1,1	2,0	197		si		
3,1	3,9	198		si		
9,2	5,4	199				
10,4	10,0	200	si			

Tabla 7.2: Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model.

TNO-ETA	CAN-EBA	Día Juliano	CF	CD	Imagen MODIS	Simulación WRF
5,4	5,4	201				
3,6	4,9	202		si		
9,2	11,5	203				
10,3	13,2	204	si			
9,1	11,1	205				
3,3	4,5	206		si		
6,6	5,2	207				
1,2	2,9	208		si		
3,6	2,8	209		si		
8,5	6,5	210				
7,0	9,1	211				
8,7	9,3	212				
6,8	8,3	213				
4,0	4,2	214		si		
8,1	7,7	215				
3,8	4,6	216		si		
0,7	3,2	217		si		
2,3	3,6	218		si		
0,7	2,3	219		si		
1,3	2,0	220		si		
0,9	5,1	221				
1,5	6,3	222				
1,1	3,5	223		si		
2,1	5,7	224				
9,4	7,5	225				

Tabla 7.3: Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model.

TNO-ETA	CAN-EBA	Día Juliano	CF	CD	Imagen MODIS	Simulación WRF
9,9	9,0	226				
8,9	9,9	227				
1,5	2,8	228		si		
4,0	3,5	229		si		
10,2	7,4	230	si			
12,0	9,3	231	si		si	si
14,3	15,2	232	si		si	si
17,3	18,2	233	si			
11,3	14,3	234	si			
2,2	2,8	235		si		
8,0	6,9	236				
3,7	6,5	237				
0,7	3,0	238		si		
1,2	5,2	239				
1,3	4,6	240		si		
3,8	4,6	241		si		
11,2	14,0	242	si			
15,9	16,3	243	si			
11,4	14,9	244	si			
0,7	1,7	245		si		
2,3	7,1	246				
5,7	5,5	247				
6,4	5,2	248				
9,2	7,5	249				
8,5	6,3	250				

Tabla 7.4: Identificación de episodios de contrastes fuertes de temperatura superficial (CF) y contrastes débiles (CD), disponibilidad de imágenes MODIS y días simulados en WRF model.

TNO-ETA	CAN-EBA	Día Juliano	CF	CD	Imagen MODIS	Simulación WRF
0,4	4,3	251		si		
1,5	4,9	252		si		
7,3	8,6	253				
7,4	7,3	254				
12,7	6,9	255				
14,0	11,3	256	si			
14,4	13,9	257	si			
3,2	9,4	258				
6,3	9,8	259				
15,0	12,5	260	si			
16,8	14,7	261	si			
13,0	11,7	262	si			
13,6	15,4	263	si			
8,8	11,1	264	si			
3,7	5,3	265				
10,9	9,4	266	si			
6,4	7,1	267				
13,5	7,9	268	si			

## **Anexo 4**

# **Compuesto de 21 días temperatura superficial MODIS**

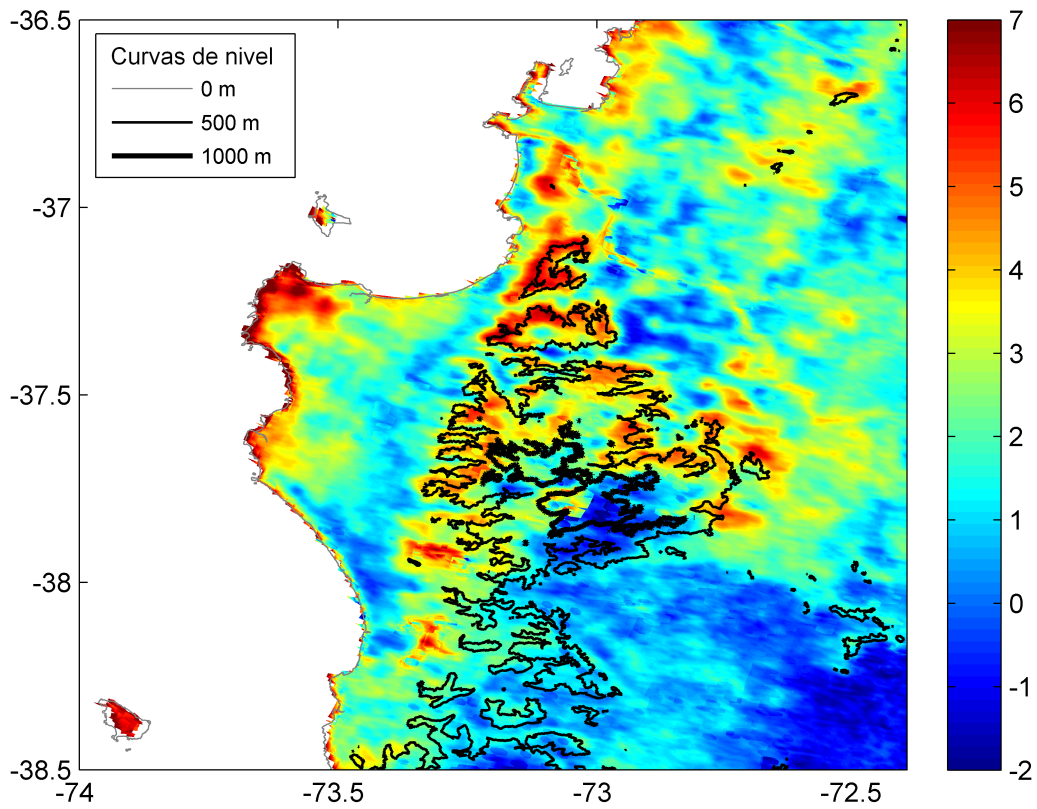


Figura 7.4: Compuesto (promedio) de la temperatura superficial de MODIS (°C) para los 21 días de análisis durante la madrugada.

## **Anexo 5**

### **Resultados de las simulaciones en WRF**



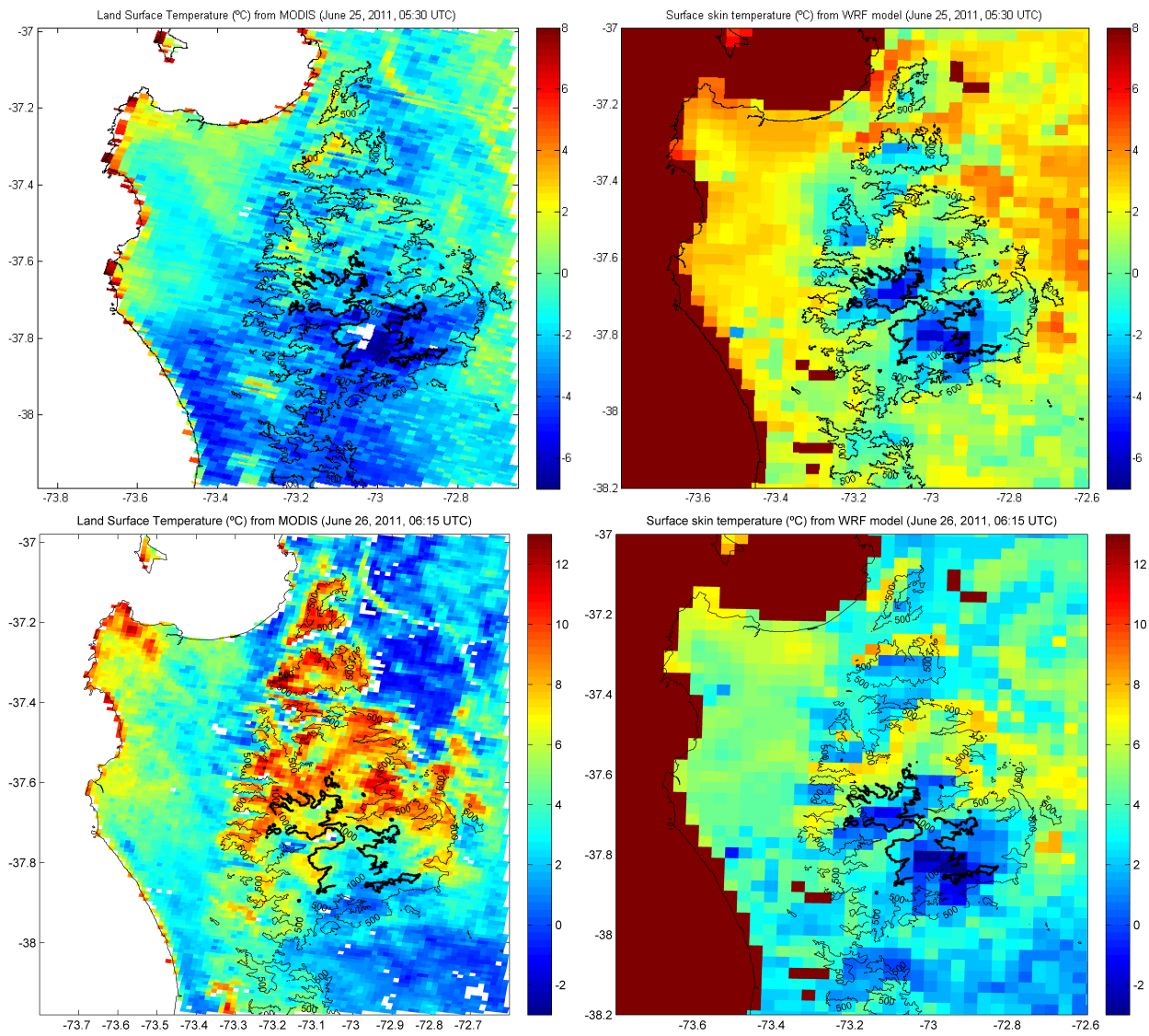


Figura 7.5: Temperaturas superficiales (*Land surface temperature*) obtenidas de MODIS y Temperaturas superficiales (*Land Skin temperature*) obtenidas con el modelo WRF.

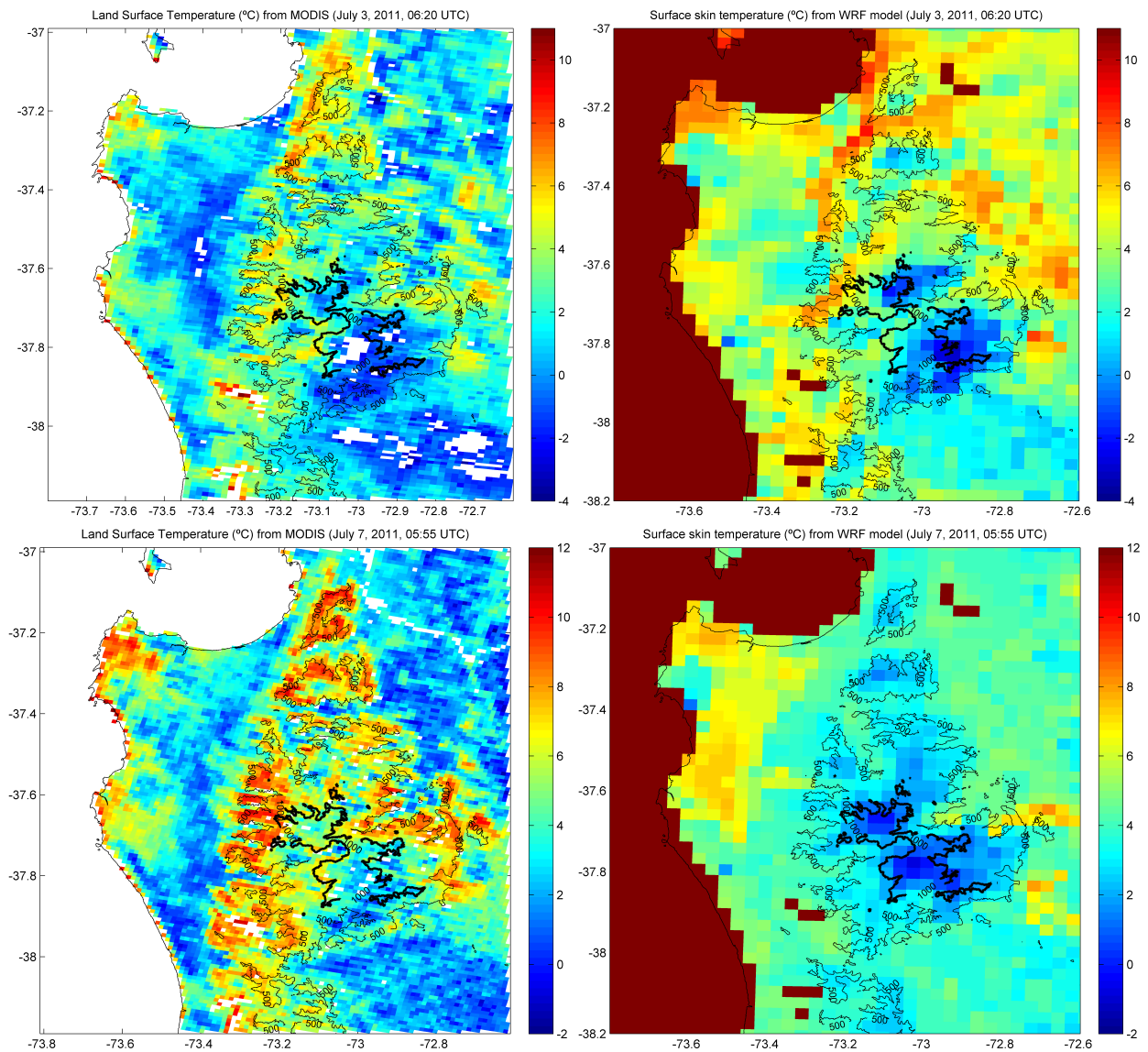


Figura 7.6: Temperaturas superficiales (*Land surface temperature*) obtenidas de MODIS y Temperaturas superficiales (*Land Skin temperature*) obtenidas con el modelo WRF.

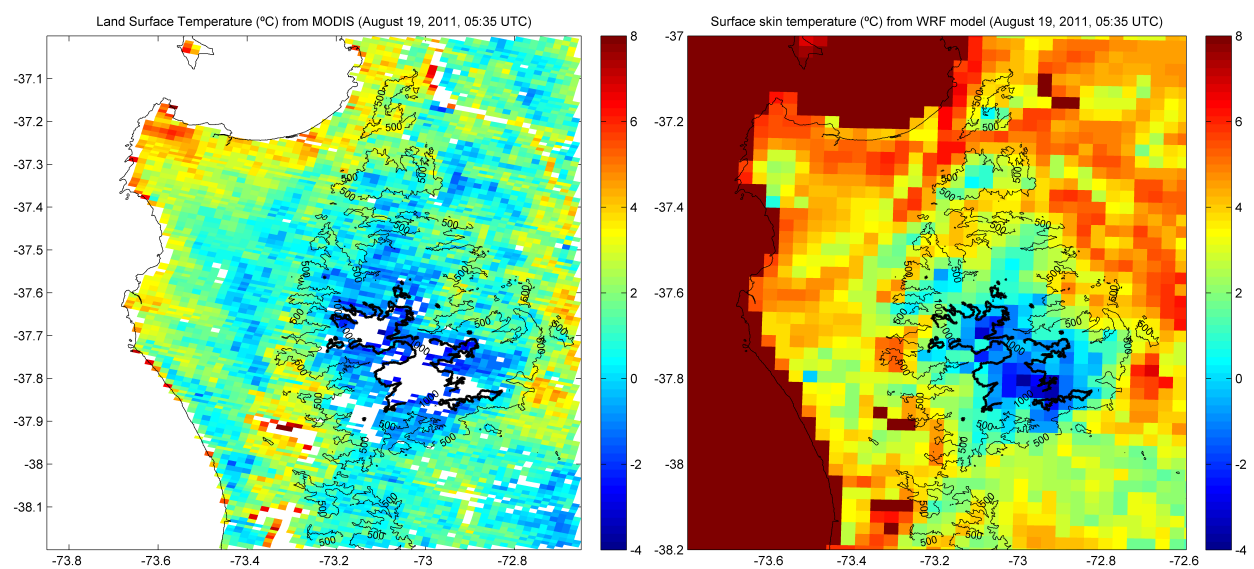


Figura 7.7: Temperaturas superficiales (*Land surface temperature*) obtenidas de MODIS y Temperaturas superficiales (*Land Skin temperature*) obtenidas con el modelo WRF.

## **Anexo 6**

# **Soluciones a la ecuación de una onda de gravedad en terreno sinusoidal**

En el caso de que  $k^2 > l^2$ , las soluciones de la ecuación 6.3.6 para la perturbación de velocidad vertical ( $w'$ ), la perturbación de velocidad zonal ( $u'$ ) y la perturbación de temperatura potencial ( $\theta'$ ) son:

$$w'(x, z) = U h_m k \cdot e^{-\sqrt{l^2 - k^2} z} \cos kx \quad (7.2.1)$$

$$u'(x, z) = U h_m \sqrt{l^2 - k^2} \cdot e^{-\sqrt{l^2 - k^2} z} \sen kx \quad (7.2.2)$$

$$\theta'(x, z) = \left(-\frac{\theta_0 N^2 h_m}{g}\right) \cdot e^{-\sqrt{l^2 - k^2} z} \sen kx \quad (7.2.3)$$

En el caso de que  $k^2 < l^2$ , las soluciones de la ecuación 6.3.6 para la perturbación de velocidad vertical ( $w'$ ), la perturbación de velocidad zonal ( $u'$ ) y la perturbación de temperatura potencial ( $\theta'$ ) son:

$$w'(x, z) = U h_m k \cos(kx + mz) \quad (7.2.4)$$

$$u'(x, z) = -U h_m m \cos(kx + mz) \quad (7.2.5)$$

$$\theta'(x, z) = \left(-\frac{N^2 \theta_0 h_m}{g}\right) \sen(kx + mz) \quad (7.2.6)$$

## **Anexo 7**

# **Aplicación de Transformada de Fourier en la ecuación de la onda de gravedad**

Las expresiones 7.2.7 y 7.2.8 son la Transformada de Fourier y la Transformada de Fourier inversa.

$$\tilde{\phi} = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \phi(x) e^{-ikx} dx \quad (7.2.7)$$

$$\phi = Re \int_0^{\infty} \tilde{\phi}(x) e^{-ikx} dk \quad (7.2.8)$$

Utilizando la transformada de Fourier, la perturbación de velocidad vertical se puede expresar como:

$$w'(x, z) = Re \int_0^{\infty} \tilde{w}(k, z) e^{-ikx} dk \quad (7.2.9)$$

De esta forma la ecuación de la onda queda expresada como:

$$\frac{\partial^2 \tilde{w}}{\partial z^2} + (l^2 - k^2) \tilde{w} = 0 \quad (7.2.10)$$

La solución a esta ecuación, sujeta a las condiciones de borde definidas en Smith (1979), puede separarse en 2 partes:

$$\tilde{w} = \tilde{w}(k, 0) \cdot e^{i\sqrt{l^2 - k^2}z} \quad (7.2.11)$$

$$\tilde{w} = \tilde{w}(k, 0) \cdot e^{-\sqrt{l^2 - k^2}z} \quad (7.2.12)$$

Por simplicidad, algunos autores (Smith, 1979; Queney, 1960) resuelven la ecuación 7.2.10 utilizando un perfil del terreno que sigue la curva conocida como Bruja de Agnesi (7.2.13), donde  $a$  la longitud de la montaña y  $h_m$  la altura máxima de la montaña.

$$h(x) = \frac{h_m a^2}{a^2 + x^2} \quad (7.2.13)$$

De esta forma, las ecuaciones que representan las líneas de corriente resultantes son:

$$\eta(x, z) = \frac{h_m a(z + a)}{x^2 + (z + a)^2} \quad (7.2.14)$$

$$\eta(x, z) = \left(\frac{\rho_s}{\rho_z}\right)^{1/2} \frac{h_m a(\operatorname{acos}l z - x \operatorname{sen}l z)}{x^2 + a^2} \quad (7.2.15)$$