



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

**VIENTOS DE INTERÉS PARA LA GENERACIÓN EÓLICA EN LA ZONA DE
TALTAL: CARACTERIZACIÓN Y MECANISMOS**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

CRISTIAN EDUARDO GAJARDO FLORES

PROFESOR GUÍA:
RICARDO MUÑOZ MAGNINO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JOSÉ RUTLLANT COSTA
RENÉ GARREAUD SALAZAR
CHRISTIAN SANTANA OYARZÚN

SANTIAGO DE CHILE
2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA
Y CLIMATOLOGÍA
POR: CRISTIAN EDUARDO GAJARDO FLORES
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: RICARDO MUÑOZ MAGNINO

VIENTOS DE INTERÉS PARA LA GENERACIÓN EÓLICA EN LA ZONA DE TALTAL: CARACTERIZACIÓN Y MECANISMOS

Las políticas energéticas de Chile han logrado aumentar progresivamente la matriz energética renovable. En este contexto, existe una red de estaciones meteorológicas en el norte de Chile que han permitido medir el recurso eólico y solar. La zona de Taltal es una de las destacadas por sus fuertes vientos y su aprovechamiento en energía eólica, puesto que en ciertos periodos, sobre todo en la época invernal, el viento se maximiza y se mantiene alto durante varios días. El presente estudio aborda los vientos registrados por las estaciones D de Taltal y los caracteriza climatológicamente, además de buscar los mecanismos físicos que los condicionan. Utilizando los datos del reanálisis ERA5 se crearon compuestos con el propósito de mostrar la meteorología de gran escala y encontrar la configuración sinóptica que mejor explica los fuertes vientos. Los resultados indican la presencia de una vaguada principalmente asociada a los vientos extratropicales del oeste, vientos que se bloquean debido a la cordillera de Domeyko existente más al norte de la zona de interés y que posteriormente son desviados hacia el sur. Se destaca la estrecha relación que poseen los vientos con la sinóptica y con la energía que produce el parque eólico Taltal.

*Dedicado a todos los que creyeron en mí y que lo lograría.
Aquí estoy.*

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi profesor guía Ricardo Muñoz quien estuvo en todo momento guiándome y preocupado de que corrigiera todos los errores posibles, siempre pensando en mi futuro y de que este trabajo sea lo más profesional posible. Además, agradezco a la comisión por sus consejos y a todos en el DGF y MMC por hacer de ese espacio un lugar digno y acogedor. En cuanto a los datos y al conocimiento aportado, agradezco a Tomás Carrasco por enseñarme a usar WRF que será clave para el futuro y a Camilo Barahona por guiarme con las bajas segregadas.

Agradezco a todos los que me apoyaron en este camino, en especial a mis amigos y por sobre todo a mi familia, que sin su apoyo no hubiera logrado nada.

Este trabajo fue financiado parcialmente en el marco del convenio entre el Ministerio de Energía y la Universidad de Chile denominado “Red de medición de los recursos eólico y solar”, formalizado mediante el Decreto Supremo Exento 235 del 13 de noviembre de 2020.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Hipótesis a investigar	3
1.3. Objetivos	4
2. Marco Teórico	5
2.1. Clima general del norte de Chile	5
2.2. Aspectos sinópticos relevantes en la zona	7
2.2.1. Vaguadas y dorsales	7
2.2.2. Bloqueo y jet de barrera	7
2.2.3. Bajas segregadas	9
2.3. Estudios previos relacionados	11
2.3.1. Sierra Gorda	11
2.3.2. Otros países	12
3. Datos y metodología	17
3.1. Zona de estudio	17
3.2. Descripción de los datos	18
3.2.1. Estaciones meteorológicas	18
3.2.2. Reanálisis ERA5	21
3.2.3. Otras fuentes de datos	22
3.3. Metodologías	23
3.3.1. Fichas climatológicas y series de tiempo	23
3.3.2. Índice de viento	24
3.3.3. Validación de datos de reanálisis y compuestos	25
4. Resultados	28
4.1. Climatología básica de Taltal	28
4.1.1. Fichas Climatológicas	28
4.1.2. Ciclos diarios y variabilidad intermensual	30
4.1.3. Dirección promedio de los vientos	31
4.2. Estadística general y eventos en Taltal	36
4.2.1. Estudio del índice de viento	36
4.2.1.1. Torres multinivel	42
4.2.2. Compuestos de eventos en Taltal	46
4.2.2.1. Compuestos Longitud-Latitud	48
4.2.2.2. Compuestos de cortes verticales	53
4.2.2.3. Bloqueo y número de Froude	59

4.2.3.	Relación entre eventos y bajas segregadas	65
4.2.4.	Eventos particulares	68
4.2.4.1.	Baja segregada en MAM	68
4.2.4.2.	Vaguada en MJJA	73
4.2.5.	Covariabilidad con otras zonas	75
4.2.5.1.	Antofagasta	76
4.2.5.2.	Sierra Gorda	80
4.2.6.	Influencia en la producción de energía eólica	85
5.	Discusión y conclusiones	89
	Bibliografía	94

Índice de Tablas

4.1.	Direcciones preferentes para cada régimen y estación de Taltal. Cada dirección se obtiene del diagrama de velocidad y dirección conjunta (fig. 4.2 panel f). . .	32
4.2.	Coefficientes de correlación del índice V_{ref} con una significancia del 5 % para las 10 estaciones. La matriz triangular superior indica la correlación usando el índice V_{ref} diurno, mientras que la triangular inferior con el nocturno.	34
4.3.	Porcentaje de días del mes que cumplen la condición de evento y antievento en la estación d10. Corresponde al periodo 2013-2018.	39
4.4.	Similar a la tabla 4.3 pero en trimestres.	39
4.5.	Cantidad de días de eventos, antieventos, neutros y días sin datos utilizados para crear los compuestos en el periodo 2013-2018, se adjunta el porcentaje del total en el periodo señalado en paréntesis. MJJA es mayo, junio, julio y agosto; DEF es diciembre, enero y febrero; SON es septiembre, octubre y noviembre.	48
4.6.	Cantidad de bajas segregadas encontradas para el periodo 2013-2014 en cada estación del año junto al porcentaje del total, utilizando las condiciones de distancia y eventos. Se adjunta el número de eventos y días de cruces con BSs. . .	67
4.7.	Coefficiente de correlación entre la velocidad de viento del radiosonda y la estación d10. Se utiliza el dato a las 12Z en el caso de d10 y en Antofagasta se varía la altura. El periodo utilizado corresponde al 2013 hasta el 2018.	76
4.8.	Energía producida en el PE Taltal por año, se muestra la estimación de lo que se genera por los eventos y total anual. Se adjuntan los datos desde el 2015 hasta 2018 y se utiliza la estación d10.	86

Índice de Ilustraciones

1.1.	Serie de tiempo de las distintas campañas de exploración y eventos que marcaron el desarrollo de las energías eólicas y solar en Chile y en la zona norte en particular (extraído de Muñoz et al., 2018).	2
1.2.	Mapa de velocidad de viento promedio a 100 m sobre el suelo en la región de Antofagasta, Chile. Las zonas encerradas con la línea punteada en blanco corresponden a los lugares con estaciones meteorológicas instaladas. Se destaca en particular la zona D que posee valores cercanos a los 9 ms^{-1} (extraído de Muñoz et al., 2018).	3
2.1.	Vectores de viento promedio zonal (U) y vertical (W) (flechas) simulados en WRF en una sección transversal promedio entre los $19\text{--}22^\circ\text{S}$. Los contornos son velocidades de viento zonales: positivas (continuas) y negativas (discontinuas) para (a) condiciones de la tarde (17:00 a 19:00 LT) y (b) condiciones del amanecer (05:00 a 07:00 LT). Las áreas grises claras indican flujo del este; las áreas grises oscuras marcan el perfil topográfico (extraído de Rutllant et al., 2013).	6
2.2.	Mapa de vorticidad potencial (PV) para el continente europeo y Atlántico norte. Los contornos están cada 1 PVU (en el HN los valores asociados a circulación ciclónica son positivos). Figura extraída de Nieto et al., 2008.	10
2.3.	Diagrama de frecuencia de BSs por estaciones del año. El verano corresponde a DJF, otoño a MAM, invierno a JJA y primavera a SON (extraído de Barahona, 2016).	10
2.4.	Compuestos de anomalía diaria de altura geopotencial a 500 hPa con respecto a los 5400 gpm. Los paneles a y b corresponden al promedio del índice de viento a 40 m del percentil 95 durante el día y la noche respectivamente. Los paneles c y d son análogos a los anteriores pero para el percentil 5. Los paneles e y f son la diferencia entre máximo y mínimo para el régimen diurno y nocturno respectivamente. Las líneas sólidas (punteadas) indican los contornos positivos (negativos) dibujados cada 50 gpm (20 gpm para e y f); los contornos de valor cero se omiten. En a-d, los contornos rojos (azules) indican cada un 5 % anomalías por encima (por debajo) del 75 % (25 %) de la distribución normal ajustada para esta variable en cada punto de grilla. La cruz negra indica la ubicación de Sierra Gorda (extraído de Jacques-Coper et al., 2014).	12
2.5.	Mapas de altura geopotencial a 1000 hPa asociado a cada uno de los 12 tipos de clima en NZ. Los nombres de cada uno de izquierda a derecha y de arriba a abajo son: vaguada, flujo suroeste, vaguada-noroeste, vaguada-suroeste, alta presión, alta-noroeste, flujo oeste, alta-sureste, alta-este, flujo noreste, alta-oeste, dorsal (extraído de Gibson y Cullen, 2015).	13
2.6.	Mapa de NZ que muestra las localidades principales (extraído de McCauley y Sturman et al., 2001).	15

2.7.	Perfil vertical de viento medido en Hokitita (Nueva Zelanda) el día 19 de agosto de 1992 a las 00 UTC. La línea punteada indica el eje de la división principal (extraído de Revell et al., 2001).	15
2.8.	Sección transversal de isotacas paralelas a la barrera orográfica (ms^{-1} ; dirigido hacia 340°) observadas por la aeronave de Wyoming King Air (línea discontinua) sobre el American River Basin a lo largo de la ladera occidental de Sierra Nevada. Mediciones del 13 de febrero de 1979 (extraído de Parish, 1982).	16
3.1.	Mapa y topografía de la región de Antofagasta, Chile. Los contornos están cada 1000 m y los puntos rojos indican las localidades más relevantes.	18
3.2.	Mapa y topografía de la zona D de Taltal. Se muestra la ubicación de las 10 estaciones de 20 m (puntos rojos) y las 3 torres de 110 m (estrellas). Los contornos están cada 100 m.	19
3.3.	Diagrama de dispersión de velocidad de viento (ms^{-1}) entre la estación d09 y d09T1 a 20 m. El periodo utilizado es el año 2019 con un dato por hora. . . .	20
3.4.	Mapas de velocidad promedio utilizando datos de reanálisis a 10 m para el caso nocturno (a) y diurno (b). El periodo promedio corresponde a los años 2013-2018 completos. Los contornos indican la elevación y los colores la velocidad de viento, la X indica la zona D de Taltal.	22
3.5.	Ejemplo de ficha climatológica de la estación d10 de velocidad de viento a 20 m. El periodo considerado es del 2013 al 2018.	23
3.6.	Ejemplo de ficha climatológica de la estación d10 de velocidad y dirección de viento conjunta en frecuencia. El periodo considerado es del 2013 al 2018. . .	24
3.7.	Serie de tiempo de ΔV_{ref} para el año 2017 en d10 y distintos niveles de reanálisis. El panel de arriba muestra las series asociadas a d10 y reanálisis a 750 hPa y a 10 m. El panel de abajo son las series de d10 y reanálisis a 700 y 775 hPa. . . .	26
3.8.	Diagrama de dispersión del índice de Antofagasta y reanálisis a 750 hPa situado justo en la zona del radiosonda. El periodo es de 2013 a 2018. La recta roja indica el ajuste de mínimos cuadrados y posee una correlación $r = 0.92$ con $\alpha = 0.05$	27
4.1.	Fichas climatológicas para la estación d10 de Taltal. Las variables utilizadas son: velocidad a 20 m, dirección a 10 m, temperatura a 5 m, humedad relativa y específica a 5 m, presión atmosférica y radiación horizontal global a 5 m. Las variables están en hora local (UTC-4).	29
4.2.	Serie de tiempo mes/hora de contornos a color para la estación d10 de Taltal. Se muestran de arriba a abajo: velocidad a 20 m, dirección a 10 m, temperatura y humedad específica a 5 m.	31
4.3.	Mapa y topografía de las estaciones de la zona D. Las flechas negras indican el promedio del viento en su régimen nocturno para los meses de invierno (JJA). Las flechas rojas marcan la dirección de preferencia del viento en cada estación (la magnitud es la misma que su respectiva flecha negra).	32
4.4.	Similar a la figura 4.3 pero con V_{ref} diurno y para los meses de verano (DEF).	33
4.5.	Serie de tiempo de velocidad, dirección, temperatura y humedad (de arriba hacia abajo respectivamente). Estas variables pertenecen a la estación d10 y el periodo mostrado es abril-mayo de 2017. Los datos son promedios horarios y no se ha eliminado el ciclo anual y diurno.	35
4.6.	Serie de tiempo de V_{ref} diurno y nocturno (arriba) y ΔV_{ref} (abajo). La estación es d10 y se muestra el año 2017.	36

4.7.	Diagrama de dispersión global entre los índices V_{ref} diurno y nocturno para la estación d10 en el periodo 2013-2018. Los puntos y recta roja corresponden a los datos en los meses MJJA. Las rectas indican el ajuste de mínimos cuadrados.	37
4.8.	Histograma global de ΔV_{ref} para el periodo 2013-2018 de la estación d10. El índice utilizado representa un día y no se consideran los días con valor NaN. Las cajas están cada 2 ms^{-1} .	38
4.9.	Boxplot global de ΔV_{ref} para el periodo 2013-2018 de la estación d10. El de la izquierda es mensual y el de la izquierda bimensual.	39
4.10.	Histograma global de duración de episodios en Taltal para la estación d10. Comprende el periodo de 2013 a 2018. La cantidad total de episodios es de 106.	40
4.11.	Serie de tiempo de ΔV_{ref} y temperatura en los meses MJJA de 2017. Mismo gráfico en la serie de abajo pero con humedad específica.	41
4.12.	Diagramas de dispersión del índice ΔV_{ref} en el periodo 2013-2018 en los meses MJJA, considerando temperatura (a) y humedad (b). El panel (c) muestra la dispersión entre la temperatura y humedad en la estación d10. La línea roja marca la recta de mínimos cuadrados que mejor se ajusta a los datos.	42
4.13.	Serie de tiempo de velocidad de viento en tres niveles de altura: 108, 80 y 50 m, y dirección de viento a 108 m de la estación multinivel d09T1 en la zona D de Taltal. El periodo mostrado corresponde al año 2019 y los datos están cada una hora.	43
4.14.	Perfiles verticales de promedios de eventos y antieventos en Taltal, durante los meses MJJA registrados por las estaciones d09T1 y d09. El panel (a) muestra la velocidad de viento para eventos y antieventos, diurno y nocturno, en los 5 niveles: 108, 80, 50, 20 y 10 m. En el panel (b), se muestra lo mismo para la temperatura, en los niveles: 108, 40 y 5 m. Las áreas sombreadas a color corresponden a la desviación estándar.	44
4.15.	Perfiles verticales de promedios de eventos y antieventos en Taltal, durante los meses MJJA registrados por los reanálisis en los niveles: 775, 750, 700 hPa y a 10 m, todos llevados a metros sobre el nivel del suelo, cuyas alturas corresponden a: 212, 489 y 1065 m respectivamente. El panel (a) muestra la velocidad de viento para eventos y antieventos, diurno y nocturno, en los 4 niveles. En el panel (b) se muestra lo mismo pero para la temperatura, cambiando la altura de 10 por 2 m. Las áreas sombreadas a color corresponden a la desviación estándar.	45
4.16.	Perfiles verticales combinados entre la torre d09T1 (mas d09 en el caso de velocidad) y reanálisis para velocidad de viento (a) y temperatura (b) promedio en MJJA. Los datos son los mismos de las figuras 4.14 y 4.15, exceptuando el reanálisis que no contiene los datos a 10 y 2 m. Las líneas horizontales negras, muestran dónde terminan los datos de la torre multinivel y dónde empiezan los de reanálisis. Las áreas sombreadas son la desviación estándar.	46
4.17.	Diagramas polares de los datos de radiosonda de Antofagasta a 500 hPa. El periodo corresponde al 2013-2018, considerando los datos globales (panel a) y en MJJA (panel b). Los gráficos contienen información del índice de Taltal: Los círculos rojos indican los eventos y los azules los antieventos (en el caso de los meses MJJA).	47
4.18.	Similar a la figura 4.17 pero a 750 hPa.	47

4.19.	Compuestos lat-lon de eventos en Taltal para el periodo 2013-2018 de la estación d10. Los campos son: altura geopotencial (contornos) en m y velocidad de viento (vectores con flechas y magnitud en colores) en ms^{-1} a 500 hPa. Las columnas indican el compuesto (de izquierda a derecha): evento, antievento y diferencia entre ambos. Las filas son la estación del año (de arriba hacia abajo): MJJA, transición y verano. La X marca la zona D de Taltal.	49
4.20.	Compuestos lat-lon de eventos en Taltal para el periodo 2013-2018 de la estación d10. Los campos son: altura geopotencial (contornos) en m y velocidad de viento (vectores con flechas y magnitud en colores) en ms^{-1} a 750 hPa. Las columnas indican el compuesto (de izquierda a derecha): evento, antievento y diferencia entre ambos. Las filas son la estación del año (de arriba hacia abajo): MJJA, transición y verano. La X marca la zona D de Taltal.	51
4.21.	Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura. Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes zonal (a y b), meridional (c y d) y vertical en su forma omega en Pa/s (e y f). El área negra indica la topografía del continente en la latitud 24,93° S. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.	54
4.22.	Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura de la diferencia entre evento y antievento. Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes meridional (a), zonal (b) y vertical en su forma omega en Pa/s (c). El área negra indica la topografía del continente en la latitud 24,93° S. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10. . .	55
4.23.	Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura (a,b,c y d) y lat-altura (e y f). Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes zonal (a y b) y meridional (c, d, e y f). El área negra indica la topografía del continente en la longitud 69,89°O. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.	57
4.24.	Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura. Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes zonal (a y b), meridional (c y d) y vertical en su forma omega en Pa/s (e y f). El área negra indica la topografía del continente en la latitud 24,93° S. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.	58
4.25.	Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales longitud-altura (a y b) y latitud altura (c y d). El campo enseñado es anomalía de temperatura potencial (contornos y magnitud en colores). El área negra indica la topografía del continente en la latitud 24,93°S y longitud 69,89°O según corresponda. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.	59

4.26.	Compuesto de eventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA. (a) Corresponde a un corte longitud-altura. El campo enseñado es temperatura potencial (contornos y magnitud en colores) en K. El área negra indica la topografía del continente en la longitud 69,89°O. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10. (b) Es el mismo mapa lon-lat a 750 hPa de la figura 4.20.	60
4.27.	(a) Mapa de correlación entre el campo U en todo el mapa y V en la estación d10 (indicada por la X) en MJJA a 750 hPa. (b) Serie de tiempo de velocidad U (punto rojo) y V en la estación d10 (en la X) a 750 hPa para el año 2017. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.	61
4.28.	Mapa de correlación entre el campo U en todo el mapa a 500 hPa y V en la estación d10 (indicada por la X) a 750 hPa en MJJA. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.	62
4.29.	(a) Mapa de correlación lon-lat en los meses MJJA entre el viento meridional V a 750 hPa en d10 y estabilidad atmosférica $d\theta/dz$ entre los niveles de 800 y 700 hPa. (b) Serie de tiempo de estabilidad $d\theta/dz$ (punto rojo) y velocidad meridional V en la estación d10 (en la X) a 750 hPa para el año 2017. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.	63
4.30.	Mapa de correlación entre el campo V en todo el mapa a 750 hPa y V en la estación d10 (indicada por la X) a 750 hPa en MJJA. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.	63
4.31.	(a) Mapa de correlación entre el número de Froude en todo el mapa y V en la estación d10 (indicada por la X) en MJJA a 750 hPa. (b) Mismo mapa que en (a) pero con zoom a la zona de interés (punto negro). (c) Serie de tiempo entre V en la X y el número de Froude en el punto negro para el año 2017. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.	64
4.32.	Mapas de correlación en MJJA entre el campo U en todo el mapa y V en dos casos distintos indicados por la X: el de la izquierda en (25°S, 75°O) y el de la derecha en (25°S, 80°O). Los datos están a 750 hPa.	65
4.33.	Mapa de las 93 bajas segregadas ya pasadas por los filtros de distancias para el periodo 2013-2014 en el HS. Los puntos representan el centro de la BS, mientras que los colores indican la frecuencia. La X corresponde a la ubicación de la estación d10 en Taltal.	66
4.34.	Serie de tiempo de ΔV_{ref} para los años 2013 y 2014 para la estación d10. . . .	67
4.35.	Arriba: serie de tiempo de ΔV_{ref} para el año 2015 en la estación d10. Abajo: misma serie acotada para el mes de marzo e inicios de abril.	68
4.36.	Mapas lon-lat asociados al evento de viento intenso del 24 al 28 de marzo de 2015. Los paneles representan la evolución diaria del evento, incluyendo un día antes (23 de marzo). Las variables son: presión reducida a nivel del mar (contornos a color) y altura geopotencial (contornos cada 100 m) a 200 hPa. La X marca la zona D de Taltal.	70
4.37.	Mapas lon-lat asociados al evento de viento intenso del 24 al 28 de marzo de 2015. Los paneles representan la evolución diaria del evento, incluyendo un día antes (23 de marzo). Las variables son: velocidad de viento en magnitud (contornos a color), dirección y sentido (vectores), geopotencial (contornos cada 50 m desde (a) hasta (d) y cada 100 m en (e) y (f)) a 750 hPa. La X marca la zona D de Taltal.	71

4.38.	Similar a 4.35 pero en el periodo del 29 de marzo hasta el 1 de abril de 2015.	72
4.39.	Imágenes satelitales MODIS (EOSDIS Worldview) de dos momentos asociados a la BS del 24 de marzo de 2015.	73
4.40.	Arriba: serie de tiempo de ΔV_{ref} para el año 2017 en la estación d10. Abajo: misma serie acotada para el final del mes de julio.	73
4.41.	Similar a 4.37 pero para el episodio del 22 de julio de 2017 a 500 hPa.	74
4.42.	Similar a 4.37 pero para el episodio del 22 de julio de 2017 a 750 hPa.	75
4.43.	Serie de tiempo de velocidad de viento para: (a) estación d10 con un dato diario utilizado a 20 m a las 12Z (b) mediciones de radiosonda de Antofagasta. Corresponde a periodo 2013-2018.	76
4.44.	Histograma de dirección de viento a 2800 m. Corresponden a datos diarios medidos a las 12Z por el radiosonda de Antofagasta, en el periodo de 2013 a 2018.	77
4.45.	Diagrama de dispersión del índice de Antofagasta y reanálisis a 750 hPa situado justo en la zona del radiosonda. El periodo es de 2013 a 2018. La recta roja indica el ajuste de mínimos cuadrados y posee una correlación $r = 0.92$ con $\alpha = 0.05$	77
4.46.	Serie de tiempo del índice de Antofagasta a 2800 m (arriba) y serie de tiempo del índice nocturno de Taltal. El periodo es de 2013 a 2018.	78
4.47.	Diagrama de dispersión entre ambos índices: Antofagasta a 2800 m y V_{ref} de Taltal (diurno en rojo y nocturno en azul) con sus respectivas rectas de ajuste de mínimos cuadrados. El periodo utilizado es de 2013 a 2018.	78
4.48.	Diagrama de dispersión de temperatura entre Antofagasta a 2500 m y la estación d10. El periodo es de 2013 a 2018. La recta negra indica el ajuste de mínimos cuadrados y los círculos rojos son los días de evento en Taltal.	79
4.49.	Diagrama de dispersión de humedad específica entre Antofagasta a 2500 m y la estación d10. El periodo es de 2013 a 2018. La recta negra indica el ajuste de mínimos cuadrados y los círculos rojos son los días de evento en Taltal.	80
4.50.	Topografía de Sierra Gorda con más detalle de la zona SGE mostrado en la sección de topografía. Se indican las estaciones de la zona junto a las dos torres de medición de 80 m SGORE y SGORD. Los colores muestran la elevación del terreno y los contornos están cada 100 m.	81
4.51.	Serie de tiempo globales de velocidad a 20 m y dirección de viento a 10 m. Estación b21 de Sierra Gorda. El periodo corresponde del 2010 hasta el 2015, con un dato por hora. Notar los errores de medición que existen alrededor de julio de 2010 y en otros periodos.	82
4.52.	Serie de tiempo de los índices relacionados a SG en la estación b21 para el año 2014. El índice diurno corresponde al rojo y el nocturno al azul. La figura de arriba corresponde a las series sin ningún procesamiento, mientras que a la de abajo se le ha removido el ciclo anual con series de Fourier.	83
4.53.	Serie de tiempo de los índices nocturno en Taltal y diurno en Sierra Gorda para las estaciones d10 y b21 respectivamente. El periodo utilizado corresponde al invierno extendido (MJJAS) del 2014.	84
4.54.	Diagramas de dispersión considerando las combinaciones de índices de Taltal y Sierra Gorda, diurnos y nocturnos. El periodo utilizado en todos los casos es del 2013 al 2014, durante los meses MJJAS. La recta roja indica el mejor ajuste de mínimos cuadrados para los datos.	84

4.55.	Series de tiempo para la generación diaria en el PE Taltal en GWh. Arriba la serie global, que va desde el 2014 al 2020, y abajo solo para el año 2017 junto al índice de Taltal ΔV_{ref}	85
4.56.	Series de tiempo para la generación horaria en el PE Taltal (MWh) y para la velocidad horaria a 100 m sobre el suelo (ms^{-1}), utilizando un perfil logarítmico en la estación d10. El panel de arriba muestra el periodo MJJA del 2018, mientras que el de abajo solo el mes de mayo del mismo periodo.	86
4.57.	En el panel de la izquierda se muestra el histograma de energía diaria promedio generada en el PE Taltal entre los años 2015 a 2020. En el panel de la derecha se enseña el diagrama de dispersión entre la energía diaria promedio y el índice ΔV_{ref} a 100 m. Los puntos rojos indican los días de generación máxima (definidos por el umbral) y los azules los días normales. El cuadrante negro arriba a la derecha representa la intersección de los dos umbrales, el de evento $\Delta V_{ref} \geq 10 ms^{-1}$ y el de energía $\bar{E} \geq 70$ MWh.	87
4.58.	Histograma de energía diaria promedio generada en el PE Taltal asociado a eventos ($\Delta V_{ref} \geq 10 ms^{-1}$) entre los años 2015 a 2020.	88
4.59.	Series de tiempo de energía horaria generada en los parques eólicos Taltal (azul) y Sierra Gorda (rojo), dividida por la capacidad máxima de cada parque (99 y 112 MW respectivamente) para el mes de mayo de 2018.	88
5.1.	Series de tiempo de velocidad (arriba) y dirección de viento (abajo). Estas variables pertenecen a la estación d10 y el periodo mostrado es junio-julio y parte de agosto de 2016. Los datos son promedios horarios y no se ha eliminado el ciclo anual y diurno.	90

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

Las energías renovables en Chile han ido adquiriendo importancia y un rol fundamental para el desarrollo sustentable del país. Este es un campo que puede ser asociado a la meteorología aplicada por involucrar al recurso eólico y solar (Muñoz et al., 2018). Desde la creación del Ministerio de Energía en 2010 se ha ido instaurando una política energética nacional dispuesta a fijar metas para un desarrollo de las energías renovables. Entre ellas están los objetivos de tener una matriz renovable que aporte el 80 % al 2030 y ser un país carbono neutral (o huella de carbono cero) en 2050 (Ministerio de Energía, 2022). Es por ello que el presente trabajo tiene importancia en este contexto, puesto que está relacionado a la generación de energía eólica y a las causas que existen detrás del viento que se registra en Taltal, zona que ya posee un valle eólico con una potencia instalada de 99 MW generando 300 GWh anualmente (ver más detalles en el sitio web de [Enel](#)). A partir del año 1993 con la campaña EOLO se han llevado a cabo diversos programas de exploración y medición del potencial eólico y solar en el norte del país, como se puede ver en la serie de tiempo de la figura 1.1.

Gracias a las primeras campañas EOLO, al surgimiento y posterior mejoramiento del Explorador Eólico, se ha logrado identificar las posibles zonas a explorar, entre las que destaca la zona D de Taltal (ver ubicación en la figura 1.2). Utilizando los datos de las estaciones de medición a 20 m en esta zona, se han construido fichas climatológicas (Astudillo, 2017) las cuales señalaron que el viento se incrementa en los meses de invierno y en horas de la noche, similar a lo que se encuentra en otros estudios del norte de Chile, por ejemplo en Rutllant et al. (2013). Sin embargo, uno de los atractivos es que la velocidad registrada es bastante alta para la altura en que se encuentra (Emeis, 2012), puesto que los vientos más comunes de la zona D están entre los $8\text{-}9\text{ ms}^{-1}$, magnitud que se mide a tan solo 20 m sobre el nivel del suelo. Sumado a esto, existen periodos en los que el viento se mantiene intenso durante varios días e incluso semanas, por lo que explicar el origen de este fenómeno constituye uno de los pilares de la tesis.

Observations

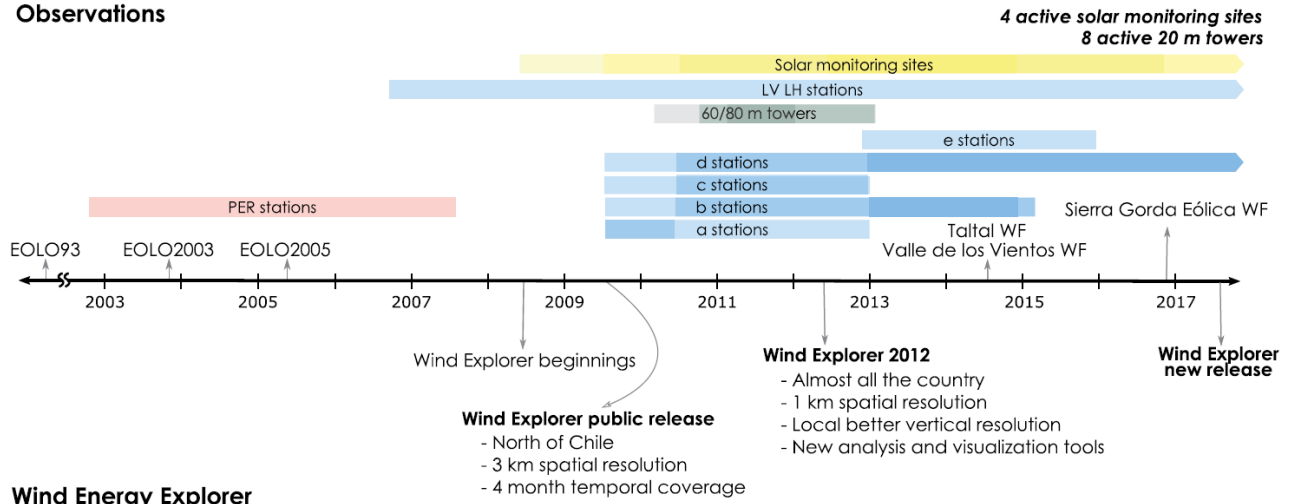


Figura 1.1: Serie de tiempo de las distintas campañas de exploración y eventos que marcaron el desarrollo de las energías eólicas y solar en Chile y en la zona norte en particular (extraído de Muñoz et al., 2018).

Es importante señalar que la tesis sirve como primera aproximación al estudio de los vientos en Taltal, puesto que no existen trabajos previos que se centren particularmente en dicha zona. Por ende, lo que se requiere es: en primer lugar, una documentación de todas las variables que se miden en la zona, seguido de una caracterización básica de los vientos. Luego, un análisis estadístico que tome en cuenta los periodos en que más se incrementa la actividad eólica y tratar de visualizar el contexto meteorológico de gran escala que favorece la ocurrencia de estos vientos. Después se complementan los resultados con análisis de los datos en zonas aledañas o que tengan alguna particularidad que sume a las conclusiones. Por último, se destaca la importancia del estudio en Taltal por su atractivo de cara a la generación eólica, puesto que se tiene planeado extender el Parque Eólico Taltal y aumentar su capacidad a 778 MW y por ende, ser considerado como el más grande de Latinoamérica (Figuerola, 2021).

La estructura de la tesis es como se indica a continuación: primero se proporcionará el marco teórico que permite entender los principales conceptos meteorológicos que están involucrados en la tesis, junto con otros proyectos que se realizaron en los alrededores de la zona de estudio y otros trabajos similares que se hicieron en otros países. Luego se detallará la topografía de la zona y la metodología empleada para llegar a los resultados, junto a la descripción de los datos que incluye tanto mediciones in-situ como reanálisis. El siguiente capítulo son los resultados obtenidos, los cuales se dividen en dos subsecciones: climatología básica de Taltal y estadística general y eventos en Taltal, siendo este último el más extenso debido a la gran cantidad de procedimientos que se pueden realizar. La última sección corresponde a la discusión y conclusión, en donde se interpretarán los resultados más importantes y se resumirá el trabajo completo, además de contrastar hipótesis y si se cumplieron los objetivos que se detallarán más adelante.

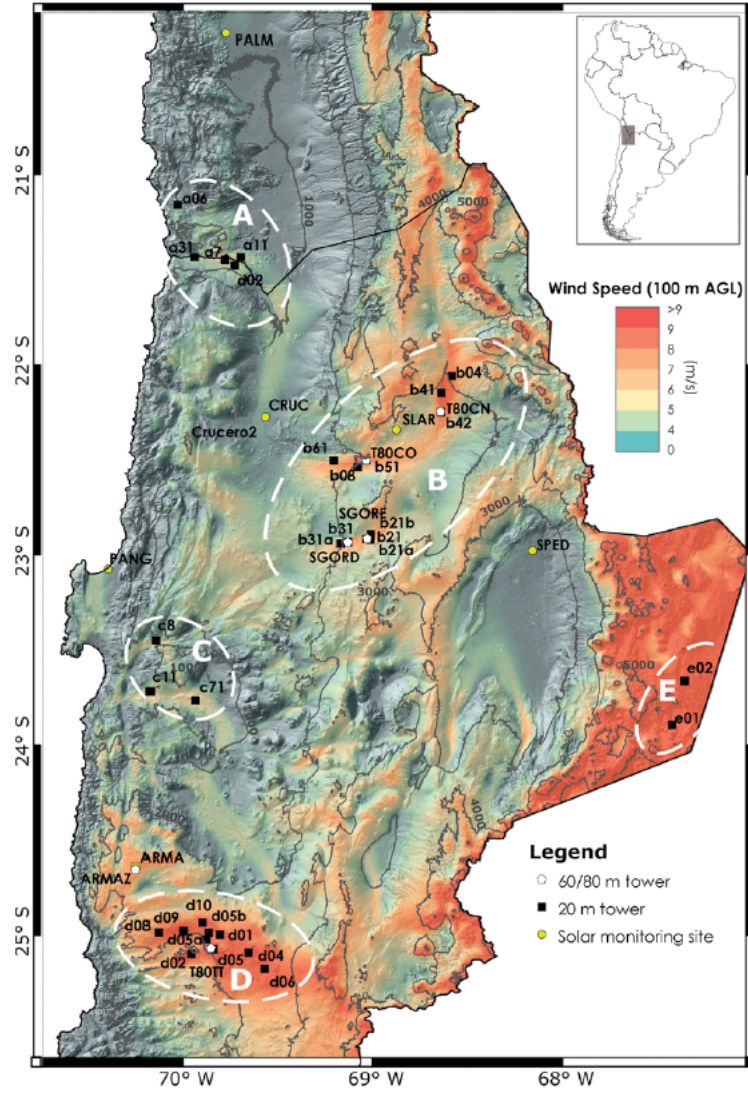


Figura 1.2: Mapa de velocidad de viento promedio a 100 m sobre el suelo en la región de Antofagasta, Chile. Las zonas encerradas con la línea punteada en blanco corresponden a los lugares con estaciones meteorológicas instaladas. Se destaca en particular la zona D que posee valores cercanos a los 9 ms^{-1} (extraído de Muñoz et al., 2018).

1.2. Hipótesis a investigar

Los vientos intensos de Taltal poseen un origen y están asociados a una configuración sinóptica específica, la cual es probable que se corresponda a una vaguada. Dicho fenómeno trae consigo que los vientos del oeste en niveles más bajos se bloquean por efecto de la cordillera. En la escala regional los vientos se terminan curvando debido a la topografía y adquieren la dirección NNE que se mide en las estaciones D.

1.3. Objetivos

El objetivo general de la tesis es caracterizar los vientos de la zona de Taltal de la manera más completa posible y describir los mecanismos que explican su variabilidad. Los objetivos específicos son:

- Documentar la climatología de los datos meteorológicos medidos en la zona D.
- Identificar los periodos de viento intenso en Taltal, describiendo su magnitud y estacionalidad.
- Identificar las forzantes asociadas a los máximos de viento utilizando datos de reanálisis ERA5.
- Comparar el régimen de viento de Taltal con el de Sierra Gorda y Antofagasta.
- Caracterizar la relación entre los vientos que se registran en Taltal y la energía generada por el parque eólico de la zona.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Clima general del norte de Chile

El clima de la zona norte de Chile y en particular la región de Antofagasta, se caracteriza principalmente por ser un lugar árido y de poca actividad sinóptica. Entre todos los lugares destacados, uno de los más importantes es el Desierto de Atacama, considerado como el sitio más seco del mundo (Garreaud et al., 2010). Además, la presencia del cinturón de altas presiones da lugar al semipermanente Anticiclón del Pacífico Sur, ubicado frente a las costas chilenas. Esta alta hace que toda la zona centro-norte de Chile posea una alta estabilidad atmosférica y en las costas, una baja temperatura superficial del mar o TSM (Rodwell y Hoskins, 2001). A pesar de que la alta estabilidad dificulta el ascenso de parcelas de aire, en la zona norte existe una gran capa de estratocúmulos (Sc), la cual se genera por acción de la turbulencia en la capa límite marina (CLM) y por el aumento de la estabilidad atmosférica (Richter y Mechoso, 2006). La presencia de los Sc y la abundante neblina en la región de Antofagasta no altera el bajo monto de precipitación, aunque existe un ecosistema que depende de ellos (Cereceda et al., 2008). Solo en el altiplano y en sus proximidades se han registrado montos superiores de precipitación en la época estival del hemisferio sur, producto de la convección que se genera en el altiplano (Garreaud et al., 2003).

A nivel superficial en la zona norte, el viento costero es principalmente del sur debido a la circulación que induce la presencia del Anticiclón del Pacífico Sur, y si no existe una vaguada en la costa oeste de Sudamérica que genere una perturbación, los vientos extratropicales del oeste sufren una desviación hacia el norte, acompañado de un descenso de las parcelas de aire por efecto de la subsidencia. La consecuencia más directa de la subsidencia es el incremento de la estabilidad en la zona y del jet costero superficial del sur. Como dato adicional, este proceso genera surgencia, que lleva a un enfriamiento de la temperatura del mar (Xu et al., 2004; Richter y Mechoso, 2006). Por otro lado, en la tropósfera baja (primeros 2 km) existe un flujo interior hacia el continente ($U > 0$) que se expresa durante el día, y otro flujo de retorno ($U < 0$) en dirección al océano durante la noche, con peaks en horas y altitudes que varían según la topografía como se ve en la figura 2.1 (Rutllant et al., 2013).

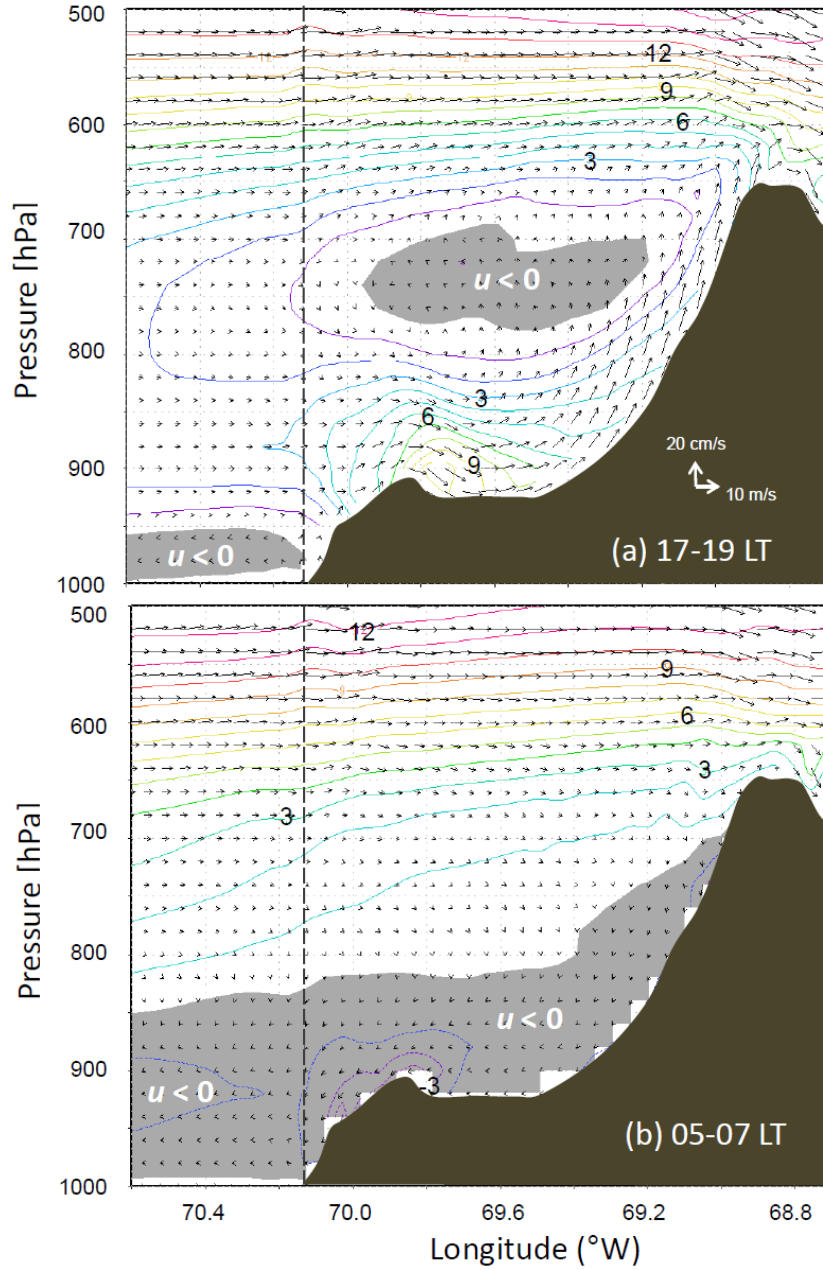


Figura 2.1: Vectores de viento promedio zonal (U) y vertical (W) (flechas) simulados en WRF en una sección transversal promedio entre los 19–22°S. Los contornos son velocidades de viento zonales: positivas (continuas) y negativas (discontinuas) para (a) condiciones de la tarde (17:00 a 19:00 LT) y (b) condiciones del amanecer (05:00 a 07:00 LT). Las áreas grises claras indican flujo del este; las áreas grises oscuras marcan el perfil topográfico (extraído de Rutllant et al., 2013).

En la Depresión Intermedia, el clima va cambiando según la topografía, elevación y algunos factores de mesoescala. Por ejemplo, en el caso de la actual zona de estudio al estar más lejos del océano, la temperatura varía mucho más entre día y noche comparado a las zonas costeras (el mar actúa como regulador por su alta capacidad térmica). Además, esta zona está ubicada en una meseta más elevada que otras localidades, sobre todo si se mira de norte a sur, lo cual implica que es una zona más fría que su entorno (Cereceda et al., 2008). En la

Depresión Intermedia de la zona norte se ubica el Desierto de Atacama, lo cual implica que la humedad relativa promedio anual no supera el 50 % y la radiación solar recibida es de las más altas del mundo (Rondanelli et al., 2015).

2.2. Aspectos sinópticos relevantes en la zona

2.2.1. Vaguadas y dorsales

Uno de los mecanismos sinópticos que afectan a la zona norte son las vaguadas y dorsales extratropicales. Estas corresponden a las dos curvaturas de las ondas de Rossby, las cuales se generan por perturbaciones en el campo de vorticidad de las parcelas de aire en las latitudes medias (Holton, 2004). Durante todo el año, las vaguadas afectan a toda la zona sur del país (principalmente abajo de los 45°S) a través de los frentes fríos típicamente asociados al mal tiempo, generando inestabilidad a su paso y si existe la cantidad suficiente de humedad y velocidad de viento (IVT o transporte de vapor de agua integrado), va acompañado de precipitación. Sin embargo, las vaguadas llegan con menos intensidad a la zona de Chile central, y una de las razones es el aumento de la presión dentro del Anticiclón del Pacífico Sur, haciendo que en el frente frío se restrinja la zona sur del país (Viale y Núñez, 2011). Es por esto que los efectos de las vaguadas rara vez tienen un impacto directo a la zona norte de Chile, pero sí cambian la circulación del viento cercano a ellas, hecho que se verá en detalle más adelante en la tesis. Por otro lado, la frecuencia de llegada de vaguadas a la zona centro-norte y su intensidad viene dada por varios factores, como por ejemplo: el fenómeno de La Niña o El Niño (ENSO por sus siglas en inglés), la Oscilación Decadal del Pacífico Sur (PDO), la Oscilación de Madden-Julian (MJO), el cambio climático, entre otros (Garreaud et al., 2019). Es por ello que la frecuencia con la que llegan las vaguadas o tormentas extratropicales a las zonas centro y norte, y la influencia que tienen en Taltal conviene abordarlos en otro tipo de estudio del tipo inter-anual, que no es el foco del presente estudio.

La condición sinóptica complementaria a las vaguadas son las dorsales, y a pesar de que sean bastante típicas durante todo el año, no se aprecian los efectos principales en la zona norte de Chile, pero sí los secundarios que forman parte de otro fenómeno sinóptico común que son las vaguadas costeras. Estas son bajas en superficie muy cercanas a la costa y son relativas al Anticiclón del Pacífico, puesto que es donde existe mayor presión y que en este tipo de evento se refuerza. Estas ocurren cuando el eje de una dorsal se alinea con el borde costero y se forma una alta presión en el sur, que va migrando hacia el este mientras pasan los días del fenómeno, haciendo que las temperaturas aumenten en la Depresión Intermedia de Chile central (Garreaud y Rutllant, 2003). La presencia de bajas costeras está relacionada de forma indirecta con lo que sucede en Taltal, puesto que en el norte grande no se percibe la disminución de la presión, por lo que queda en segundo plano, pero no deja de ser un aspecto sinóptico importante que de alguna u otra manera aparece dentro del estudio.

2.2.2. Bloqueo y jet de barrera

Enfocándose en las vaguadas, cada vez que se acerca un frente a la costa chilena en la zona centro-norte, el viento que está en los niveles más altos (por ejemplo arriba de 500 hPa) pasa

directamente por encima de la cordillera, puesto que la altitud promedio de ésta es 5000 m. Sin embargo, los vientos que están por debajo de este nivel tienen dos opciones: ascender y cruzar la barrera topográfica o bien desviarse hacia el sur (Rutllant et al., 2013). En la tropósfera media-baja, los vientos asociados a un frente frío tienden a ser bloqueados y desviados por efecto de la cordillera, haciendo que en un punto se genere convergencia y por ageostrofia, surja lo que se conoce como jet de barrera (Rutllant y Garreaud, 2004); (Scaff et al., 2017).

Para saber si un determinado flujo es capaz de cruzar o rodear una barrera topográfica como una montaña, se utiliza el número de Froude (ec 2.1). Éste es un número adimensional que se calcula con la velocidad del viento U , la altura de la barrera H y la frecuencia de Brunt Vaisala N . El hecho de que esté incluida dicha frecuencia implica que la estabilidad atmosférica juega un rol, puesto que es más difícil ascender en condiciones muy estables (Wallace y Hobbs, 2006). Cuando $F_r > 1$, el flujo cruza por encima de la barrera, mientras que $F_r < 1$ implica que el flujo la rodea. El bloqueo orográfico es un caso de una barrera 2-D como puede ser la cordillera de los Andes. Debido a que el viento no puede rodear la cordillera por su extensión, el flujo se termina desviando hacia el sentido que corresponda según la rotación terrestre (Rutllant y Garreaud, 2004).

$$F_r = \frac{U}{NH} \quad (2.1)$$

Ligado al bloqueo, se define el radio de Rossby o "zona de bloqueo" como dicta la ec. 2.2. Esta cantidad medida en unidades de longitud (m), es la escala horizontal en la que los efectos de rotación se vuelven tan importantes como los efectos de flotabilidad y gradiente de presión (Gill, 1982). Dicho de otra forma, el término hace referencia a una aproximación de la distancia en la que el viento se empieza a curvar debido a la acción del bloqueo orográfico. El radio de Rossby depende de la frecuencia de Brunt Vaisala N , el parámetro de Coriolis o vorticidad terrestre f y la escala de altura H_m . El radio de Rossby es directamente proporcional a N y H_m , que están relacionadas a la estabilidad atmosférica y al espesor de la capa en que está sujeto el fluido respectivamente. El radio de Rossby es inversamente proporcional al parámetro de Coriolis, por lo que la distancia es mayor mientras más lejos de los polos circule el viento.

$$R_o = \frac{NH_m}{f} \quad (2.2)$$

Estas dos variables ayudan a cuantificar el bloqueo, que según algunos estudios en la zona centro y norte de Chile, es recurrente cada vez que se acerca un ciclón extratropical (Rutllant et al., 2013); (Scaff et al., 2017). En el trabajo de Scaff et al. (2017), el número de Froude calculado dentro de un área cercana a la zona de estudio en el Valle del Elqui, es siempre menor a uno. Sin embargo, cuando se acerca un sistema frontal y afecta a Chile centro-norte, la precipitación en esa zona siempre es menor que en otros sitios sin bloqueo como en la misma cordillera de los Andes o en la franja costera. Por otro lado, F_r es directamente proporcional al monto de precipitación. Se demostró que dentro de un área con $F_r < 1$, cuando el número

de Froude en una zona en particular es más pequeño que en otras, dicha zona recibe menos precipitación. Por lo tanto, el número de Froude se puede utilizar para analizar la distribución de precipitación en un área donde esté presente el bloqueo.

2.2.3. Bajas segregadas

Otro fenómeno que entra en la meteorología sinóptica y que tiene relevancia en la zona norte son las bajas segregadas (BSs). Por definición, una BS es una baja cerrada en la tropósfera media y alta, que se forma debido a una profundización de las ondas asociadas a la corriente en chorro del oeste, para luego desprenderse y ser independiente de la vaguada original. Posteriormente, estas suelen ser advectadas en dirección ecuatorial, con una duración promedio de 2 a 3 días y una extensión espacial que va desde los 200 a 1200 km (Palmén y Newton, 1969); (Kentarchos y Davies, 1998); (Fuenzalida et al., 2005). Las características de una BS son: probabilidad de convección y precipitación debido a la inestabilidad y el ascenso de las parcelas de aire, comportamiento mucho más impredecible que una baja extratropical, intercambio de gases traza entre tropósfera y estratósfera, generación de un núcleo frío en altura, entre otros (Nieto et al., 2008).

Un mecanismo clásico de identificación de BS es utilizar la vorticidad potencial (PV en inglés), la cual se mide en PVU ($10^{-6} Km^2 kg^{-1} s^{-1}$). A modo de ilustración, la figura 2.2 muestra un mapa de PV a 300 hPa en el continente europeo y el océano atlántico. En esta se muestra un máximo de PV (en el hemisferio norte es positivo) que cuelga de las ondas de Rossby que están más hacia el sur, por lo que calza con la definición de una BS. La génesis de este sistema puede verse como un desplazamiento de una región de alta PV de su reservorio polar, que conduce a un desprendimiento de una área discreta (Nieto et al., 2008). En el HS, las BSs ocurren durante todo el año en las latitudes medias y subtropicales, la mayoría se suscitan en los meses de verano y otoño. Según la base de datos disponible (Barahona, 2016) en el HS un 63 % de las BSs ocurrieron en los meses de verano y otoño, siendo ambas estaciones muy similares en número. En los meses de primavera se presentó el 24 % de las BSs y la estación invernal fue la que presentó menos con solo el 14 % (figura 2.3).

El proceso de formación de una BS implica que esta se podría generar en una amplia variedad de sitios que dependen de la estación del año y la sinóptica presente, es por ello que la mayoría se pueden encontrar entre los 10-60°S aproximadamente. En el caso de las BSs al norte de los 30°S, la tendencia es que se desplacen hacia el oeste como los sistemas subtropicales y tropicales (Sakamoto y Takahashi, 2005). El efecto más perjudicial de una BS en la zona norte recae en el hecho de que no es un sitio que esté acostumbrado a recibir las consecuencias de la convección profunda (a excepción del altiplano), por lo que es muy susceptible a desastres como el aluvión del 24 de marzo de 2015, en el que una BS causó múltiples pérdidas humanas y materiales (Barrett et al., 2016).

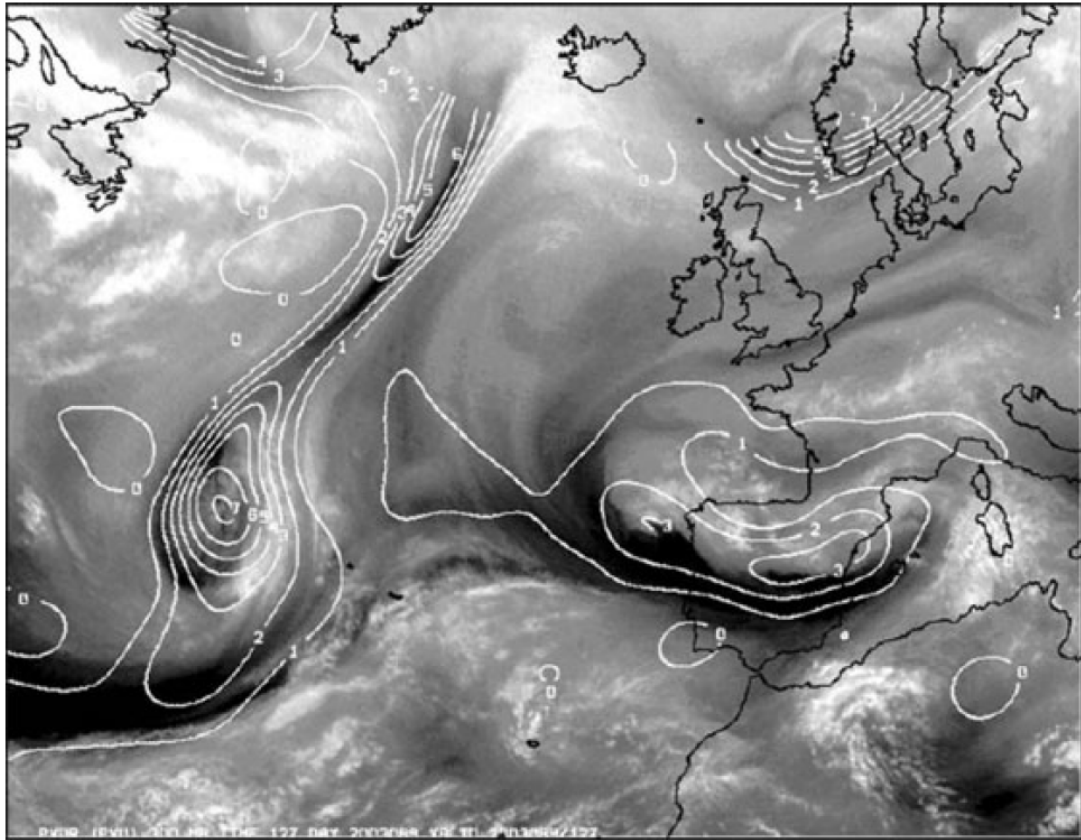


Figura 2.2: Mapa de vorticidad potencial (PV) para el continente europeo y Atlántico norte. Los contornos están cada 1 PVU (en el HN los valores asociados a circulación ciclónica son positivos). Figura extraída de Nieto et al., 2008.

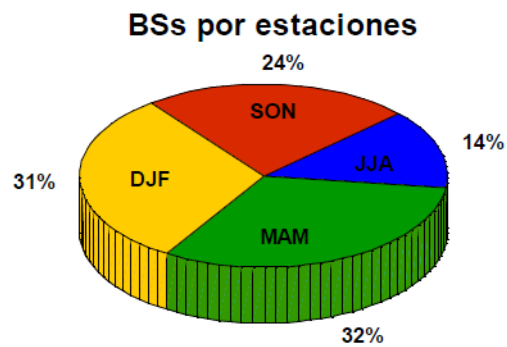


Figura 2.3: Diagrama de frecuencia de BSs por estaciones del año. El verano corresponde a DJF, otoño a MAM, invierno a JJA y primavera a SON (extraído de Barahona, 2016).

2.3. Estudios previos relacionados

2.3.1. Sierra Gorda

Uno de los sitios más cercanos a Taltal que se haya estudiado y que posee buenas cualidades para su desarrollo, tanto científico como económico es Sierra Gorda. Esta zona está ubicada aproximadamente en los 25°S y 69°O , cercana a la localidad de Calama (ver figura 3.1). El sitio ya posee una central generadora llamada Parque Eólico Sierra Gorda Este, situada en un valle transversal este-oeste a unos 2400 m sobre el nivel del mar. Una de las particularidades meteorológicas de esta zona es la existencia de vientos catabáticos o de drenaje. Estos son un tipo de viento de montaña que desciende por la noche generándose un jet de bajo nivel o LLJ por sus siglas en inglés (Muñoz et al., 2018). Por el contrario, los vientos que ascienden por una pendiente se conocen como anabáticos. Los vientos catabáticos se generan por efecto de un gradiente de presión a lo largo de una pendiente, que surge cuando el aire cercano a una superficie inclinada se enfría en relación con el aire de arriba (Muñoz et al., 2013).

En otro trabajo realizado en Sierra Gorda (Jacques-Coper et al., 2014), utilizando los datos de las torres de medición dispuestas en la zona, y a través de análisis de compuestos en una escala inter-diaria (figura 2.4), se llegó a la conclusión de que los máximos de viento nocturnos en Sierra Gorda, se asocian a condiciones de poca variabilidad sinóptica, es decir, los contornos de geopotencial son zonales a 500 hPa o bien, poseen escasa curvatura, lo cual tiene sentido considerando la naturaleza de los vientos catabáticos (no deben influenciar los efectos de gran escala). En cambio, los máximos de viento diurnos (que están anticorrelacionados con el nocturno) se asocian a una vaguada en 500 hPa, en donde los contornos de geopotencial llegan a una latitud cercana a la zona de Sierra Gorda. Este trabajo es importante porque se centra en una zona relativamente cercana, posee un contexto similar al de Taltal en el tema del EE y además, se trabaja con datos diarios y eventos que encajan en la escala sinóptica. A pesar de que la metodología sea distinta, los compuestos obtenidos en Sierra Gorda sirven de modelo para el presente trabajo e incluso son comparables a los de Taltal.

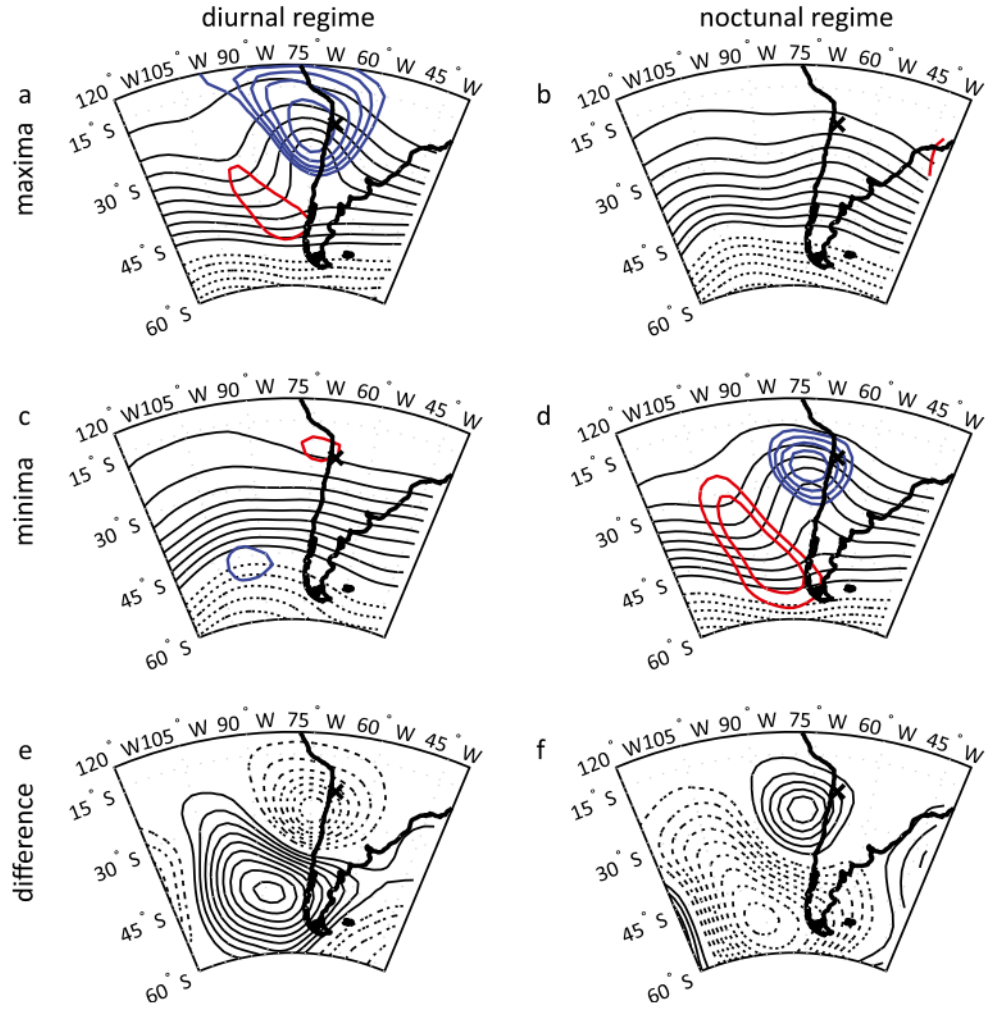


Figura 2.4: Compuestos de anomalía diaria de altura geopotencial a 500 hPa con respecto a los 5400 gpm. Los paneles a y b corresponden al promedio del índice de viento a 40 m del percentil 95 durante el día y la noche respectivamente. Los paneles c y d son análogos a los anteriores pero para el percentil 5. Los paneles e y f son la diferencia entre máximo y mínimo para el régimen diurno y nocturno respectivamente. Las líneas sólidas (punteadas) indican los contornos positivos (negativos) dibujados cada 50 gpm (20 gpm para e y f); los contornos de valor cero se omiten. En a-d, los contornos rojos (azules) indican cada un 5 % anomalías por encima (por debajo) del 75 % (25 %) de la distribución normal ajustada para esta variable en cada punto de grilla. La cruz negra indica la ubicación de Sierra Gorda (extraído de Jacques-Coper et al., 2014).

2.3.2. Otros países

Una de las situaciones que más se asemejan a la del presente estudio está relacionada al desarrollo de la energía eólica en Nueva Zelanda (NZ). En dicho país existe una amplia variedad de marcos climatológicos sinópticos, en gran parte generados por la llegada de vaguadas y dorsales (Gibson y Cullen, 2015). La figura 2.5 muestra las distintas configuraciones sinópticas que se pueden encontrar en NZ. El hecho de que sean 12 representa una dificultad

al momento de aumentar el desarrollo de la energía eólica en términos de fiabilidad, debido a lo intermitente que es el viento. El trabajo de Gibson y Cullen (2015) plantea que existe una amplia variedad de zonas que están asociadas a un régimen sinóptico en específico, por lo que solo se genera durante ese periodo. Por lo tanto, si estas zonas se interconectan se puede eliminar los periodos de generación cero, incluso aquellos sitios que están en el extremo norte y sur. Para ello, se utilizan reanálisis y se crean compuestos para observar la relación entre el recurso eólico de 15 parques y el patrón sinóptico asociado.

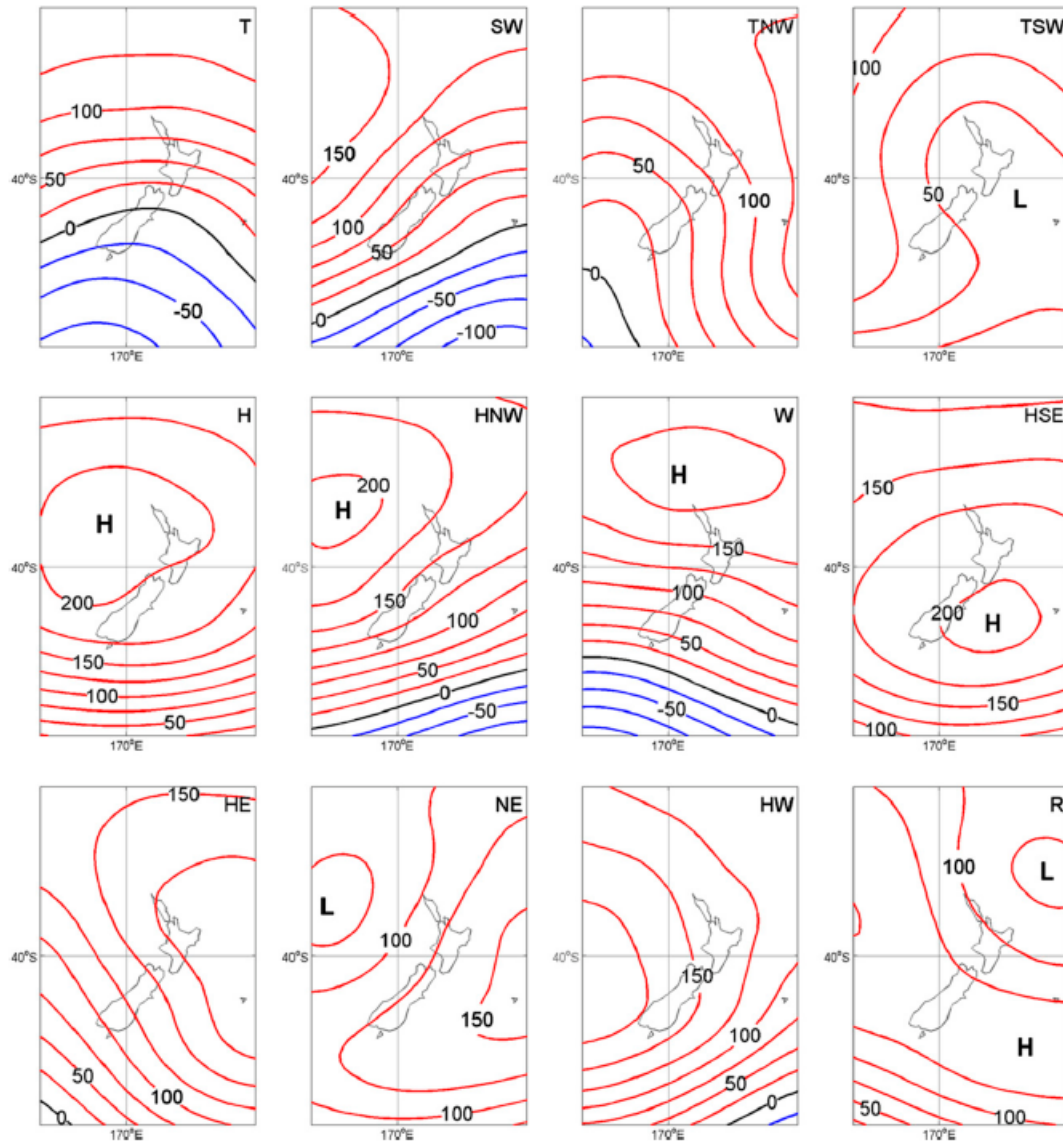


Figura 2.5: Mapas de altura geopotencial a 1000 hPa asociado a cada uno de los 12 tipos de clima en NZ. Los nombres de cada uno de izquierda a derecha y de arriba a abajo son: vaguada, flujo suroeste, vaguada-noroeste, vaguada-suroeste, alta presión, alta-noroeste, flujo oeste, alta-sureste, alta-este, flujo noreste, alta-oeste, dorsal (extraído de Gibson y Cullen, 2015).

Los resultados de este estudio indican que los parques eólicos (PEs) de mayor cercanía o que están en la misma región poseen mayor correlación entre sí, mientras que para los PEs ubicados en otras zonas es mas débil e incluso negativa en el caso de estar ubicadas en los extremos norte o sur. Relacionado a esto, existe regionalidad en los vínculos entre la cantidad de recursos eólicos y la circulación atmosférica a escala sinóptica. Las diferencias más grandes en términos de vínculos a escala sinóptica están asociadas a las zonas ubicadas en los extremos norte y sur del país, ya que dichas regiones están expuestas a distintas características de la situación sinóptica en un momento dado. El beneficio de interconectar PEs, en términos de confiabilidad del suministro, resulta en una optimización de la red que incluye regiones tanto en el extremo norte como en el sur de NZ, lo que refleja la disparidad en la influencia de escala sinóptica entre estas regiones.

Por otro lado, el estudio de (McCauley y Sturman, 1999) y posteriormente (Revell et al., 2002) destacaron la presencia de jets de barrera en la localidad de Hokitita (-42.71°S ; 170.97°O , ver figura 2.6), ubicado en la ladera oeste de los Alpes Sur en NZ. Esta cadena montañosa posee una orientación noreste-suroeste cuya altura promedio está por sobre los 2000 m con peaks de 3000 m. El trabajo de McCauley y Sturman da cuenta sobre el bloqueo y jet de barrera en la zona, utilizando datos de radiosonda del aeropuerto de Hokitita lanzados 3 veces al día (0000, 1200 y 1800 UTC) y posteriormente contrastado con el número de Froude. En las observaciones de sondeos, se registró un máximo promedio de 9.12 m s^{-1} , en el que más de la mitad se daba alrededor de los 300 m sobre el nivel del suelo y con dirección noreste. La explicación del fenómeno es que el flujo noroeste que proviene de los vientos del oeste de latitudes medias, al acercarse a la cordillera de manera cuasi perpendicular, se bloquea y adquiere una dirección noreste que es paralela a los Alpes. Esto ocurre con más frecuencia e intensidad cada vez que se acerca una baja presión desde el suroeste del país. Complementariamente, el otro trabajo (Revell et al., 2002) tiene como objetivo principal estudiar la precipitación en los Alpes de NZ. También se analiza el jet de barrera a través de modelaciones del tipo RANS utilizando una base de mediciones en Hokitita. Con estos datos, se contruyó un perfil vertical de viento para un caso de precipitación en esa zona (figura 2.7). Dicho perfil muestra cómo el viento va disminuyendo y cambiando de dirección a medida que disminuye la altura.

En cuanto a estudios en otros sitios, existe un caso de bloqueo y jet de barrera en Estados Unidos, más precisamente en el estado de California, se trata del Jet de Barrera de Sierra Nevada (SBJ). El primer trabajo que resume los primeros avistamientos de este jet es el de Parish (1982). En dicho paper, se utilizaron mediciones de aviones y radiosondas que se obtuvieron durante los años 1977 a 1980. Se llegó a la conclusión de que existe un LLJ paralelo a las montañas entre los 600 y 1500 m sobre el nivel del suelo. El corte transversal de la figura 2.8 muestra el máximo de velocidad y la altura aproximada en que se encuentra, junto a la topografía de la zona. Posteriormente, en otro estudio se definió la climatología del SBJ a través de una base de datos de 7 años de mediciones (del año 2000 a 2007). De forma general, el ciclo estacional de ocurrencias del SBJ indica que el máximo se encuentra en los meses más fríos y el mínimo durante el verano, además de que el SBJ es más intenso en invierno que en verano (Neiman et al., 2010).

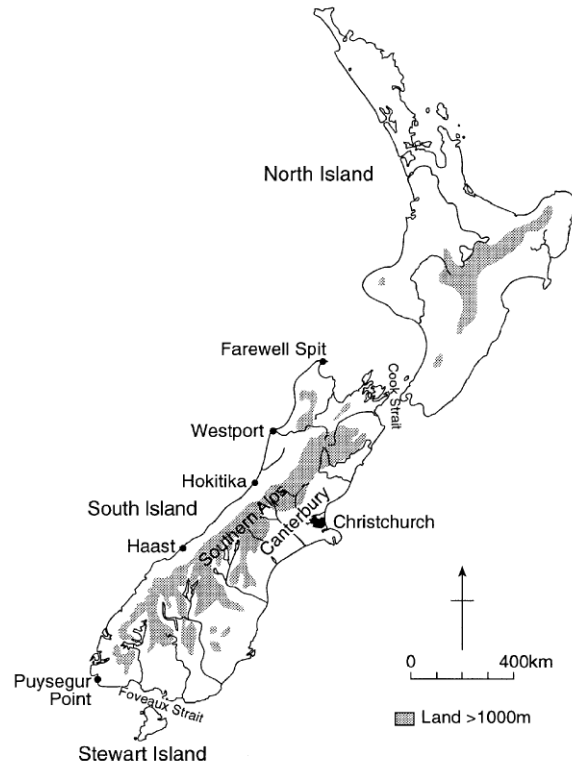


Figura 2.6: Mapa de NZ que muestra las localidades principales (extraído de McCauley y Sturman et al., 2001).

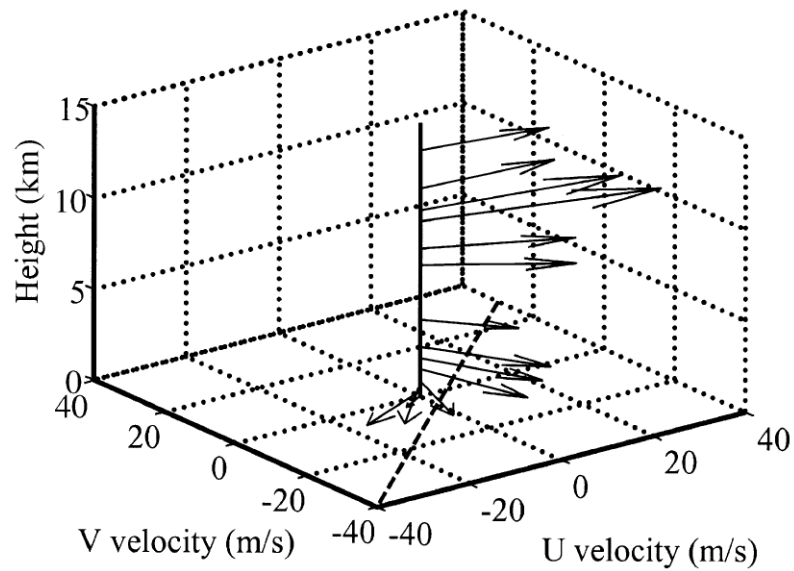


Figura 2.7: Perfil vertical de viento medido en Hokitika (Nueva Zelanda) el día 19 de agosto de 1992 a las 00 UTC. La línea punteada indica el eje de la división principal (extraído de Revell et al., 2001).

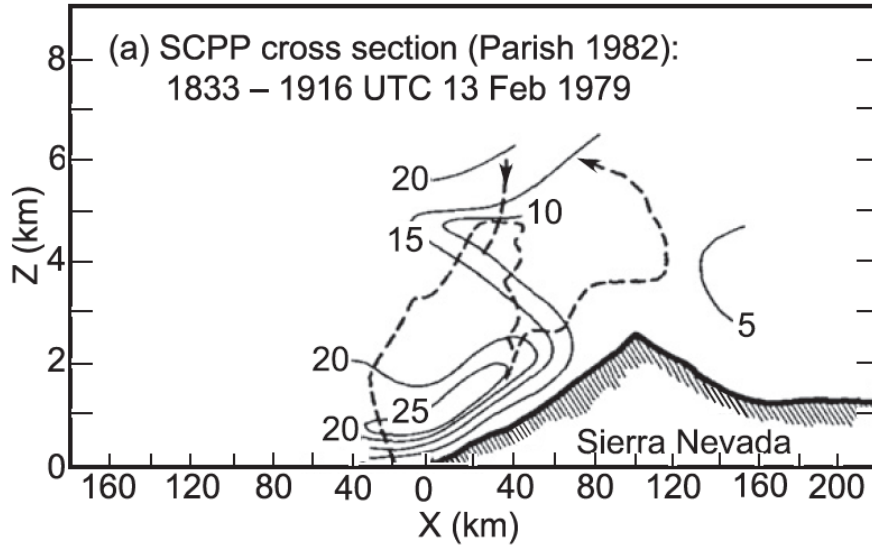


Figura 2.8: Sección transversal de isotacas paralelas a la barrera orográfica (ms^{-1} ; dirigido hacia 340°) observadas por la aeronave de Wyoming King Air (línea discontinua) sobre el American River Basin a lo largo de la ladera occidental de Sierra Nevada. Mediciones del 13 de febrero de 1979 (extraído de Parish, 1982).

También existen trabajos similares en muchas partes del mundo, sobre todo en donde hay cadenas montañosas que son similares a las anteriores, como es el caso de los Alpes europeos, los Alpes Japoneses, las montañas de Alaska, Groenlandia y la Antártida, entre otros. Todos estos ejemplos, y en particular los dos que se han revisado, forman parte de los trabajos previos que están ligados fuertemente al presente estudio.

Capítulo 3

Datos y metodología

3.1. Zona de estudio

A grandes rasgos, la zona de estudio o zona D como será conocida de ahora en adelante se encuentra en la región de Antofagasta, Chile (ver figura 3.1). Las localidades de relevancia ordenadas por cercanía son: Taltal al SW (~ 79 km), Antofagasta al NNW (~ 153 km) que es la ciudad más poblada de la región y Sierra Gorda al NNE (~ 241 km). La ciudad de Antofagasta constituye un punto estratégico al estar en diagonal con la zona D y por ser el punto donde se lanzan radiosondas todos los días. Por otro lado, Sierra Gorda es una localidad que también ha sido investigada por su potencial eólico y su particular régimen de viento. La zona D se ubica entre los 24.8 y 25.3°S , a una altura promedio de 2000 m aprox. sobre el nivel del mar, reconociéndose tres dominios geográficos importantes de oeste a este: cordillera de la Costa, Depresión intermedia y cordillera de Domeyko (Naranjo y Puig, 1984).

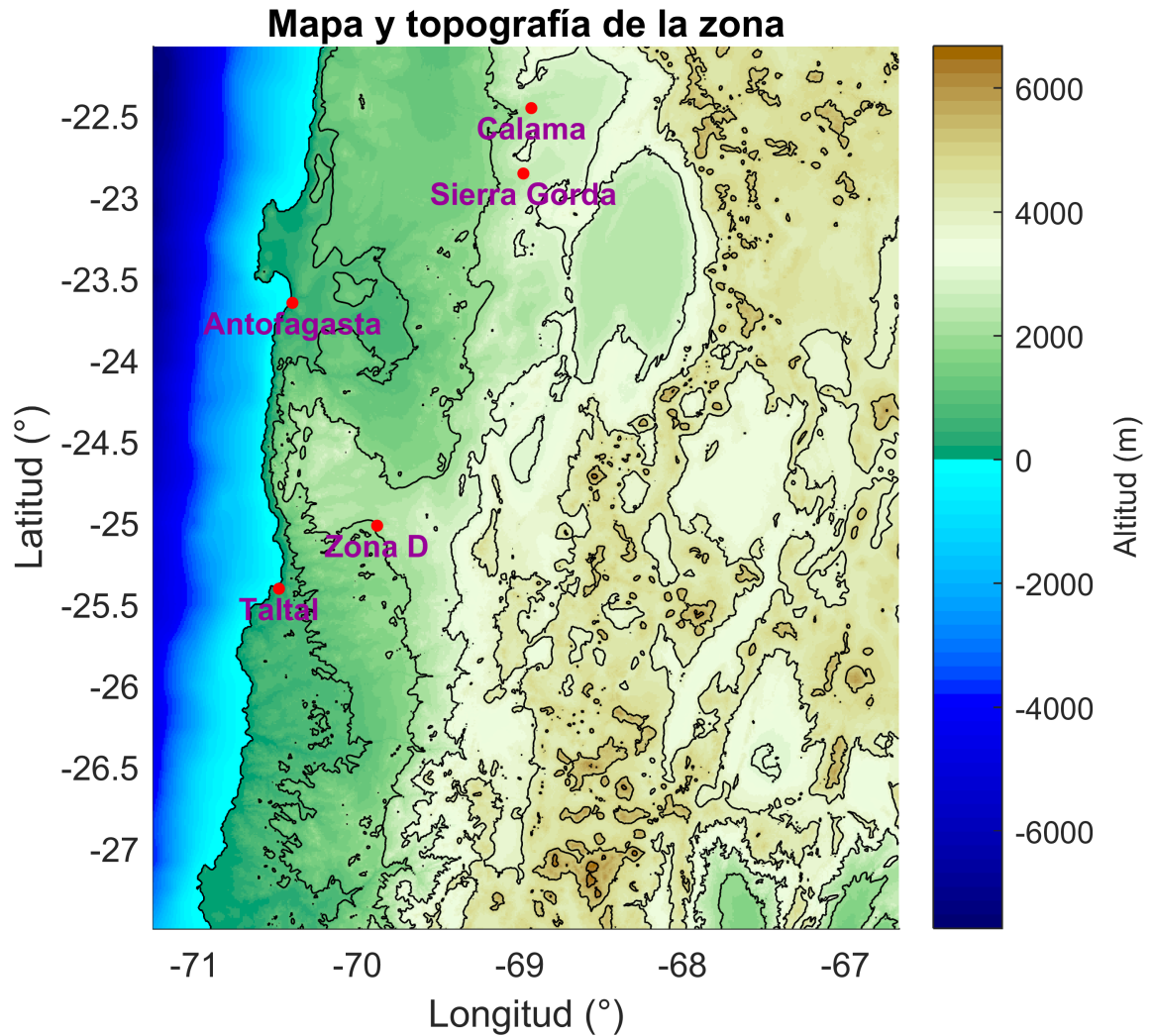


Figura 3.1: Mapa y topografía de la región de Antofagasta, Chile. Los contornos están cada 1000 m y los puntos rojos indican las localidades más relevantes.

3.2. Descripción de los datos

3.2.1. Estaciones meteorológicas

Para cumplir los objetivos de la tesis, se hace uso principalmente de los datos de las estaciones de medición de la zona D de Taltal (figura 3.2), cuya información se encuentra disponible en <http://walker.dgf.uchile.cl/Mediciones/>. En este sitio se encuentra un total de 13 estaciones: 10 de 20 m y 3 son torres de 110 m. Las estaciones de menor tamaño fueron instaladas a partir del 8 de julio de 2009 por el CENMA (Centro Nacional de Medio Ambiente) dentro del marco del proyecto: “Campaña de Monitoreo Eólico y Solar 2012-2013”. La marca de los instrumentos de medición es THIES y lo que hacen es medir: velocidad de viento a 10 y 20 m, dirección de viento a 10 m, temperatura del aire a 5 m y humedad relativa a 5 m. Los datos registrados por las estaciones son promedios cada 10 minutos, después con el software MATLAB se vuelve a promediar para que queden datos horarios. Solo 3 estaciones

de 20 m tienen incluidos instrumentos para medir presión atmosférica y radiación horizontal global a 5 m, estas son: d02, d05 y d10.

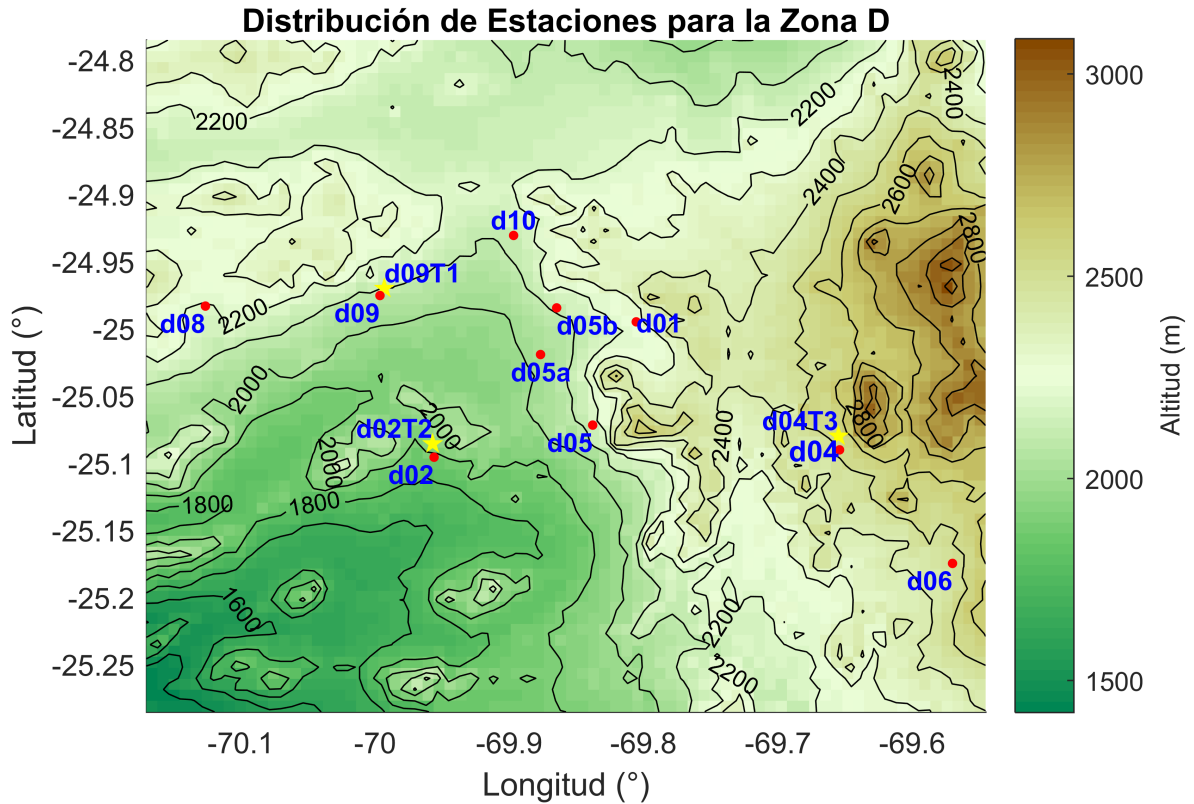


Figura 3.2: Mapa y topografía de la zona D de Taltal. Se muestra la ubicación de las 10 estaciones de 20 m (puntos rojos) y las 3 torres de 110 m (estrellas). Los contornos están cada 100 m.

En este informe se pondrá especial énfasis en la estación d10 por estar ubicada en un punto silla, lo que permite medir principalmente viento norte o sur que es lo que se busca. A pesar de que la estación d10 fue instalada el 18 de enero de 2013, esta se considera activa desde el 21 del mismo mes, debido a que el sensor de radiación no estaba conectado. Es por ello que en este periodo no existen datos al inicio de 2013 en la estación d10, sin embargo, esto no influye en las metodologías empleadas posteriormente. El periodo que se utilizará para la estación d10 (a menos que en algún procedimiento se realicen cambios) va del año 2013 a 2018 (6 años), la razón por la que no se consideran más es porque el año 2019 tiene varios periodos sin datos, lo cual puede alterar algunos de los procedimientos. Además, por el tipo de estudio que se muestra en la presente tesis, 6 años son suficientes para aplicar la metodología y obtener resultados gracias a la cantidad de eventos disponibles.

Las 3 torres de 110 m en la zona D son: d09T1, d02T2 y d04T3. Estas nuevas estaciones fueron instaladas y puestas en funcionamiento por la compañía Barlovento Chile Ltda. a partir del día 18 de diciembre de 2018. En el presente informe, los datos de las torres de 110 m se consideran desde el año 2019 hasta el 2020 (dos años), con especial énfasis en la estación d09T1 por estar más cerca de la estación d10 que las otras. La marca de los instrumentos de las torres es distinta a las de las estaciones de 20 m, por ejemplo: los anemómetros son

marca Vector, los sensores de temperatura son Elektronik, etc. Estas torres tienen mediciones en diferentes alturas dependiendo de la variable, en el caso de la velocidad de viento, se mide a: 20, 40, 80, 108 y 110 m, siendo esta última altura una de respaldo para los 108 m. En el caso de la dirección de viento, se mide a 20 y 108 m; mientras que en el caso de la temperatura del aire, se mide en tres niveles: 5, 40 y 108 m. La humedad relativa se mide a 5 y 108 m y en el caso de la presión atmosférica y radiación horizontal global, se mide a 6 y 10 m respectivamente. Al igual que con las estaciones de 20 m, los datos se entregan por promedios cada 10 minutos. A pesar de las diferencias en las compañías que instalaron las estaciones meteorológicas y la marca de los instrumentos y dataloggers, se puede demostrar que las estaciones de 20 m y 110 m son compatibles, como en el caso de la estación d09 y la torre d09T1 a 20 m (ver figura 3.3), que posee una correlación $r = 0.99$ con $\alpha = 0.05$.

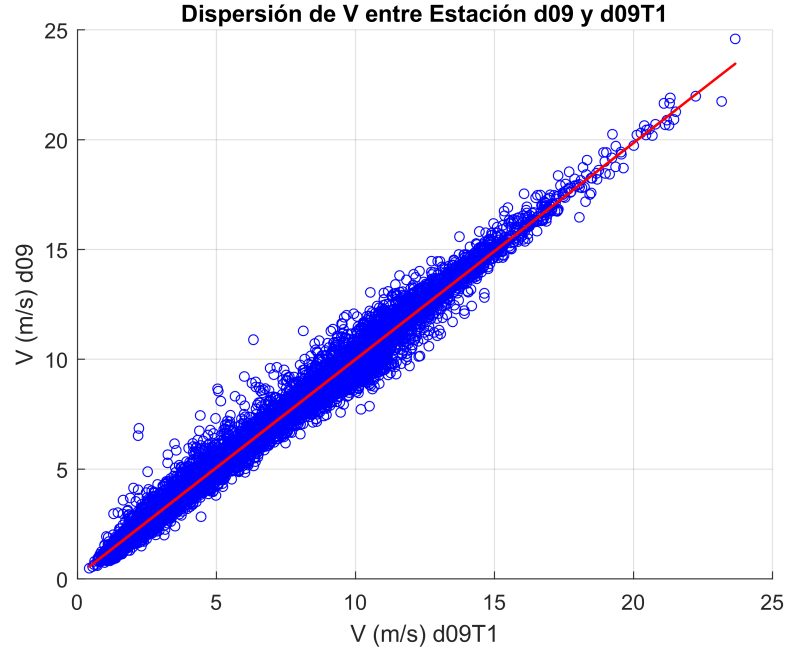


Figura 3.3: Diagrama de dispersión de velocidad de viento (ms^{-1}) entre la estación d09 y d09T1 a 20 m. El periodo utilizado es el año 2019 con un dato por hora.

Puesto que en la tesis se compara Taltal con Sierra Gorda (SG) constantemente, es necesario utilizar la base de datos de las estaciones meteorológicas en este último sitio. En la zona B se encuentra un total de 16 torres de prospección eólica: 4 son de 80 m y 11 son de 20 m. La compañía que las instaló, al igual que en Taltal, fue el CENMA y la marca de los instrumentos es THIES. La campaña a la cual pertenece es la misma que en la zona D de Taltal, por ende, los instrumentos y marcas son similares. Las torres de medición de 20 m en SG miden: velocidad de viento a 20 y 10 m, dirección de viento a 10 m, temperatura del aire a 5 m y humedad relativa a 5 m. En el caso del presente estudio, solo será necesaria la estación b21 porque es de las pocas que calza con el tiempo que midió la estación d10 en Taltal. Es importante recordar que las estaciones de la zona B fueron descontinuadas en los años 2014-2015, muchas incluso antes como en el caso de las torres de 80 m.

3.2.2. Reanálisis ERA5

Para realizar todo tipo de compuestos en la presente tesis, ya sea en mapas longitud-latitud o cortes transversales, es necesario utilizar datos de reanálisis, en este caso de ERA5 (Hersbach et al., 2020). De la gran cantidad de datos que ofrece el reanálisis, los principales serán dos: reanálisis horario en distintos niveles de presión, como pueden ser los datos de velocidad de viento a 500 hPa, y el reanálisis horario en niveles individuales, como por ejemplo la presión reducida a nivel del mar (MSLP) y la topografía. Con respecto a esto último, la topografía se obtiene como altura geopotencial a nivel de superficie, por lo que basta con dividir por la aceleración de gravedad. El periodo mayormente utilizado va del año 2013 a 2018, periodo en el que la estación d10 prácticamente no tiene datos en blanco (salvo al inicio como se mencionó anteriormente). Los datos ERA5 que se ocupan en los compuestos son promedios diarios, los cuales se obtuvieron al promediar 6 datos por día (un dato cada 3 horas).

El reanálisis posee una resolución de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ longitud-latitud, siendo una de las más finas y por ende, una de las que entrega mejor resolución a los mapas. Las variables multiniveles que se utilizaron son: componente zonal y meridional del viento, temperatura del aire, geopotencial, vorticidad potencial, velocidad vertical y humedad específica. Las variables en niveles individuales utilizadas fueron: geopotencial (orografía), MSLP, temperatura a 2 m y las componentes zonal y meridional del viento a 10 m. La extensión geográfica de los mapas varía si es longitud-latitud o corte transversal, pero la mayoría está dentro de los 120°O hasta los 40°O en longitud, y desde los 5°S hasta los 60°S en latitud.

Puesto que el reanálisis ERA5 posee buena resolución, se puede aprovechar para construir un mapa de velocidad para la zona norte de Chile, similar al que aparece en Muñoz et al. (2018) (figura 1.2), pero a 10 m sobre el suelo. Con esto se pretende replicar la figura 1.2 y probar si el reanálisis es capaz de visualizar la intensa velocidad de viento que se observa en Taltal, en una altura que está a la par con las estaciones D. La figura 3.4 muestra los dos casos diurno y nocturno, promediando todo el periodo 2013-2018 siendo un dato por día. El promedio nocturno se considera desde las 0 hasta las 6 horas, mientras que el diurno de 14 a 20 horas. Según la figura, en ambos regímenes no están fielmente representadas las zonas de alta velocidad como Taltal (representada por la X), sobre todo en el caso nocturno, en que el continente muestra valores muy bajos de velocidad. Esto significa que el reanálisis a 10 m no es capaz de representar lo que se observa a través de las estaciones meteorológicas, debido principalmente a la resolución espacial. Para hacer notar las zonas de viento intenso, es necesaria una mejor resolución que sea capaz de tomar en cuenta la topografía compleja de la zona.

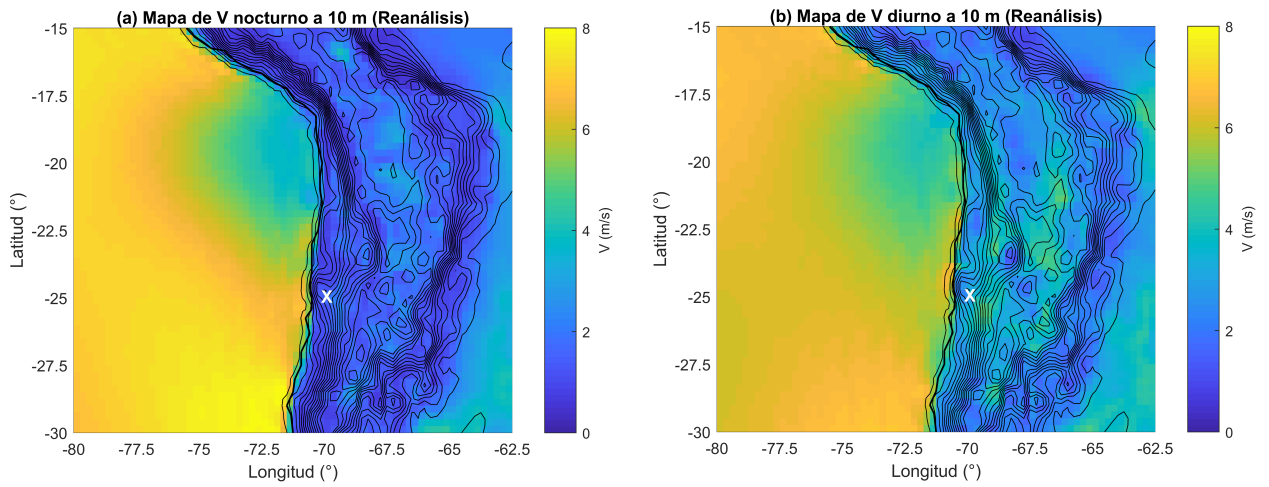


Figura 3.4: Mapas de velocidad promedio utilizando datos de reanálisis a 10 m para el caso nocturno (a) y diurno (b). El periodo promedio corresponde a los años 2013-2018 completos. Los contornos indican la elevación y los colores la velocidad de viento, la X indica la zona D de Taltal.

3.2.3. Otras fuentes de datos

Otra de las fuentes de datos importante son los radiosondas de Antofagasta. En esta ciudad se lanza un radiosonda por día a las 12Z (8 AM hora local) y los datos se pueden obtener desde la página de la Universidad de Wyoming <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Los datos de radiosondas también se extraen para el periodo 2013-2018, dejando como nulo los días en que no hubo lanzamiento de globo sonda. Los datos que aporta son de gran utilidad puesto que son observaciones reales y en diferentes alturas. La idea de utilizarlos es ver cómo son los vientos en la costa y su posible relación con los vientos de Taltal, considerando la cercanía entre ambas zonas y que la sinóptica afecta a ambas.

Además del radiosonda, se tienen los datos del Coordinador Eléctrico Nacional (CEN) que aporta datos por hora de generación eléctrica de los parques eólicos (PEs) Taltal y Sierra Gorda Este (SGE). Estos datos son fácilmente descargables y permiten realizar una comparación entre ambas zonas, siempre teniendo en cuenta que los modelos y cantidad de aerogeneradores no son iguales. En el caso de Taltal, la cantidad de turbinas eólicas son 33 y de modelo Vestas V112/3000 (potencia 3000 kW, diámetro 112 m), con una potencia nominal de 99 MW en todo el PE. Al momento de comparar la energía y la velocidad que se mide en Taltal se va a utilizar la estación d10, a pesar de que d05 esté más cerca del PE. Esto se debe a que la estación d05 apenas tiene datos y en general, todas las estaciones poseen buena correlación menos d02 que está a una altitud menor. En el caso de Sierra Gorda, el PE tiene 56 turbinas de modelo Gamesa G114/2000 (potencia 2000 kW, diámetro 114 m), con una potencia nominal de 112 MW. En cuanto a la forma que se generan los máximos de viento en Taltal, se verá más adelante en la sección de resultados. Por último, la base de datos de bajas segregadas que se utiliza en la presente tesis, es la misma que se aplicó en Barahona (2016) con resolución $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ con el reanálisis NCEP-NCAR. Esta base de datos, a pesar de que es más antigua, ofrece un orden en las variables y una cantidad de bajas segregadas que no es despreciable.

3.3. Metodologías

3.3.1. Fichas climatológicas y series de tiempo

Para crear las fichas climatológicas se emplearon los datos de las estaciones D de Taltal, con un análisis detallado de la estación d10 utilizando el software MATLAB. Puesto que se tiene un dato cada 10 min, se realizan promedios para que queden cada 1 hora. Luego, la creación de las fichas climatológicas depende de la variable en cuestión: en el caso de la velocidad de viento a 20 m, temperatura del aire a 5 m, humedad específica y relativa a 5 m, presión atmosférica y radiación a 5 m, la climatología se muestra con la hora UTC en el eje de las abscisas (ciclo diario) y los meses en las ordenadas (ciclo anual). El procedimiento es como sigue: se reordenan las variables en matrices del estilo día x hora con la función *reshape* y se promedian las filas que pertenezcan al mismo mes, de este modo se obtiene una sola matriz que muestra la climatología en los años escogidos en contornos de colores (ver ejemplo en figura 3.5). En el caso de la dirección de viento a 10 m, la climatología se expresa en frecuencias y como ésta va de 0 a 360°, conviene dividirlo en 16 partes de 22.5° cada uno. De esta forma, se puede contabilizar la frecuencia que viene cada 10 min y ordenarlo según hora o mes. La última ficha climatológica es un histograma de velocidad de viento, el cual permite visualizar la distribución que posee el viento.

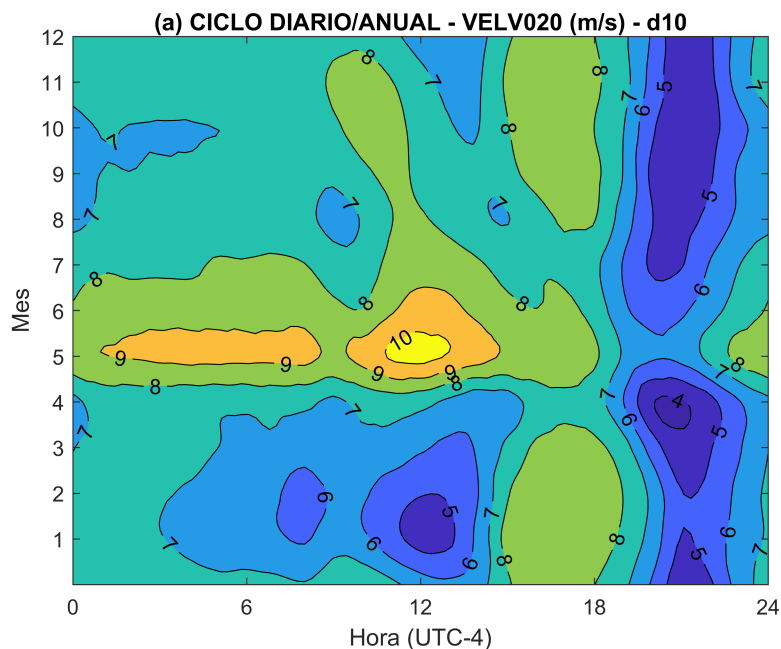


Figura 3.5: Ejemplo de ficha climatológica de la estación d10 de velocidad de viento a 20 m. El periodo considerado es del 2013 al 2018.

Como se mencionó en el párrafo anterior, una de las fichas climatológicas incluye la humedad específica q , variable que no miden directamente las estaciones D, pero sí la humedad relativa (HR). Se puede obtener q a partir de HR utilizando la fórmula de Clausius-Clapeyron (ec. 3.1). Las variables que son necesarias en la fórmula son: $t_0 = 273.15$ K como la temperatura de referencia, T la temperatura que mide la estación d10 en K, p como la presión atmosférica en hPa y HR la humedad relativa en porcentaje.

$$q \approx \frac{\text{HR} \exp\left(\frac{17.67(T-t_0)}{T-29.65}\right)}{26.3 p} \quad (3.1)$$

Las series de tiempo por otro lado, son promedios mensuales de las variables en que se muestra su ciclo diario y variabilidad intermensual. Se utilizan para verificar que no existan inconsistencias entre los distintos años. Si existe un año con cierta anomalía en las series de tiempo (como puede ser el año 2017) se facilita la búsqueda del error o bien, se verifican las condiciones sinópticas de esas fechas por si ocurrió algún otro fenómeno que altere las mediciones.

3.3.2. Índice de viento

Para abordar el problema de identificación de días de viento intenso, es necesario crear un indicador que se incremente cada vez que ocurre dicho fenómeno. Para ello se crea un índice de viento de Taltal llamado V_{ref} , que consiste en proyectar el vector velocidad que se mide en la estación, en una dirección de referencia D_{ref} (ecs. 3.2 y 3.3). La variable D_{ref} se define como la dirección de mayor frecuencia en el diagrama de velocidad y dirección de viento conjunto (figura 3.6).

$$\hat{V}_{ref} = -\text{sen}(D_{ref}) \hat{i} - \cos(D_{ref}) \hat{j} \quad (3.2)$$

$$\vec{V} \cdot \hat{V}_{ref} = -U \text{sen}(D_{ref}) - V \cos(D_{ref}) = V_{ref} \quad (3.3)$$

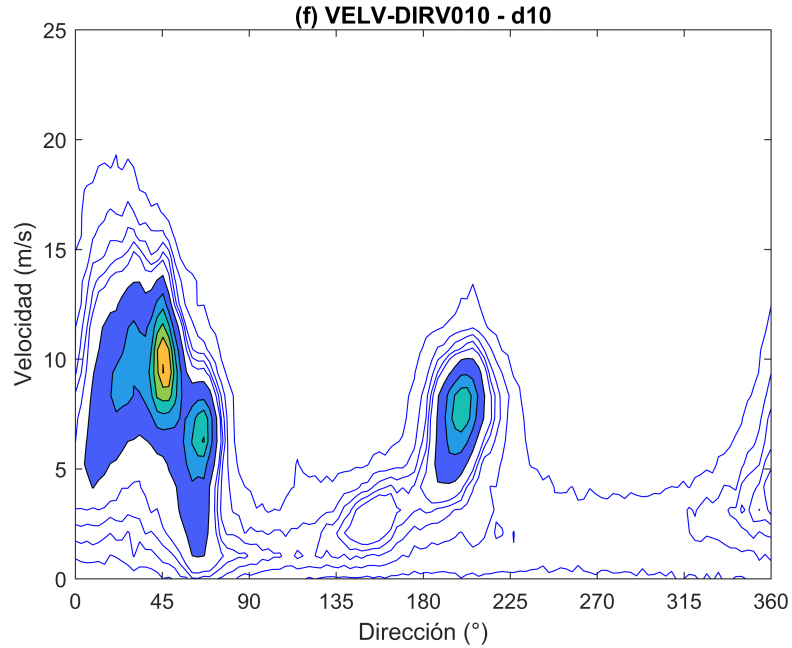


Figura 3.6: Ejemplo de ficha climatológica de la estación d10 de velocidad y dirección de viento conjunta en frecuencia. El periodo considerado es del 2013 al 2018.

En el caso de la estación d10 en la figura 3.6, la dirección de referencia (y además de mayor velocidad) es 43°. Como esta dirección está asociada a un régimen nocturno, del mismo modo se puede obtener una dirección diurna al mirar la climatología horaria, por lo que la

dirección de referencia diurna es de 208° (menor velocidad que en el caso nocturno). Luego, se promedia la variable V_{ref} entre las 00:00 y 06:00 horas para el caso nocturno, y entre las 14:00 a 20:00 horas en el caso diurno (ecs. 3.4 y 3.5).

$$\langle V_{ref} \rangle_{00-06} = V_{ref}(\text{noc}) \quad (3.4)$$

$$\langle V_{ref} \rangle_{14-20} = V_{ref}(\text{diur}) \quad (3.5)$$

De esta forma se obtienen índices diarios y cada uno se maximiza cuando el viento alcanza su dirección de referencia respectiva. Para amplificar la señal cada vez que el viento se incrementa en la zona, se restan ambos índices y se obtiene un único valor ΔV_{ref} como lo indica la ecuación (3.6). Se prefiere utilizar este índice y no la velocidad promedio por el hecho de que resulta más intuitivo definir un umbral de velocidad que incluya las direcciones que favorecen a ambos regímenes, luego la diferencia ΔV_{ref} permite definir de forma más clara los eventos de Taltal, los cuales se definen por la ecuación (3.7) que se analizará en detalle en la sección 4.2.1.

$$\Delta V_{ref} = V_{ref}(\text{noc}) - V_{ref}(\text{diur}) \quad (3.6)$$

$$\Delta V_{ref} \geq 10 \text{ ms}^{-1} \quad (3.7)$$

3.3.3. Validación de datos de reanálisis y compuestos

Antes de pasar a los compuestos, es necesario verificar si el reanálisis es consistente con lo que se mide en la zona. Para ello, se compara con los datos de radiosonda de Antofagasta y del reanálisis con los datos medidos por la estación d10. Tomando los datos de reanálisis en distintos niveles, la figura 3.7 muestra las series de tiempo del índice ΔV_{ref} junto al de la estación d10, la idea es compararlos y ver cuál es el nivel que se ajusta mejor. La primera conclusión es que el reanálisis que debería ser el más realista, como es el caso a 10 m, es el que menos representa los máximos de viento en la zona, seguido del nivel de 775 hPa. El que mejor se ajusta aparentemente es el reanálisis a 700 hPa, sin embargo, este nivel está al menos 1000 m por sobre la superficie y su correlación con d10 es $r = 0.89$. Por lo tanto, el nivel del reanálisis que más se relaciona con d10 es 750 hPa con $r = 0.92$. De ahora en adelante, se utilizará este nivel para crear y analizar compuestos.

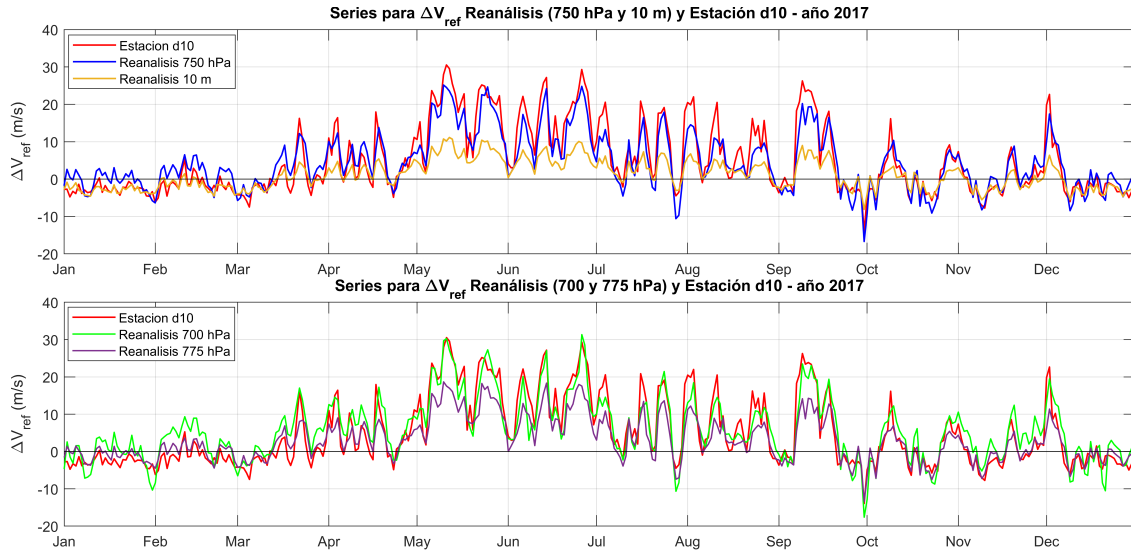


Figura 3.7: Series de tiempo de ΔV_{ref} para el año 2017 en d10 y distintos niveles de reanálisis. El panel de arriba muestra las series asociadas a d10 y reanálisis a 750 hPa y a 10 m. El panel de abajo son las series de d10 y reanálisis a 700 y 775 hPa.

En cuanto a los sondeos de Antofagasta, se extraen los datos utilizando un código de MATLAB y se ordenan en una estructura que contiene todos los sondeos desde el 2013 al 2018. La estructura creada posee en sus columnas todas las variables del sondeo como: presión, altura geopotencial, temperatura, punto de rocío, etc. Mientras que las filas guardan vectores de distinto tamaño con todas las mediciones de cada día. Para lograr extraer una serie de datos de radiosonda, que va del 2013 al 2018 en una misma altura, lo que se hace es crear una función que tenga como input la altura de los datos que se quiera extraer, para que luego el código seleccione fecha a fecha interpolando valores de radiosonda a esa altura. De esta manera, se crea una matriz donde las filas son los días y las columnas las variables, todo a una misma altura. En el caso de que un día no se haya lanzado el radiosonda, se reemplaza con NaN . Elijiendo la altura de 2800 m en Antofagasta (que es la de mayor correlación con Taltal, según el cálculo en la sección 4.2.5.1), se compara con los datos de reanálisis a 750 hPa y se grafica la dispersión con el índice V_{ref} , que en este caso D_{ref} es la dirección del viento preferente de Antofagasta. La figura 3.8 muestra la dispersión y entrega una correlación de $r = 0.92$ con $\alpha = 0.05$, por lo que el reanálisis se ajusta bien a las mediciones de radiosonda.

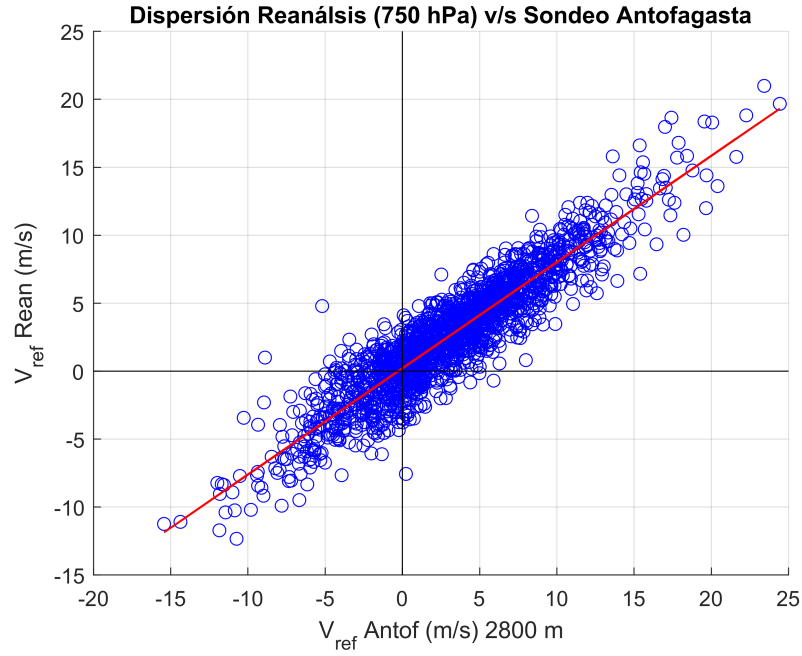


Figura 3.8: Diagrama de dispersión del índice de Antofagasta y reanálisis a 750 hPa situado justo en la zona del radiosonda. El periodo es de 2013 a 2018. La recta roja indica el ajuste de mínimos cuadrados y posee una correlación $r = 0.92$ con $\alpha = 0.05$.

Una vez identificados los eventos de Taltal con el nuevo índice y con el reanálisis ya validado, se crean compuestos de distintas variables. Los compuestos son una técnica que permite analizar la estructura básica de un fenómeno a través de su meteorología, consiste en promediar variables meteorológicas filtrando eventos o casos. Para ello, se utilizan los datos de reanálisis ERA5 y utilizando un filtro lógico para eventos con ΔV_{ref} , se filtran los días que corresponden a eventos y se promedian sus campos meteorológicos. Con esta metodología es posible crear diversos tipos de compuestos y con distintas variables como se verá en la sección 4.2.2.

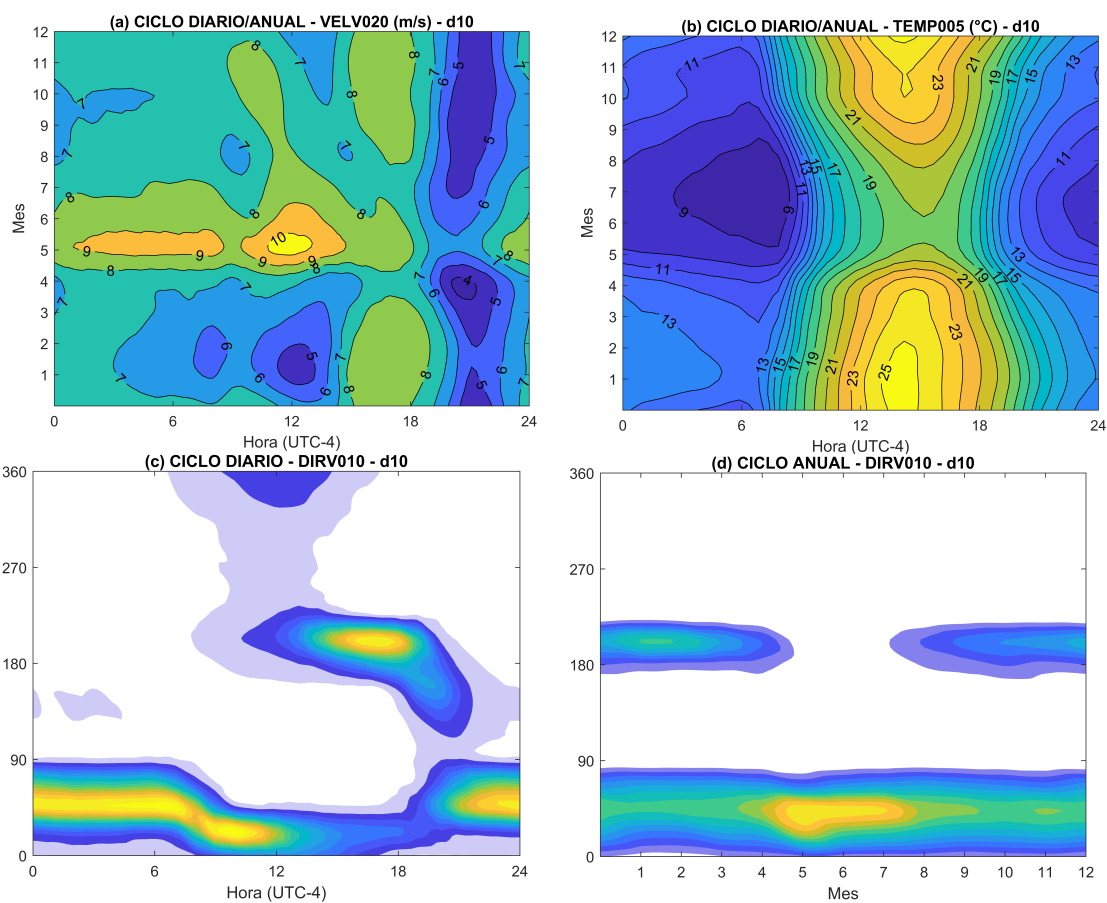
Capítulo 4

Resultados

4.1. Climatología básica de Taltal

4.1.1. Fichas Climatológicas

Las fichas climatológicas de la estación d10 se muestran en la figura 4.1. Esta contiene un total de 10 paneles con información variada que se analizará a continuación.



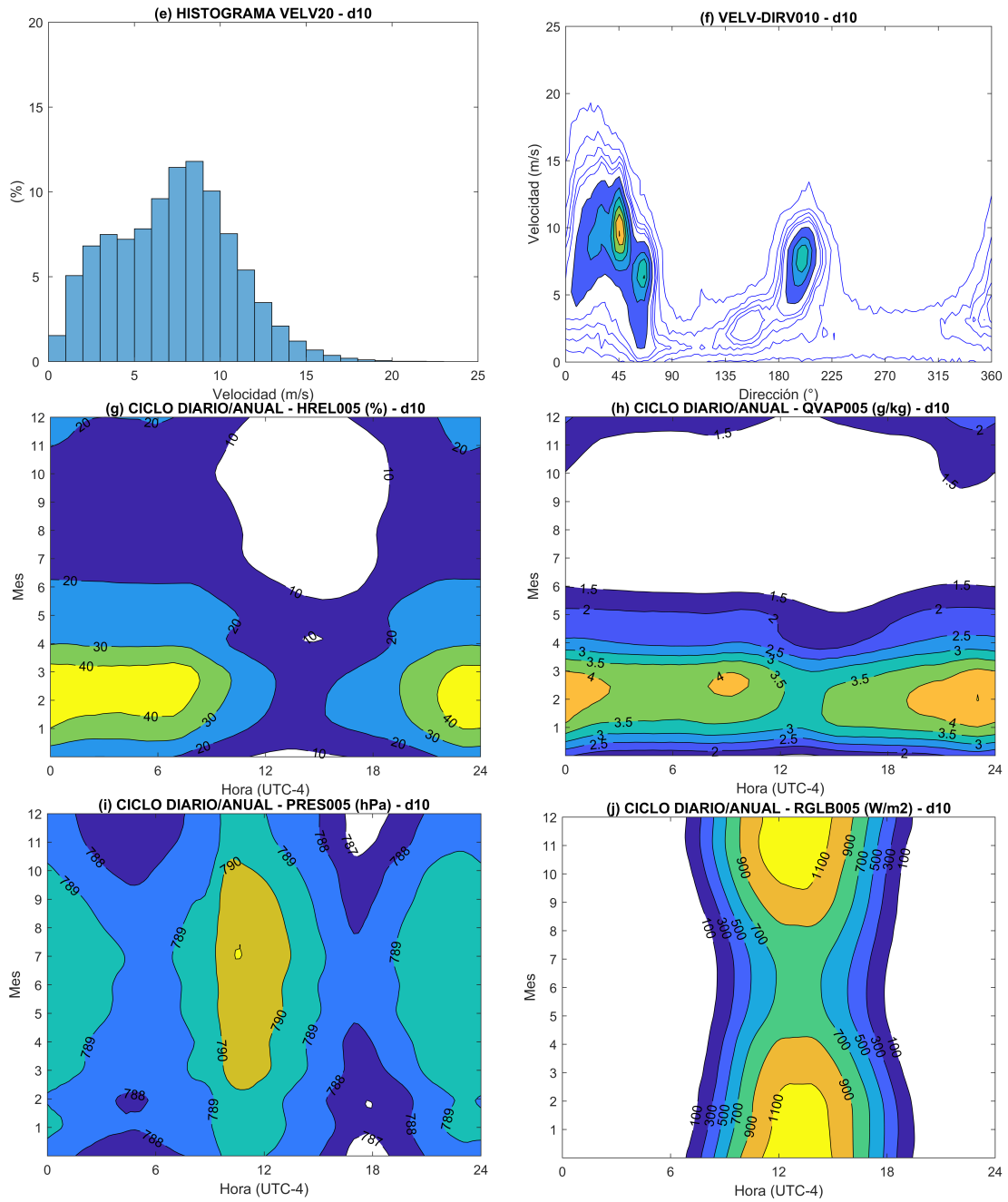


Figura 4.1: Fichas climatológicas para la estación d10 de Taltal. Las variables utilizadas son: velocidad a 20 m, dirección a 10 m, temperatura a 5 m, humedad relativa y específica a 5 m, presión atmosférica y radiación horizontal global a 5 m. Las variables están en hora local (UTC-4).

De la figura 4.1 se desprenden ciertas características importantes. Inspeccionando el panel (a) de velocidad de viento, el máximo se concentra en el mes de mayo al mediodía, y en segundo lugar, en el mismo mes y en horas de la madrugada. También resaltan los meses de primavera-verano y en horas de la tarde, pero con menor intensidad (8 ms^{-1}), al igual que en los meses de junio y julio desde la madrugada hasta la tarde (de 0 a 18 hrs). Los paneles (c) y (d) de frecuencia de dirección de viento, muestran que una de las direcciones preferentes del viento es 43° (NE), y se concentra en los meses de invierno y durante las horas de la noche y madrugada. De la misma forma, la otra dirección preferente es de 208° (SO) y se concentra

en los meses de primavera/verano y durante las horas de la tarde. El panel (e) muestra el histograma de velocidad medida en d10, el mayor porcentaje o la moda local se encuentra entre los 8 y 9 ms^{-1} . El panel (f) de frecuencia de velocidad y dirección de viento conjunta, muestra que es más frecuente encontrar vientos de 10 ms^{-1} , que poseen una dirección que ronda los 45°, mientras que el segundo máximo está entre los 5-10 ms^{-1} con dirección entre los 180-225°.

Con esta información, se concluye que existe una alta velocidad de viento que se da principalmente en un régimen nocturno y en los meses de mayo e invierno, desde las 0 hasta las 6 hrs aproximadamente, y otro diurno y en meses de verano que es menos intenso y se da entre las 14 a 20 hrs aproximadamente. Ambos regímenes poseen su dirección preferente, que son 43 y 208° respectivamente. De igual forma, el histograma evidencia los dos máximos de viento en ambos regímenes, en el que el nocturno es bastante alto para estar ubicado a tan solo 20 m sobre el suelo. Cuando llegan las estaciones de verano y primavera, el viento en horario nocturno es el que se debilita y el diurno se vuelve más intenso, adquiriendo su dirección respectiva. Todo esto constituye el régimen basal del viento en la zona, influenciado principalmente por la brisa marina durante el día y por el viento catabático producto de las diferencias de temperatura durante la noche. El régimen de viento se ajusta al clima de la depresión intermedia en la zona norte de Chile (Rutllant y Garreaud, 2004).

Revisando las otras variables, para el caso de la temperatura en el panel (b), los máximos están en los meses de verano y durante las horas de la tarde. La humedad relativa y específica en (g) y (h) son mayores en los meses de verano con escaso ciclo diario. Por otro lado, la presión atmosférica en (i) aumenta ligeramente en los meses que no corresponden al verano, y el ciclo diario posee un doble peak, con máximos alrededor de las 12 y 24 hrs. La radiación horizontal global en (j) es mayor en los meses de verano y en horas de la tarde.

4.1.2. Ciclos diarios y variabilidad intermensual

La figura 4.2 muestra los ciclos diarios en función de promedios mensuales de las variables pertenecientes a la estación d10. Las variables graficadas son: velocidad de viento a 20 m, dirección de viento a 10 m, temperatura y humedad específica a 5 m. El periodo utilizado corresponde al 2013 hasta el 2018. En todos los casos, los datos no presentan vacíos o periodos en blanco, a excepción del inicio del año 2013 (los 15 primeros días del mes de enero). Sin embargo, esto no afectará a los análisis posteriores.

En cuanto a si existen años de especial interés por algún tipo de anomalía, se destaca el año 2017 como particularmente intenso en velocidad de viento. Tal como se ha visto en la revisión de los datos en la metodología y en el informe de Astudillo (2017), las mediciones no presentan errores instrumentales, puesto que no hay registro de ello en los informes y el mismo incremento de velocidad se refleja en el resto de estaciones. En el resto de los años, aunque no todos repiten el mismo patrón, tampoco existen grandes diferencias entre ellos. Por ejemplo, el año 2013 es menos intenso que el resto en velocidad de viento, y el año 2015 presenta un máximo en velocidad que está fuera de los meses de invierno, que también se refleja en la dirección. Por otro lado, la temperatura es bastante más homogénea al igual que

la humedad específica, cuyo ciclo diario es escaso e incluso los años más húmedos como el 2015 no existe gran variabilidad.

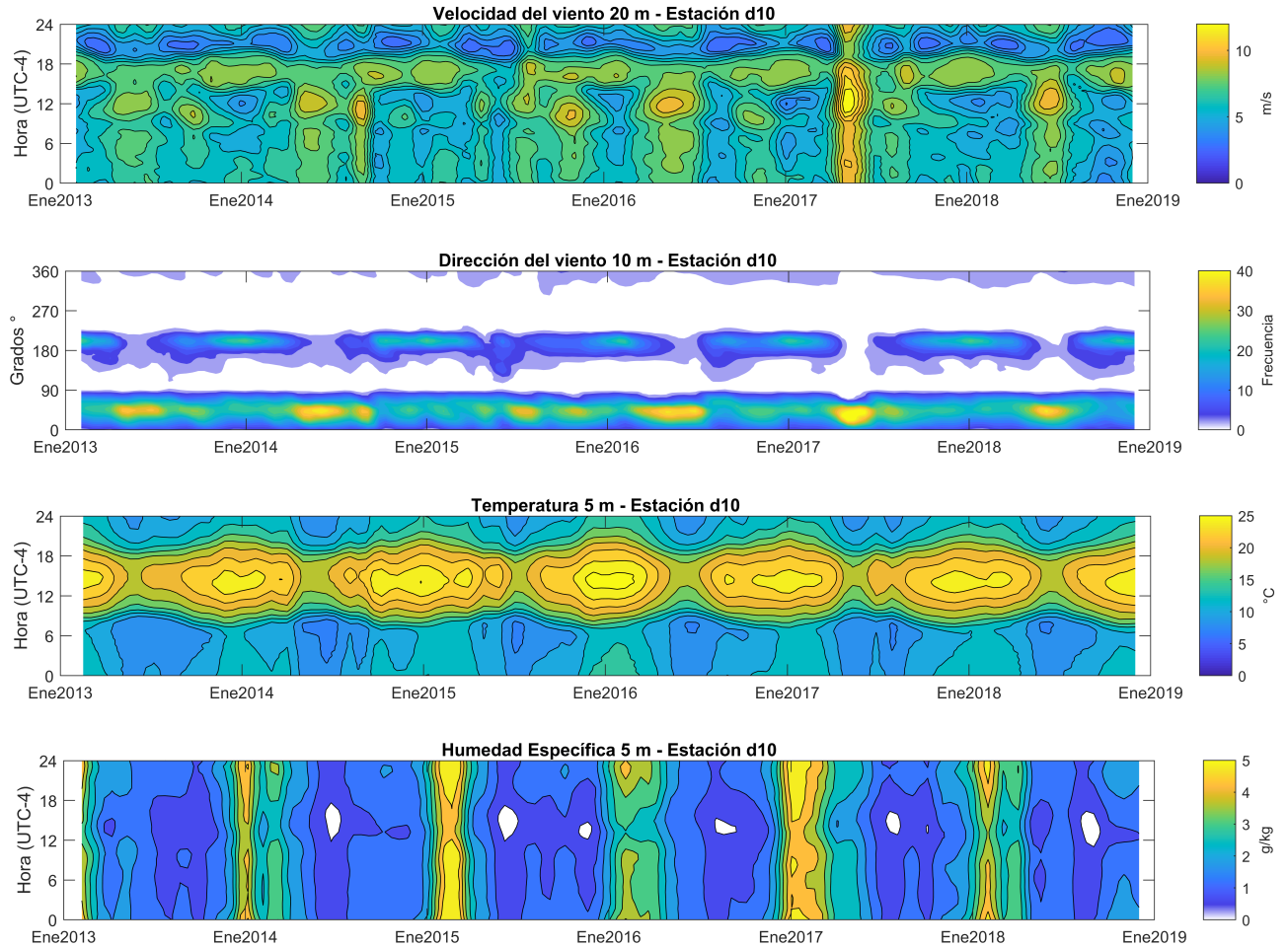


Figura 4.2: Series de tiempo mes/hora de contornos a color para la estación d10 de Taltal. Se muestran de arriba a abajo: velocidad a 20 m, dirección a 10 m, temperatura y humedad específica a 5 m.

4.1.3. Dirección promedio de los vientos

Centrando el estudio en el régimen invernal-nocturno (0 a 6 hrs), y utilizando el periodo 2013-2018 en la zona D de Taltal, el viento promedio con su dirección y magnitud se representa en cada estación como se ve en la figura 4.3 (revisar direcciones preferentes en la tabla 4.1). En esta figura se ve que los vientos son principalmente del NE, con una intensidad que ronda los 10 ms^{-1} (según la flecha de referencia). Además, las flechas en casi todos los casos, apenas se desvían del vector de referencia en rojo. Lo mismo se puede decir de la figura 4.4, donde se han promediado los vientos pertenecientes al régimen estival-diurno (14 a 20 hrs). Aquí los vientos poseen dirección SO y apenas se desvían de su vector de referencia.

Tabla 4.1: Direcciones preferentes para cada régimen y estación de Taltal. Cada dirección se obtiene del diagrama de velocidad y dirección conjunta (fig. 4.2 panel f).

Estación	Dirección nocturna (°)	Dirección diurna (°)
d01	43	224
d02	15	224
d04	41	215
d05	47	225
d05a	54	218
d05b	32	215
d06	47	228
d08	18	215
d09	7	212
d10	43	208

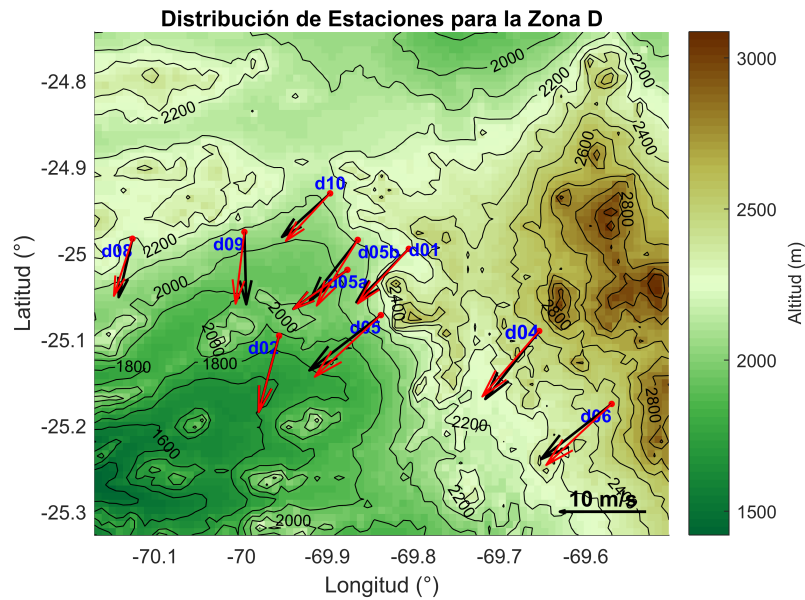


Figura 4.3: Mapa y topografía de las estaciones de la zona D. Las flechas negras indican el promedio del viento en su régimen nocturno para los meses de invierno (JJA). Las flechas rojas marcan la dirección de preferencia del viento en cada estación (la magnitud es la misma que su respectiva flecha negra).

De las figuras 4.3 y 4.4 se ve que en ambos regímenes de viento, las flechas negras y rojas poseen una dirección similar, es decir, la dirección de referencia no se aleja demasiado del promedio, por lo que el régimen invernal/nocturno en d10 (y en el resto de estaciones) es consistente con el gráfico de velocidad y dirección conjunta de la figura 4.1. Lo mismo sucede en el caso del régimen estival/diurno.

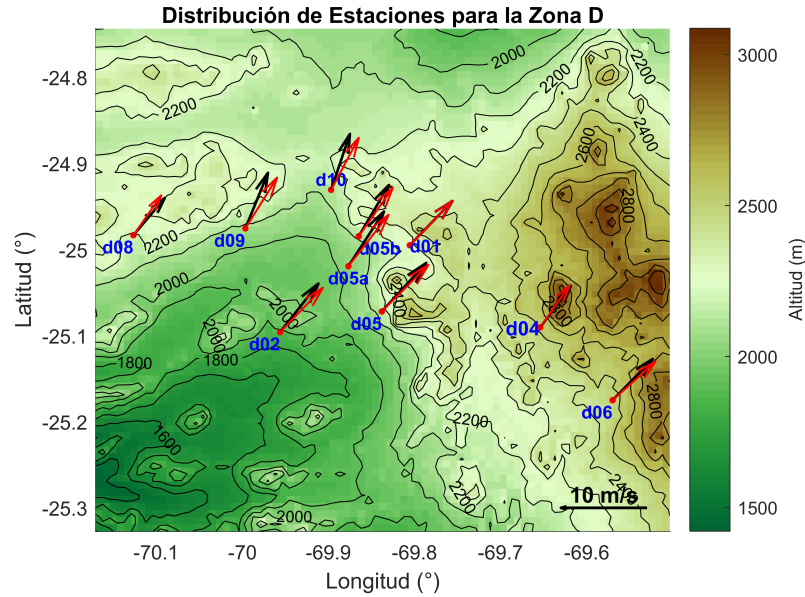


Figura 4.4: Similar a la figura 4.3 pero con V_{ref} diurno y para los meses de verano (DEF).

Utilizando la variable V_{ref} en su versión nocturna y diurna (definida en la metodología), se calcula la correlación entre las 10 estaciones de la zona, tomando los valores que están en los meses de invierno y verano respectivamente. De la tabla 4.2 se tiene que la correlación entre todas las estaciones y en ambos regímenes es alta. Sin embargo, existen ciertas diferencias que están asociadas a la altura en que se encuentran. Por ejemplo, en el caso de la estación d02, que está por lo menos 100 m más abajo que las demás, posee una correlación más baja que el resto, tanto en el índice diurno como en el nocturno. Esto indica que d02 tiene un comportamiento algo distinto al resto de estaciones en cuanto a su velocidad y dirección de viento.

Por último, en la figura 4.5 se presentan las series de tiempo de velocidad, dirección de viento, temperatura y humedad específica de la estación d10. Los datos son promedios horarios y corresponden a los meses de abril y mayo de 2017. En dicha figura, se ve que existe un incremento de la velocidad de viento una vez llegado el día 5 de mayo, y que termina el día 18 del mismo mes. Esto es un aumento considerable y al revisar las series de tiempo de años distintos, bastante frecuente cuando se acercan los meses de invierno en la zona. Sumado a esto, la dirección de viento permanece en los 45° (NE), haciendo que la dirección diurna de 225° o SW no se manifieste. Sumado a esto, una vez que se incrementa el viento en la zona, la temperatura disminuye y la humedad aumenta, aunque de forma menos evidente. Se debe tener en cuenta que dentro de estas series está contenido el ciclo diario y anual, por lo que es más difícil observar ciertos cambios en estas últimas variables. Sin embargo, es tarea de la siguiente sección el caracterizar los vientos intensos y averiguar su origen.

Tabla 4.2: Coeficientes de correlación del índice V_{ref} con una significancia del 5 % para las 10 estaciones. La matriz triangular superior indica la correlación usando el índice V_{ref} diurno, mientras que la triangular inferior con el nocturno.

	d01	d02	d04	d05	d05a	d05b	d06	d08	d09	d10
d01	1	0.58	0.96	0.84	0.89	0.96	0.89	0.75	0.91	0.98
d02	0.80	1	0.61	0.70	0.72	0.68	0.53	0.64	0.66	0.61
d04	0.93	0.76	1	0.86	0.91	0.95	0.91	0.75	0.89	0.95
d05	0.94	0.86	0.95	1	0.96	0.92	0.96	NaN	0.86	NaN
d05a	0.86	0.85	0.85	0.94	1	0.97	NaN	0.75	0.94	0.91
d05b	0.95	0.82	0.87	0.93	0.88	1	NaN	0.75	0.94	0.97
d06	0.96	0.77	0.94	0.90	NaN	NaN	1	NaN	0.93	NaN
d08	0.89	0.86	0.85	NaN	0.88	0.90	NaN	1	0.80	0.77
d09	0.93	0.88	0.89	0.94	0.92	0.94	0.82	0.96	1	0.93
d10	0.94	0.86	0.89	NaN	0.92	0.93	NaN	0.94	0.96	1

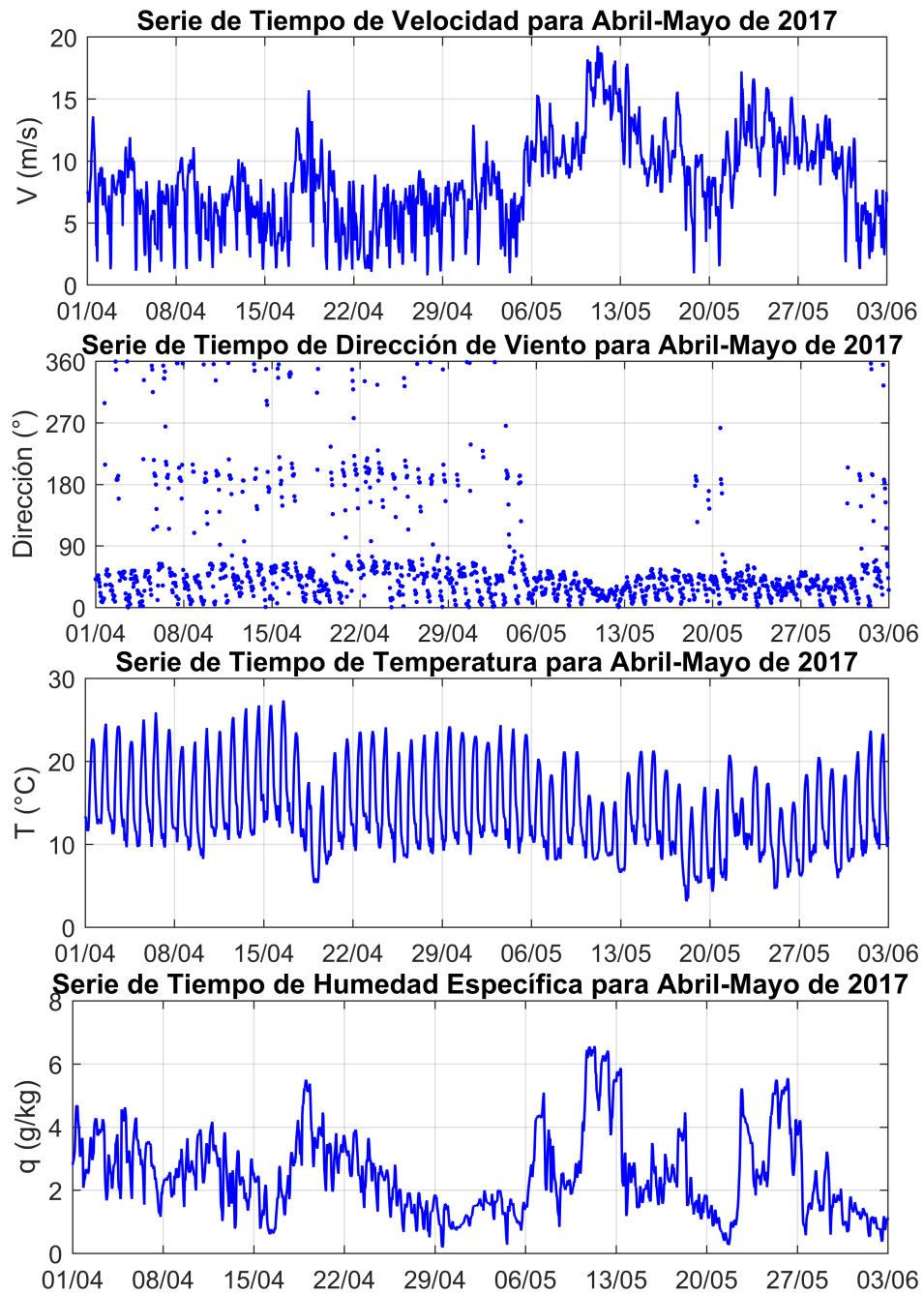


Figura 4.5: Series de tiempo de velocidad, dirección, temperatura y humedad (de arriba hacia abajo respectivamente). Estas variables pertenecen a la estación d10 y el periodo mostrado es abril-mayo de 2017. Los datos son promedios horarios y no se ha eliminado el ciclo anual y diurno.

4.2. Estadística general y eventos en Taltal

4.2.1. Estudio del índice de viento

La figura 4.6 muestra los índices de viento (que se describieron en la metodología) de la estación d10 para el 2017, año que fue particularmente intenso. Se muestran los índices individuales V_{ref} diurno y nocturno, junto a la diferencia entre ambos que se denomina ΔV_{ref} . Es importante destacar que dichos índices son diarios, y que para efectos del cálculo de ΔV_{ref} , se considera que el índice nocturno corresponde al promedio de la noche siguiente al diurno, por lo que el nocturno está desplazado un día hacia adelante. Analizando la serie de los índices individuales, el diurno es mayor que el nocturno en los meses de verano, hasta que se acercan los meses de invierno, en cuyo momento comienza a aumentar la diferencia entre ambos, siendo mayor el nocturno principalmente en los meses MJJA. Podría parecer que el índice diurno es el que indica los periodos de viento intenso en la zona, ya que cae fuertemente hacia los valores negativos, pero en realidad, alcanza valores similares a los del índice nocturno pero con valores negativos, así que el mejor indicador es la diferencia entre ambos. Tal como se observó en las series de V_{ref} , son los meses MJJA principalmente donde el índice ΔV_{ref} se incrementa fuertemente. Existen peaks en otros meses también, como por ejemplo en septiembre y diciembre, pero están más aislados que en los meses MJJA, y el resto de valores de ΔV_{ref} fuera de estos meses son más bien bajos.

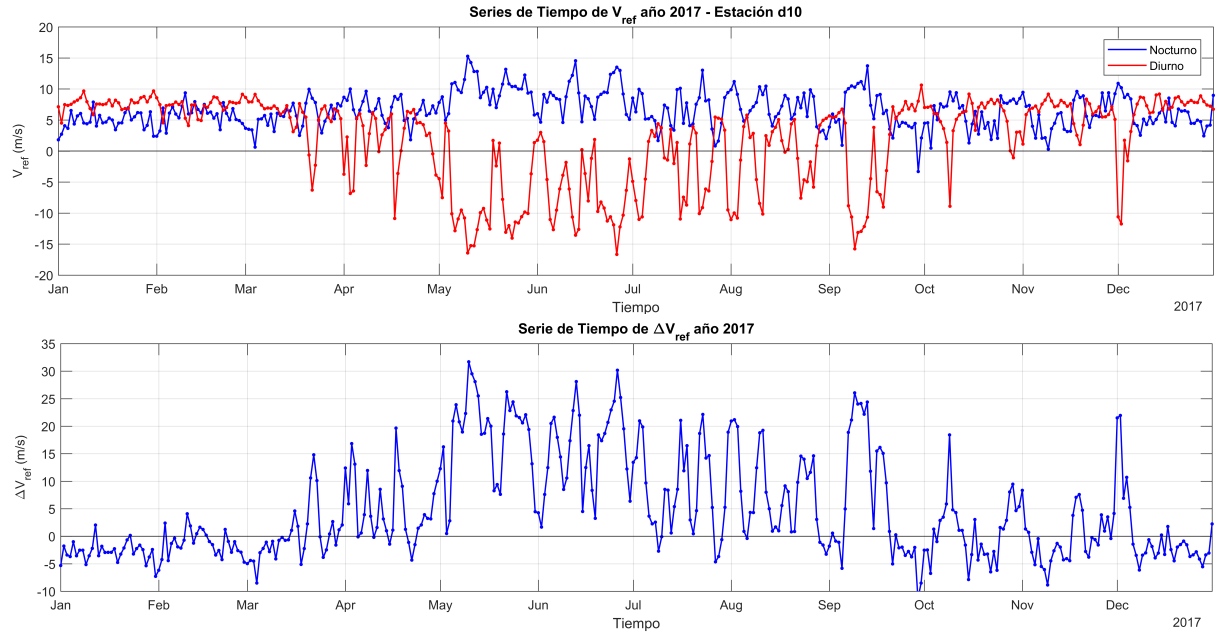


Figura 4.6: Series de tiempo de V_{ref} diurno y nocturno (arriba) y ΔV_{ref} (abajo). La estación es d10 y se muestra el año 2017.

La dispersión entre los índices diurno y nocturno se muestra en la figura 4.7. Aquí, se puede ver que cuando el índice nocturno crece, el diurno disminuye. Esta relación se ve más clara si se consideran solo los días pertenecientes a MJJA, ya que no posee datos en la nube de puntos del cuadrante de arriba a la derecha, que representa a los datos fuera de los meses MJJA. Calculando el coeficiente de correlación, se tiene que $r = -0.67$ para los datos globales, mientras que en los meses MJJA es $r = -0.74$. Justamente, la nube de puntos de arriba a la derecha, es decir, los datos con V_{ref} diurno y nocturno positivos, hace que la correlación

entre ambos índices disminuya. El test de hipótesis para los datos en MJJA indica que, con un nivel de significancia de 0.05 y un p-valor igual a cero, se rechaza la hipótesis nula de que no existe una linealidad entre el predictor V_{ref} diurno y la respuesta V_{ref} nocturno. Frente a esto, se dice que los índices diurno y nocturno están anticorrelacionados y, según el test de hipótesis, existe una relación lineal entre ambos, remarcando lo opuestos que son ambos regímenes.

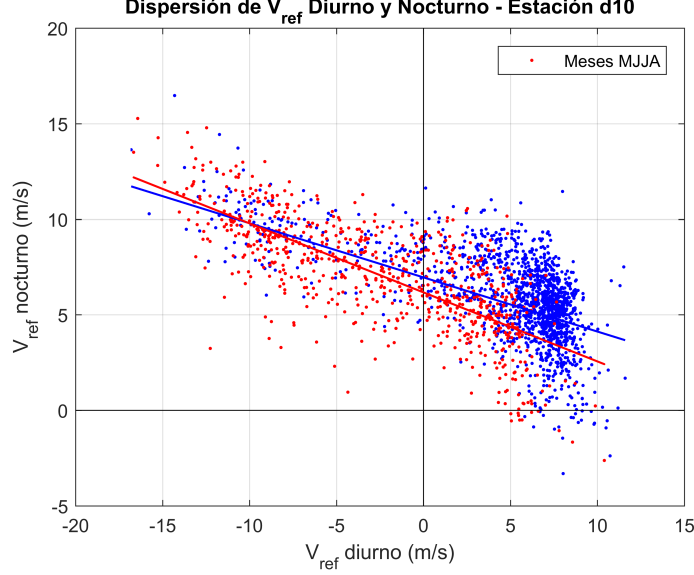


Figura 4.7: Diagrama de dispersión global entre los índices V_{ref} diurno y nocturno para la estación d10 en el periodo 2013-2018. Los puntos y recta roja corresponden a los datos en los meses MJJA. Las rectas indican el ajuste de mínimos cuadrados.

Tomando el índice ΔV_{ref} , se construye un histograma que muestre su distribución utilizando el periodo 2013-2018 en d10 (figura 4.8). En esta imagen se aprecia una distribución bimodal, con una moda entre los -2 y 0 ms^{-1} y otra entre los 18 y 20 ms^{-1} . Este último máximo se asocia a los vientos intensos de Taltal, empezando por los 10 ms^{-1} aproximadamente. Este valor determina el umbral de velocidad, el cual se define por:

$$\Delta V_{ref} \geq 10 \text{ } ms^{-1} \quad (4.1)$$

Cada vez que se cumpla esta condición, se está en presencia de un evento de viento intenso en Taltal, o de forma más concisa un **evento**. Este será el índice que se trabajará de ahora en adelante, a menos que se indique lo contrario. De forma análoga, se define lo que es un **antieviento** como:

$$\Delta V_{ref} \leq 0 \text{ } ms^{-1} \quad (4.2)$$

El cual indica que el índice diurno es igual o mayor que el nocturno, por lo que representa las condiciones opuestas para que se produzca un evento. La distribución de los antieventos no se ve en el histograma como tal, pero tienen una importancia en la sinóptica y son valores bastante frecuentes.

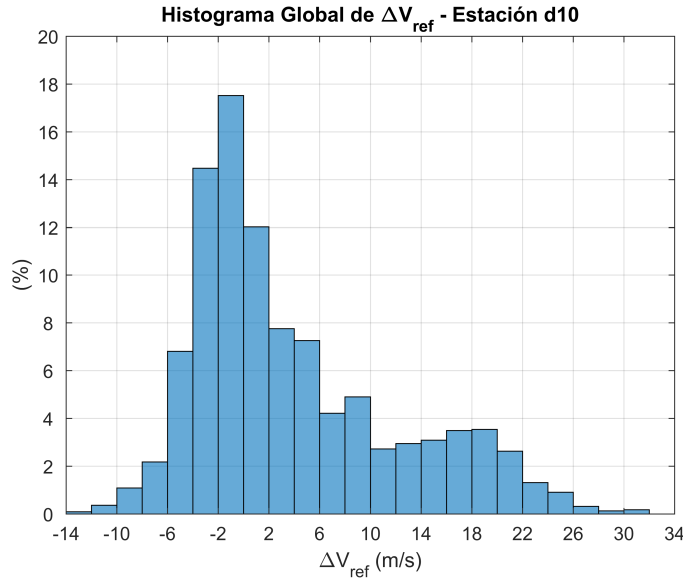


Figura 4.8: Histograma global de ΔV_{ref} para el periodo 2013-2018 de la estación d10. El índice utilizado representa un día y no se consideran los días con valor NaN. Las cajas están cada 2 m s^{-1} .

Para mostrar de otra manera el índice, se tienen dos boxplot globales en la figura 4.9 (del 2013 al 2018), uno mensual y otro bimensual. En la imagen de la izquierda, se puede apreciar el ciclo anual de la variable ΔV_{ref} , con máximos en los meses de invierno y mayo. La mediana en MJJ es muy cercana al umbral, y en agosto los eventos ya comienzan a ser menos de la mitad de los días, aunque sí es más de un cuarto de los datos (el resto de los meses es menos de un cuarto). La variable ΔV_{ref} en general, posee una variabilidad bastante alta, a excepción de los meses de verano, en los que sus valores son muy acotados y solo los datos extremos son mayores a 10 m s^{-1} .

De todos los meses en el boxplot mensual, el mes de mayo es el que posee mayor amplitud, teniendo valores negativos y otros que superan los 30 m s^{-1} . Además, junto a junio y julio, corresponden a los meses con mayor frecuencia de eventos con un 50 % de los días aproximadamente. Lo que hace al mes de mayo tan particular, es la transición que se da de otoño a invierno, el cual explica el salto que hay entre abril y mayo.

En cuanto a antieventos, los meses de enero y febrero poseen casi el 75 % de sus datos en este estado, siendo los meses menos activos en términos de eventos (revisar tabla 4.3 para más detalle). Para finalizar con este boxplot, se ve cómo la variable ΔV_{ref} tiene un ciclo anual que va acorde a la climatología antes mencionada. Siguiendo la mediana, esta parte en el mes de enero con valores muy cercanos a cero, crece lentamente y da un salto en el mes de mayo, aquí se mantiene en los 10 m s^{-1} e incluso sobre este valor, para luego decaer progresivamente hasta llegar a los meses de verano nuevamente cercano a los 0 m s^{-1} .

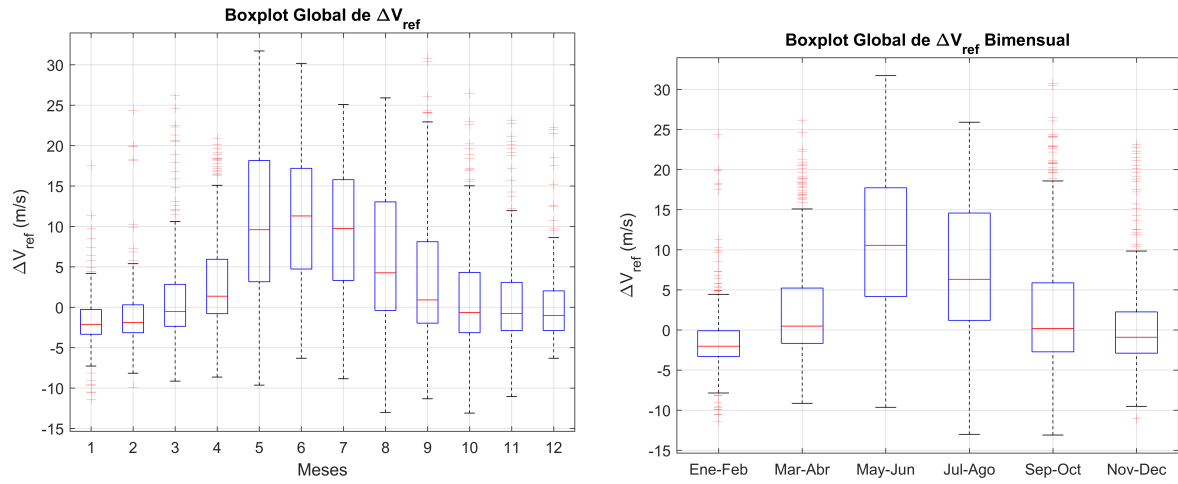


Figura 4.9: Boxplot global de ΔV_{ref} para el periodo 2013-2018 de la estación d10. El de la izquierda es mensual y el de la izquierda bimensual.

Tabla 4.3: Porcentaje de días del mes que cumplen la condición de evento y antievento en la estación d10. Corresponde al periodo 2013-2018.

Mes	% días evento	% días antievento
Enero	1	78
Febrero	4	74
Marzo	10	55
Abril	17	35
Mayo	49	8
Junio	53	11
Julio	48	10
Agosto	30	25
Septiembre	21	43
Octubre	10	53
Noviembre	8	58
Diciembre	5	60

Tabla 4.4: Similar a la tabla 4.3 pero en trimestres.

Trimestre	% días evento	% días antievento
DEF	5	69
MAM	40	18
JJA	33	26
SON	8	57

El boxplot bimensual muestra que efectivamente, son los meses MJJA donde se concentra la mayor cantidad de eventos, con mayo y junio como los meses principales, y enero-febrero como los meses menos activos en términos de eventos. Se destaca el salto que existe entre marzo-abril y mayo-junio, puesto que la mediana pasa de 0 a 10 ms^{-1} aproximadamente, esto implica que existe un efecto en la transición entre estaciones del año. La tabla 4.3 muestra el porcentaje de días por mes que superan el umbral de los 10 ms^{-1} y los que son menores a 0. Es importante notar que en los meses MJJ, aproximadamente el 50 % de los días es un evento, mientras que los meses enero y febrero son los de menor ocurrencia de eventos y mayor porcentaje de antieventos (aproximadamente tres cuartos del total de días observados). A modo de complemento, se adjunta la tabla 4.4 que contiene la misma información pero ordenada en trimestres. De esta tabla se puede decir dos cosas: que los trimestres asociados al otoño e invierno (MAM Y JJA respectivamente) poseen la mayor cantidad de días de evento y están muy por encima de los otros dos trimestres. Por otro lado, el otoño supera al invierno en porcentaje de días de evento, esto implica que el mes de mayo tiene un peso importante, sabiendo que marzo y abril no son meses especialmente activos en términos de eventos.

Como se observó anteriormente, los eventos corresponden a los días en los que el índice ΔV_{ref} supera el umbral de los 10 ms^{-1} , generándose vientos intensos en ese respectivo día y la dirección se concentra en los 43° . Se define un **episodio** como 1 o más días consecutivos de evento, es decir, cuando las condiciones anteriormente mencionadas se mantienen durante a lo menos un día. La importancia de esta definición recae en la cuantificación de episodios y su extensión temporal, la cual se muestra en la figura 4.10. Esta enseña la distribución de duración. Los episodios en su mayoría son de 1 a 3 días, pero existen algunos que duran más de una semana, incluso existe uno registrado de 15 días. La duración de los episodios es decreciente, es decir, los de mayor duración tienden a ser muy poco frecuentes comparado a los cortos. Se debe destacar que los episodios más extensos se escapan de la duración promedio en la escala sinóptica (de 3 a 5 días) y aunque se mencionará algo de ellos en la conclusión, su explicación técnica sobrepasa los límites de la presente tesis.

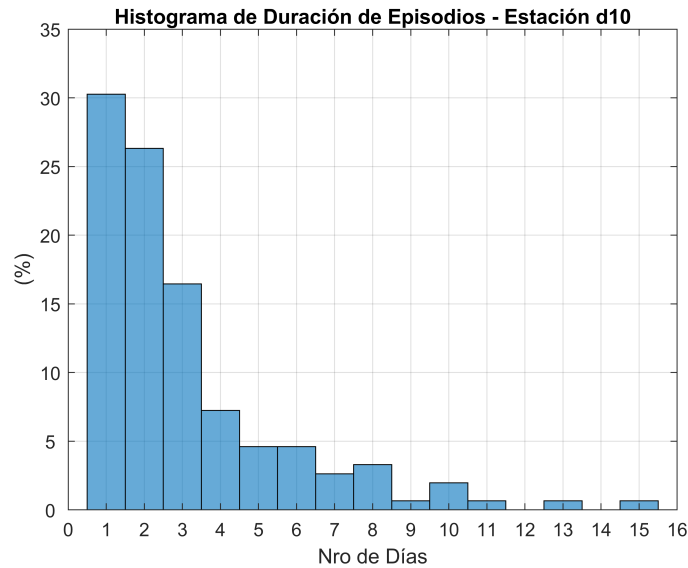


Figura 4.10: Histograma global de duración de episodios en Taltal para la estación d10. Comprende el periodo de 2013 a 2018. La cantidad total de episodios es de 106.

Para considerar las otras variables, se investiga la relación entre el índice de viento ΔV_{ref} , la temperatura y la humedad. Como se observó que la temperatura tiende a disminuir y la humedad a aumentar cuando existe un evento, es de interés saber si esto sucede la mayoría de las veces o solo se da en casos particulares. La figura 4.11 muestra las series de tiempo de estas dos variables en promedio diario junto al índice en los meses MJJA del año 2017 (a todas las series se las ha removido el ciclo anual). Se ve una correlación negativa con la temperatura y una positiva con la humedad que parece ser no despreciable. Sin embargo, utilizando los mismos datos pero con un diagrama de dispersión (figura 4.12), dicha linealidad se pierde y la relación deja de ser clara. De todas formas, el coeficiente en cada uno de los casos equivale a $r = -0.47$ para el del índice y temperatura (panel a), $r = 0.32$ para el índice y la humedad (panel b), y $r = -0.31$ para el de temperatura y humedad (panel c). Realizando un test de hipótesis con un nivel de significancia de 0.05, se tiene que para el caso (a), el p-valor es igual a cero, por lo que en este caso la regresión es estadísticamente significativa, aunque $R^2 = 0.22$, por lo que solo explicaría un 22 % de la variabilidad del modelo. Para el caso (b) y (c), el p-valor también es cero y sus coeficientes de determinación son 0.1 y 0.09 respectivamente, por lo que solo explicarían un 10 % de la varianza aproximadamente. Estos dos últimos valores, en particular el relacionado al caso (b), implica que es bastante probable que la ocurrencia de eventos no lleve consigo necesariamente un aumento de la humedad, o una disminución de temperatura no implica un aumento de la humedad en la zona D. Como los ajustes lineales no son buenos en estas variables, no se tomarán tanto en cuenta como la velocidad y dirección de viento.

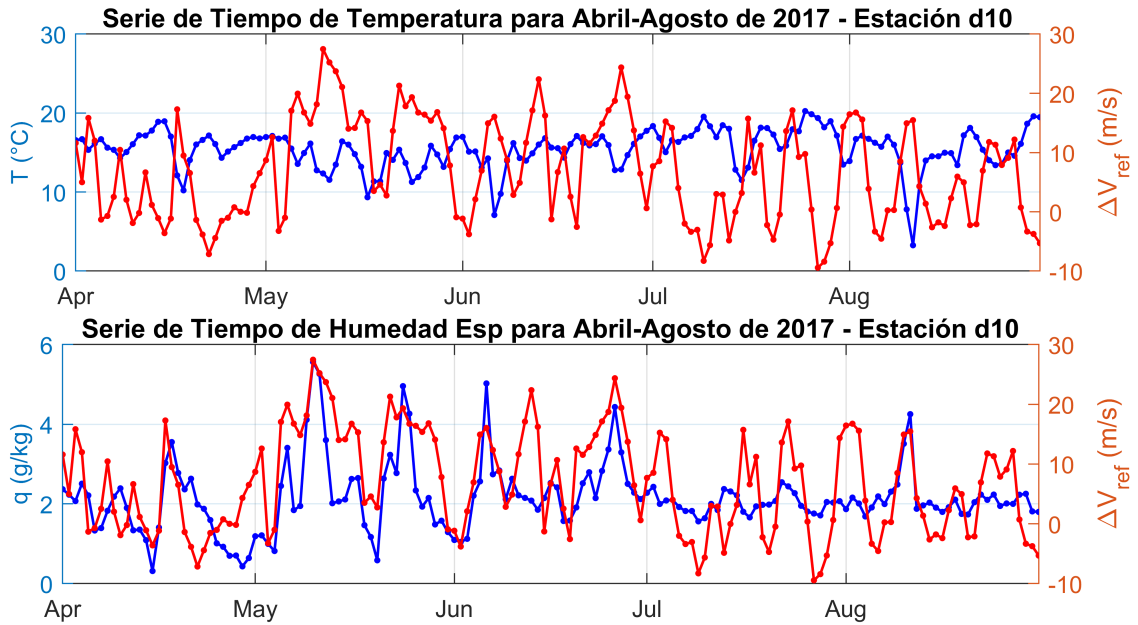


Figura 4.11: Series de tiempo de ΔV_{ref} y temperatura en los meses MJJA de 2017. Mismo gráfico en la serie de abajo pero con humedad específica.

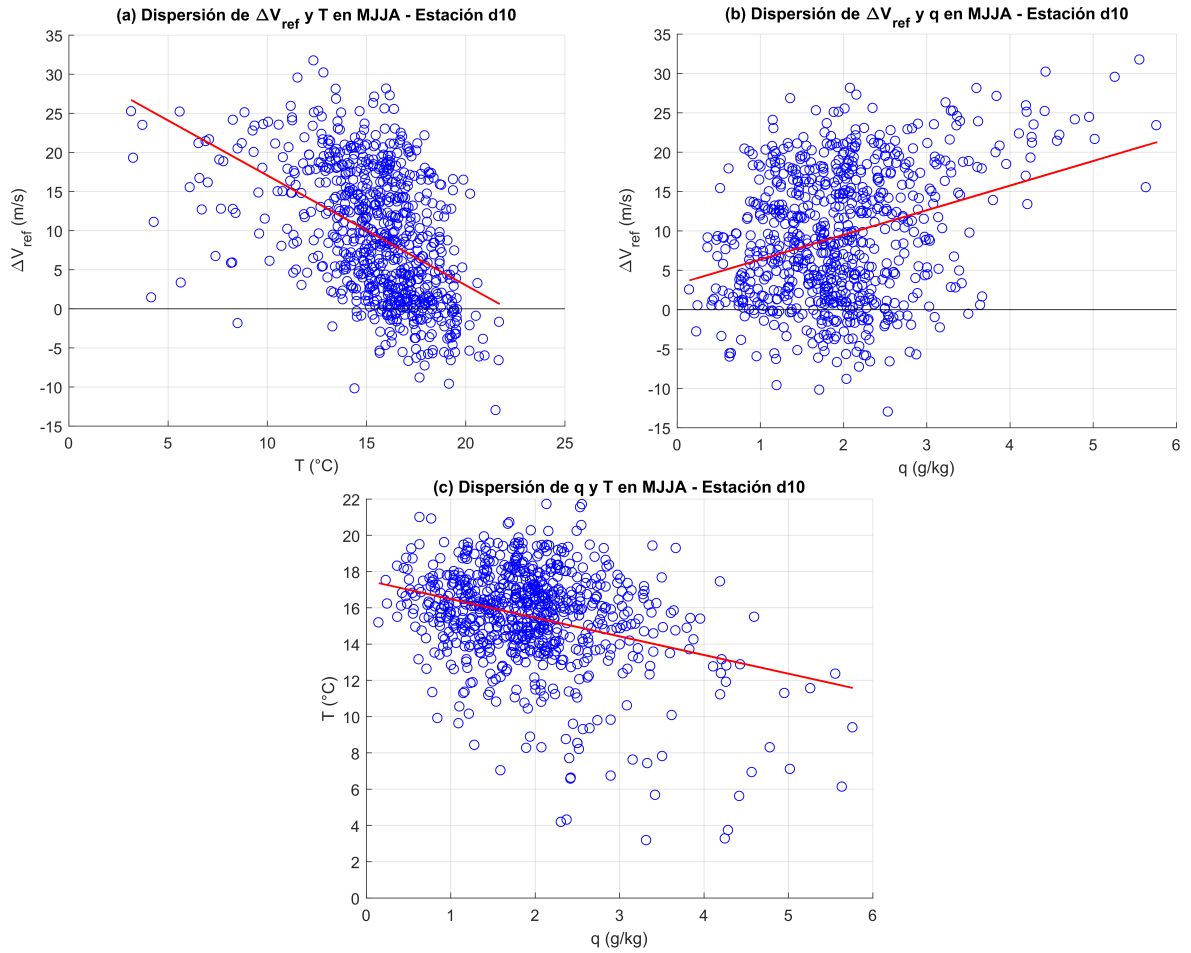


Figura 4.12: Diagramas de dispersión del índice ΔV_{ref} en el periodo 2013-2018 en los meses MJJA, considerando temperatura (a) y humedad (b). El panel (c) muestra la dispersión entre la temperatura y humedad en la estación d10. La línea roja marca la recta de mínimos cuadrados que mejor se ajusta a los datos.

4.2.1.1. Torres multinivel

Utilizando los datos de las estaciones multinivel (revisar figura de topografía en la sección 1.1.2 para acceder a la ubicación), se construyen series de tiempo para la estación d09T1, que es la más cercana a d10. La figura 4.13 muestra las series de velocidad de viento a 108, 80 y 50 m, junto a la serie de dirección a 108 m. En esta figura, la velocidad de viento aumenta con la altura, aunque su crecimiento es muy bajo como para notarlo a simple vista. La dirección también señala los regímenes diurno y nocturno, junto a los periodos en que la dirección se mantiene del NE y se anula en el SO tal como sucede en los eventos.

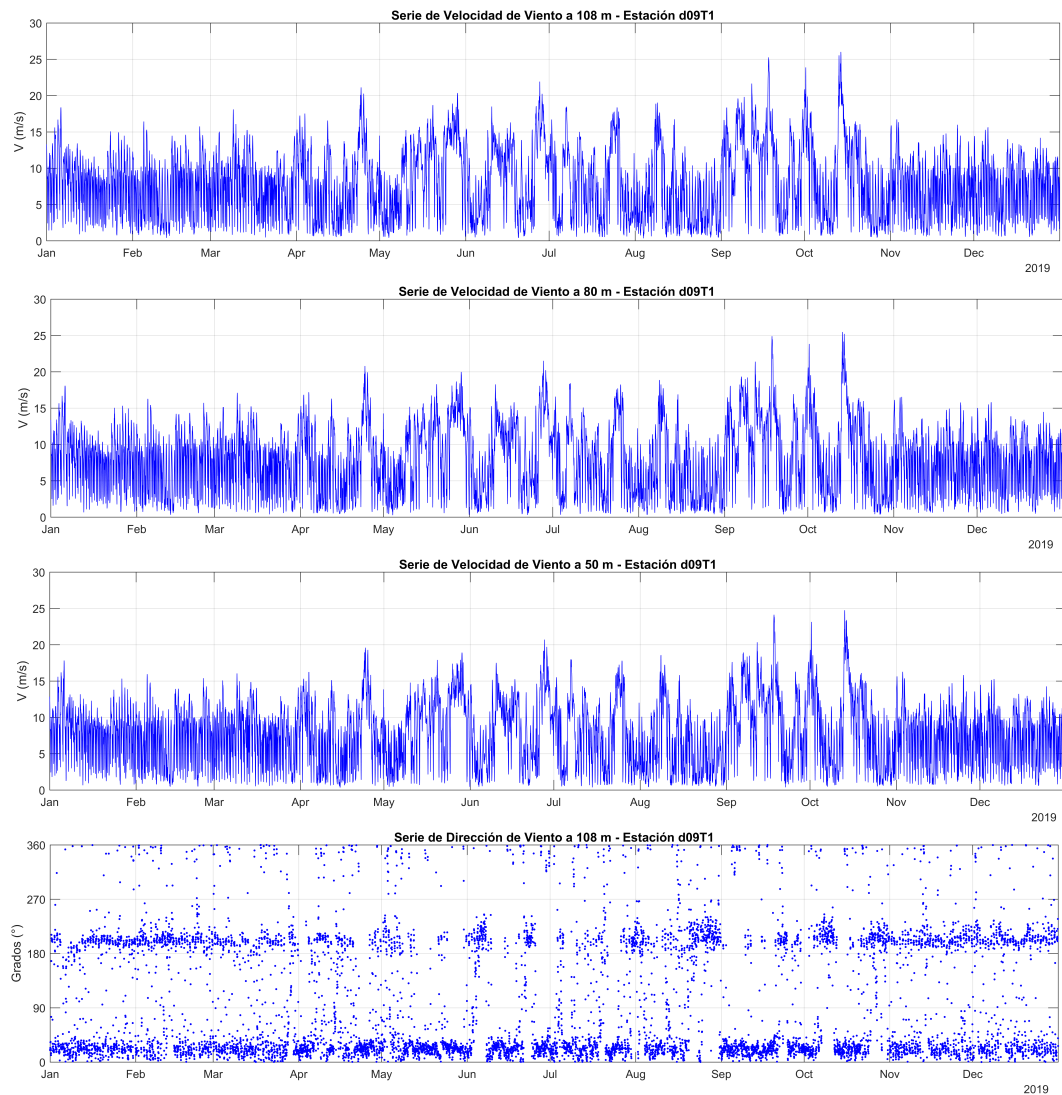


Figura 4.13: Series de tiempo de velocidad de viento en tres niveles de altura: 108, 80 y 50 m, y dirección de viento a 108 m de la estación multinivel d09T1 en la zona D de Taltal. El periodo mostrado corresponde al año 2019 y los datos están cada una hora.

Se puede aplicar la misma fórmula del índice de viento para las torres de medición, por lo que las fechas de eventos en los años 2019-2020 se asumen como conocidas. Con esto, se crean perfiles verticales de compuestos utilizando la torre d09T1 y considerando eventos y antieventos, separándolas entre su régimen diurno y nocturno, tal como aparece en la figura 4.14. Esta figura posee 2 paneles: (a) donde se consideran los datos de velocidad de viento (compatibles con d09 como se mostró en la sección 3.1.1) y (b) los de temperatura. La figura 4.14 (a) muestra que durante un evento tanto nocturno como diurno, la velocidad crece con la altura. Se destaca en el caso de eventos una alta velocidad de viento que es mayor a 10 ms^{-1} a solo 10 m de altura en ambos perfiles. El viento en el caso nocturno puede acercarse incluso hasta los 13 ms^{-1} a 80 m. Es importante señalar que en ambos casos el crecimiento es desacelerado, puesto que la zona de estudio está en un máximo local de velocidad en altura (mostrado en la sección 4.2.2.2 de compuestos longitud-altura).

Existe una clara diferencia entre los perfiles verticales de eventos y antieventos. Hablando

de estos últimos como tal, durante la noche, el viento varía solo entre los $2\text{--}3\text{ m s}^{-1}$ desde los 50 hasta los 108 m, indicando que durante estas horas, la actividad es mas bien baja. El perfil diurno por su parte, crece con la altura hasta los 80 m pero se mantiene muy cercano a los 6 m s^{-1} todo el tiempo, por lo tanto, es prácticamente imperceptible. De esto se concluye que, durante un antievento, la velocidad tiende a incrementarse más durante el día sin importar demasiado la altura en que esté (al menos hasta los 108 m), ya que la velocidad es casi constante.

En el caso del panel (b) de temperatura, lo más evidente es que los eventos son más fríos que los antieventos. Esta es una relación que no estaba tan clara en las series de tiempo y diagramas de dispersión en las figuras 4.11 y 4.12, pero en general, la relación se cumple al comparar ambos tipos de evento y tiene una explicación sinóptica que se revisará en la sección 4.2.2.1 de compuestos longitud-latitud. Por otro lado, se visualiza la inversión de temperatura en la capa límite que se da en los casos nocturnos, siendo el perfil de antieventos el de menor inversión, justamente por las condiciones de antieventos que se verán más adelante, en la misma sección mencionada.

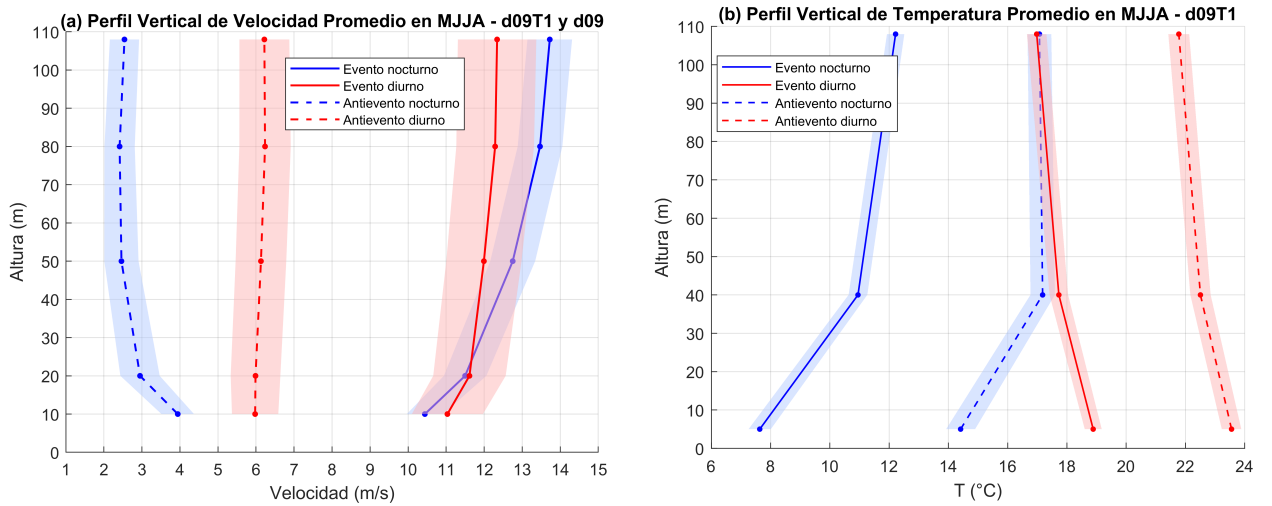


Figura 4.14: Perfiles verticales de promedios de eventos y antieventos en Taltal, durante los meses MJJA registrados por las estaciones d09T1 y d09. El panel (a) muestra la velocidad de viento para eventos y antieventos, diurno y nocturno, en los 5 niveles: 108, 80, 50, 20 y 10 m. En el panel (b), se muestra lo mismo para la temperatura, en los niveles: 108, 40 y 5 m. Las áreas sombreadas a color corresponden a la desviación estándar.

Tal como se mencionó en la metodología (capítulo 3.1.3), los reanálisis ofrecen datos en altura para la zona D y con ellos, se construye un perfil vertical en la figura 4.15 del mismo estilo que la figura 4.14. Dichos datos solo están disponibles para los niveles 775, 750 y 700 hPa, los que transformados a metros sobre el nivel del suelo corresponden a 212, 489 y 1065 m respectivamente. También se hace uso del dato disponible a 10 m de altura en el caso del viento y a 2 m en el caso de la temperatura. El perfil de velocidad de viento en el panel (a) confirma que en los eventos la velocidad crece con la altura más allá de los 108 m, aunque se produce un desajuste con lo medido en la torre d09T1 sobre todo con las magnitudes, hecho que se verá a profundidad en la figura siguiente. Continuando con los eventos, se puede

apreciar que el perfil diurno es mayor que el nocturno en todo momento, hecho que tampoco calza con la figura anterior. Por otro lado, en el caso de antieventos, la velocidad disminuye con la altura hasta el punto de acercarse a cero en el caso diurno. El nocturno por su lado, también lo hace luego de los 489 m.

En el caso de la temperatura en 4.15 (b), se respeta el hecho de que los eventos son más fríos que los antieventos, incluso más allá de los 108 m. Otra característica importante que muestran los perfiles es la inversión térmica que se da en los 212 m, la cual es normal en el caso nocturno y que también se ve en la figura 1.14. Sin embargo, la inversión térmica en el caso diurno solo podría explicarse por efecto de la subsidencia en antieventos, pero en el caso de eventos no es muy común y se puede asociar a la alta desviación estándar que presenta el dato a 2 m. A pesar de que podrían existir dudas sobre el dato a 2 m, puesto que la resolución del reanálisis no es la mejor para una topografía compleja, en la metodología (capítulo 3.1.3) el dato de temperatura a 2 m arroja buenos resultados, por lo que es factible utilizarlo o tenerlo en cuenta a pesar del resultado obtenido en 4.15 (b).

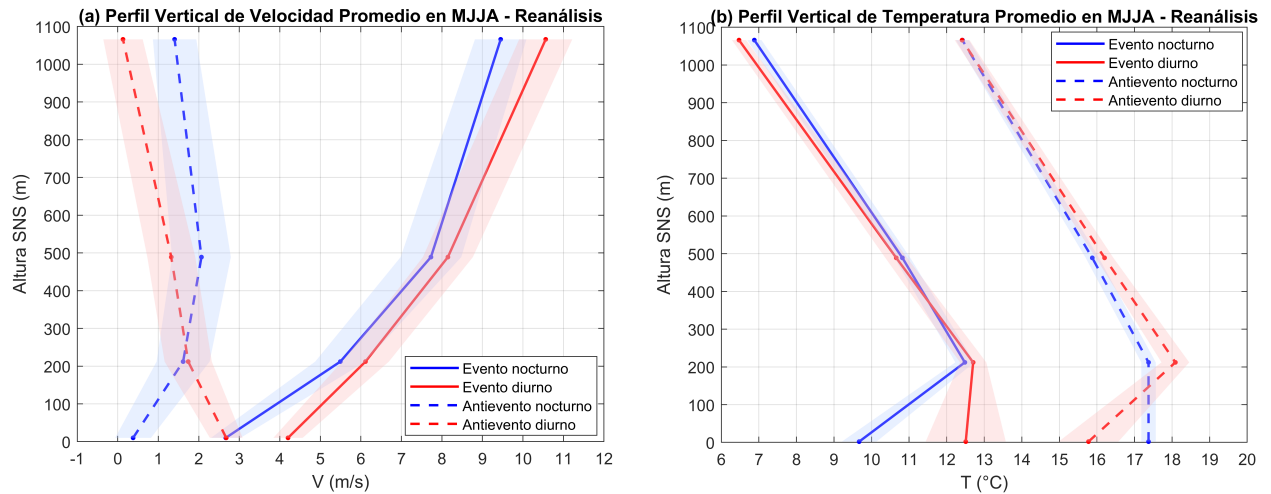


Figura 4.15: Perfiles verticales de promedios de eventos y antieventos en Taltal, durante los meses MJJA registrados por los reanálisis en los niveles: 775, 750, 700 hPa y a 10 m, todos llevados a metros sobre el nivel del suelo, cuyas alturas corresponden a: 212, 489 y 1065 m respectivamente. El panel (a) muestra la velocidad de viento para eventos y antieventos, diurno y nocturno, en los 4 niveles. En el panel (b) se muestra lo mismo pero para la temperatura, cambiando la altura de 10 por 2 m. Las áreas sombreadas a color corresponden a la desviación estándar.

Al combinar los datos de reanálisis con las torres multinivel, se obtienen los dos paneles de la figura 4.16. En ambos se ve la discordancia que existe entre ambas fuentes de datos. Por ejemplo, en el perfil vertical de velocidad de eventos en (a), el reanálisis a 212 m marca valores muy inferiores de lo que señalan las torres de medición a 108 m, el salto es más del doble a pesar del intervalo en el que no hay datos. Frente a esto, se tiene la idea de que el reanálisis en la zona no es capaz de simular de forma realista el perfil vertical, probablemente por la complejidad de la topografía y la resolución espacial, que solo es de $0,25 \times 0,25^\circ$ lon-lat, que de por sí es bastante buena, pero no permite ver el efecto en las variables cuando se trata de una topografía compleja. Entonces el reanálisis comienza a fallar sobre todo en los niveles

más bajos (aunque el nivel de 750 hPa sí se ajusta a lo que se mide en d10). En el caso de la temperatura en (b) sucede lo mismo pero los cambios no son tan abruptos, hay errores principalmente en el caso diurno.

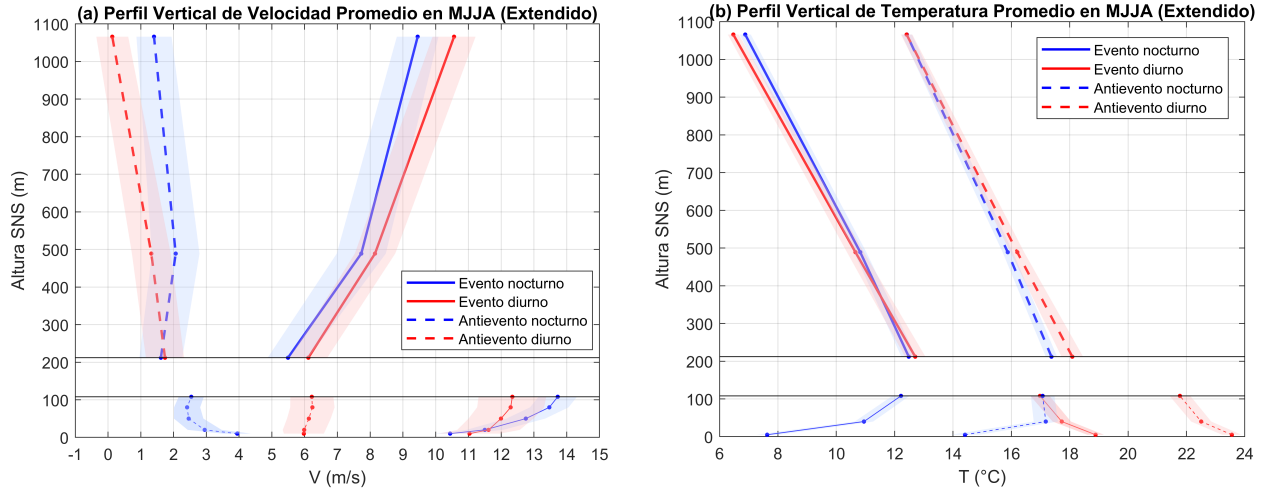


Figura 4.16: Perfiles verticales combinados entre la torre d09T1 (mas d09 en el caso de velocidad) y reanálisis para velocidad de viento (a) y temperatura (b) promedio en MJJA. Los datos son los mismos de las figuras 4.14 y 4.15, exceptuando el reanálisis que no contiene los datos a 10 y 2 m. Las líneas horizontales negras, muestran dónde terminan los datos de la torre multinivel y dónde empiezan los de reanálisis. Las áreas sombreadas son la desviación estándar.

4.2.2. Compuestos de eventos en Taltal

Antes de empezar con los compuestos, es necesario revisar los diagramas polares de las figuras 4.17 y 4.18 para asegurarse de que no existan distintos tipos de eventos. En la figura 4.17, los paneles (a) y (b) indican que a los 500 hPa, la mayoría de puntos se alinean en una dirección NO-SE, donde los eventos se concentran en el cuadrante de abajo a la derecha (viento noroeste). En la figura (b), los antieventos se ubican preferentemente en el origen del diagrama, con una leve tendencia a ser viento del oeste. Una gran parte de la nube de puntos del centro se elimina al utilizar solo los meses MJJA, y se quedan mayormente los eventos. También existen eventos que se escapan de su cuadrante de preferencia, pero estos pueden ser explicados con variantes que ocurren en la sinóptica (explicado más adelante).

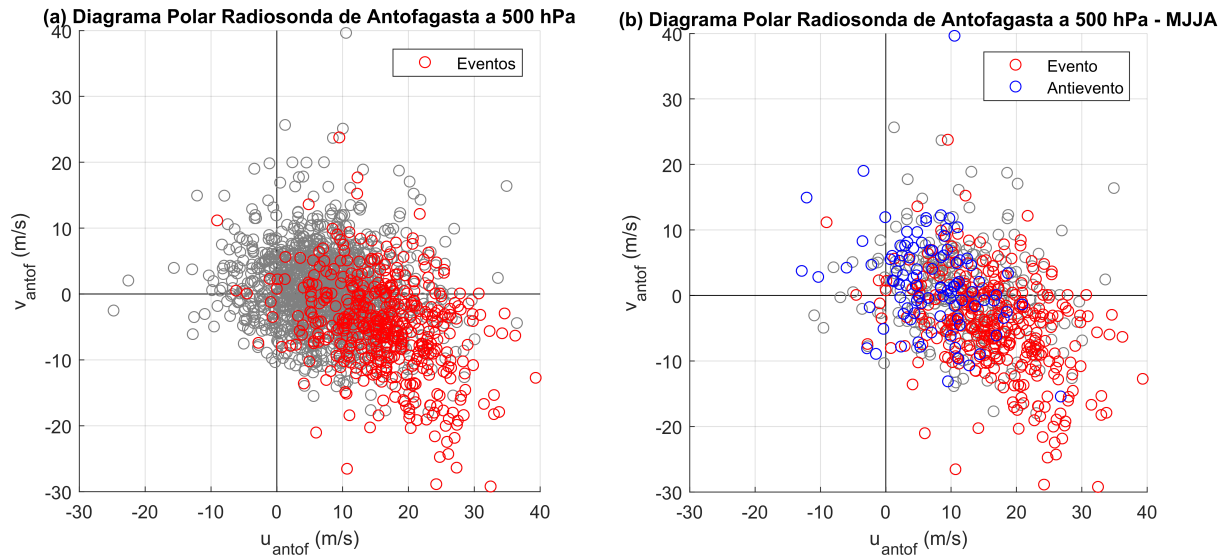


Figura 4.17: Diagramas polares de los datos de radiosonda de Antofagasta a 500 hPa. El periodo corresponde al 2013-2018, considerando los datos globales (panel a) y en MJJA (panel b). Los gráficos contienen información del índice de Taltal: Los círculos rojos indican los eventos y los azules los antieventos (en el caso de los meses MJJA).

En el caso de 750 hPa en (a) y (b) de la figura 4.18, los diagramas polares muestran una orientación mucho más norte que en 500 hPa, en el que los antieventos en (b) se concentran mucho más en el origen comparado a 500 hPa. Al fijarse en el panel (b), se nota claramente la tendencia que tienen los eventos, puesto que gran parte de ellos se ubica en los cuadrantes de abajo, por lo que poseen una componente norte intensa. Luego, se separan en este u oeste, siendo la mayoría de este último tipo, pero esto depende de las condiciones sinópticas imperantes en el momento. Con todo lo anterior, se concluye que no existen distintos tipos de evento, puesto que la mayoría de los puntos graficados en los diagramas no posee otra distribución u orientación que no sea la que se ha mencionado para los niveles de 500 y 750 hPa.

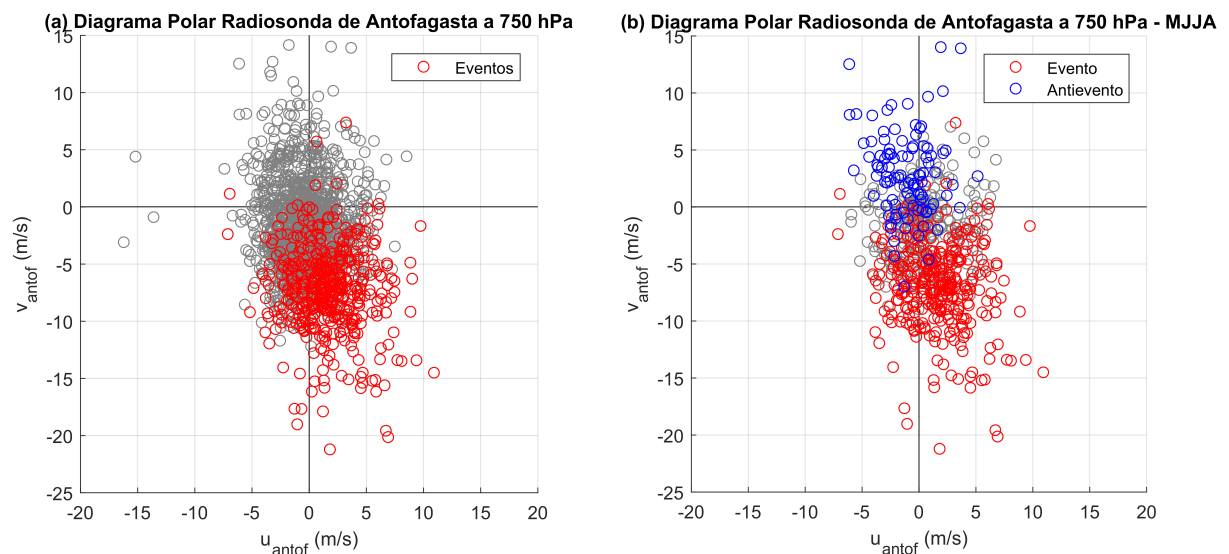


Figura 4.18: Similar a la figura 4.17 pero a 750 hPa.

4.2.2.1. Compuestos Longitud-Latitud

Utilizando el índice de Taltal, se forman compuestos longitud-latitud de los días de evento con su condición $\Delta V_{ref} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$, lo mismo para los antieventos con su condición $\Delta V_{ref} \leq 0 \text{ ms}^{-1}$. Para aumentar la señal que producen los eventos de Taltal, se realiza una resta entre evento y antievento. Para no considerar el efecto del cambio entre las estaciones del año, se separan los casos por MJJA, verano y de transición, que corresponde al mes de abril. Los compuestos están realizados para el periodo 2013-2018 en base a la estación d10. Los datos de la cantidad de eventos y antieventos están en la tabla 4.5.

Tabla 4.5: Cantidad de días de eventos, antieventos, neutros y días sin datos utilizados para crear los compuestos en el periodo 2013-2018, se adjunta el porcentaje del total en el periodo señalado en paréntesis. MJJA es mayo, junio, julio y agosto; DEF es diciembre, enero y febrero; SON es septiembre, octubre y noviembre.

Mes(es)	N° Eventos	N° Antieventos	Neutros	Sin datos
MJJA	331 (45 %)	100 (13 %)	307 (42 %)	0
Abril	30 (17 %)	63 (35 %)	87 (48 %)	0
DEF	17 (3 %)	369 (69 %)	137 (25 %)	17
SON y Marzo	90 (12 %)	383 (52 %)	259 (36 %)	0
Total	468	915	790	17

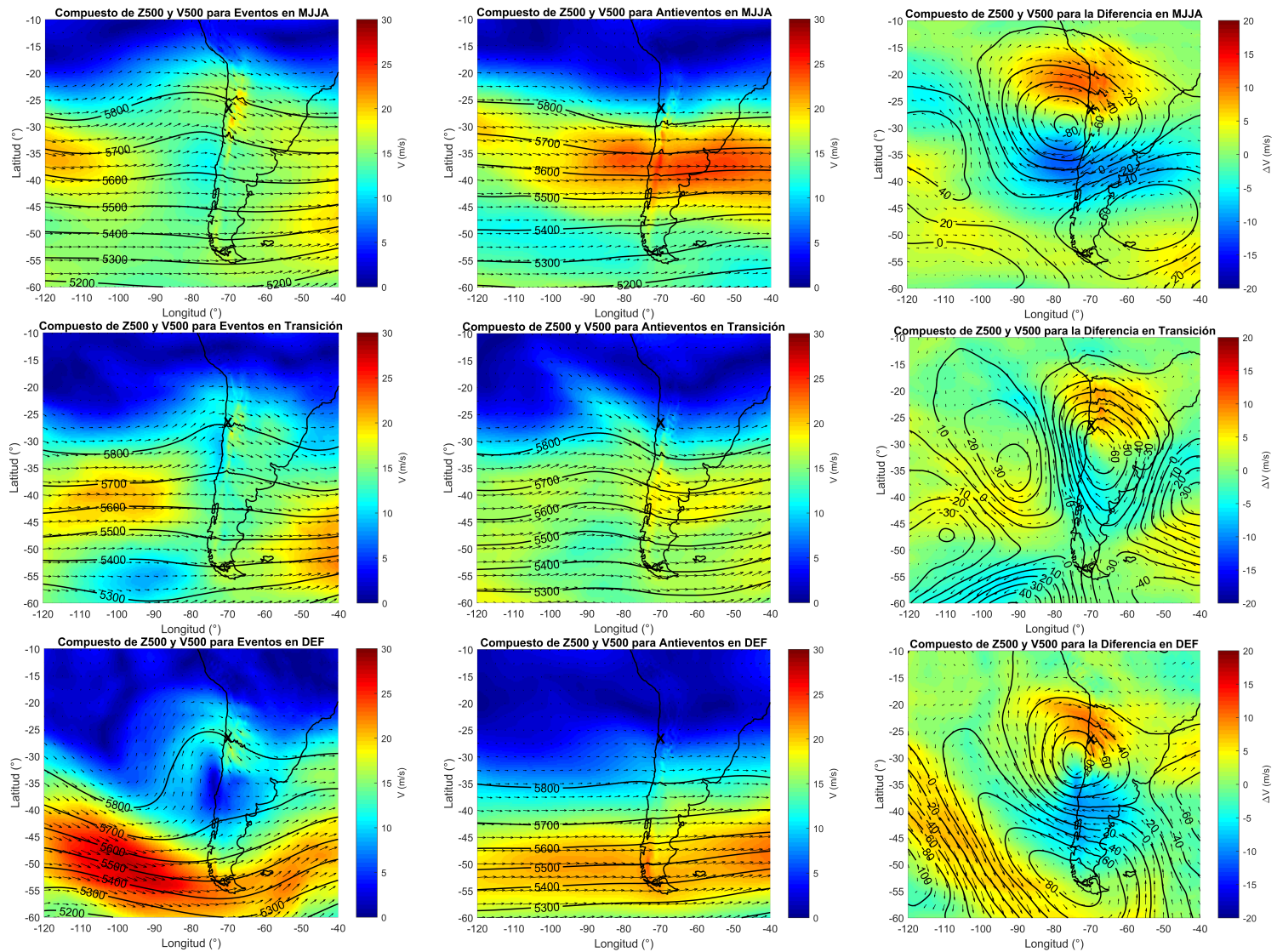


Figura 4.19: Compuestos lat-lon de eventos en Taltal para el periodo 2013-2018 de la estación d10. Los campos son: altura geopotencial (contornos) en m y velocidad de viento (vectores con flechas y magnitud en colores) en ms^{-1} a 500 hPa. Las columnas indican el compuesto (de izquierda a derecha): evento, antievento y diferencia entre ambos. Las filas son la estación del año (de arriba hacia abajo): MJJA, transición y verano. La X marca la zona D de Taltal.

En la figura 4.19 a 500 hPa, se aprecia la sinóptica asociada a eventos, antieventos y diferencia. En el caso de los compuestos en MJJA, existe una vaguada asociada a los vientos del oeste, donde la zona de Taltal se ubica justo en la prevaguada con un viento noroeste. Con esta configuración es como se dan los eventos sin especificar aun qué sucede en los niveles inferiores. Por otro lado, los antieventos están asociados a una dorsal, donde la zona D está casi alineada con el eje, maximizándose el viento al sur de los 30°S y de manera zonal (de oeste a este). Al realizar la diferencia entre evento y antievento, se puede apreciar que el ΔV al noroeste de la X se incrementa, remarcando la zona que más crece en velocidad cada vez que sucede un evento. En este mismo panel, la diferencia de geopotencial deja en evidencia la presencia de la vaguada, ya que se aprecia un mínimo al suroeste de la zona marcada por la X (aprox. 30°S).

Para el caso de los eventos de transición, se tiene la misma configuración, pero ahora la zona de Taltal está ubicada más cerca del eje de la vaguada, además de que los contornos de altura geopotencial ya no llegan tan al norte como en el caso de los meses MJJA. Para los antieventos, el caso es similar al de MJJA, pero los contornos de altura geopotencial están desplazados un cuarto de onda a la derecha aproximadamente. En este caso, es más relevante conocer qué sucede en los niveles más bajos, puesto que la dirección del viento es como la de un evento. Al realizar la diferencia, se obtiene un caso muy parecido al de MJJA pero todo desplazado hacia el este.

Para el caso de verano, en los eventos existe una separación del contorno de geopotencial de 5800 m hacia el norte, por lo que aparece una vaguada frente a la costa de Chile, con la zona de Taltal ubicada justo en la prevaguada. Al mismo tiempo, al sur de los 40° se marca una dorsal, con el viento intensificándose en esa zona (Paso de Drake). Este último caso se asemeja más a lo que sería una baja segregada. En el caso de los antieventos, que en este periodo corresponde más a una climatología, los contornos de geopotencial y el viento son completamente zonales, por ende al hacer la diferencia entre evento y antievento, ΔV crece fuertemente en la zona de Taltal. Sucede lo mismo que en el caso de diferencia en MJJA.

En resumen, los compuestos de eventos en cualquier estación del año se asocian a una vaguada, aunque la ubicación y forma de esta varíe. Al ver el compuesto de diferencias, siempre aparece un mínimo de altura geopotencial, que representa una anomalía de baja presión. Esta diferencia también muestra la zona en que se potencian los vientos comparado a un caso de no-evento (antievento o neutro), y en todos los casos se incrementa muy cercano a la zona D. En los meses de verano, los eventos requieren que un contorno de geopotencial se separe del resto y forme una vaguada cercana a la zona de Taltal, hecho que solo sucede a través de bajas segregadas, lo cual explica que los eventos de verano se den de manera aislada. En esta estación del año, las vaguadas asociadas a los vientos del oeste muy pocas veces llegan al norte de los 30°S (Holton, 2004).

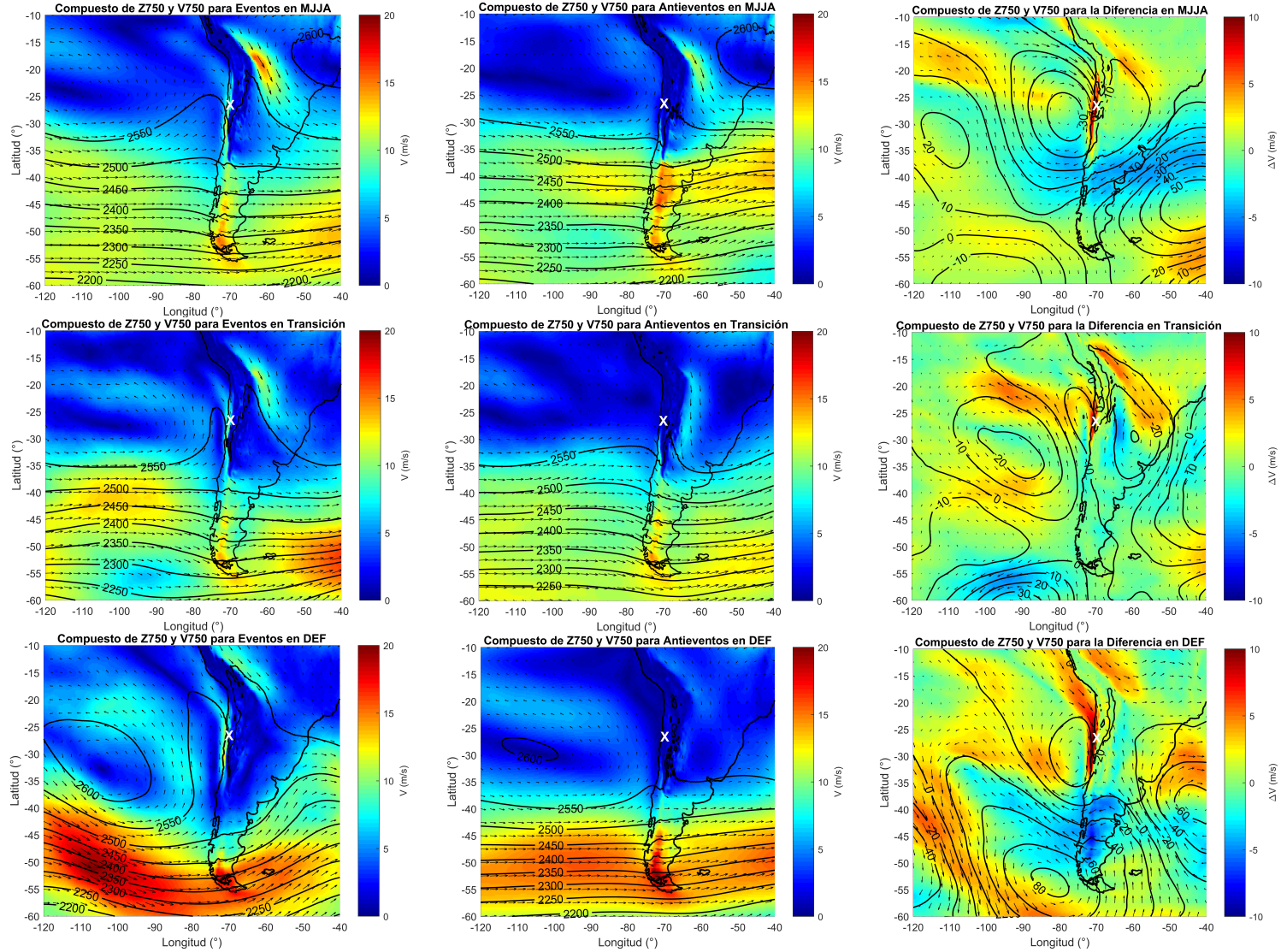


Figura 4.20: Compuestos lat-lon de eventos en Taltal para el periodo 2013-2018 de la estación d10. Los campos son: altura geopotencial (contornos) en m y velocidad de viento (vectores con flechas y magnitud en colores) en ms^{-1} a 750 hPa. Las columnas indican el compuesto (de izquierda a derecha): evento, antievento y diferencia entre ambos. Las filas son la estación del año (de arriba hacia abajo): MJJA, transición y verano. La X marca la zona D de Taltal.

Los mapas en la figura 4.20 ahora están a 750 hPa, y en este caso, el análisis se separará por evento, antievento y diferencias (por columnas). Primero, en los eventos cerca de Taltal, el viento que posee dirección noroeste debido a la vaguada, pasa a ser ligeramente del norte, incrementándose principalmente en la costa chilena. Esto ocurre en todos los meses, no solo en MJJA. Tomando en cuenta la estación del año, la vaguada es más pronunciada conforme aumentan las temperaturas, es decir, al pasar del invierno a transición y luego al verano. En este nivel de presión, que está a unos 2500 m de altura aproximadamente en la zona D, se está por debajo de la cordillera, por lo que el viento a 750 hPa debe ascender para llegar al otro lado. Muchas veces esto no es posible, por lo que el viento se bloquea y se desvía hacia el sur, lo que se nota en la deformación que sufren los contornos de geopotencial a este nivel.

En el caso de los antieventos, en todas las estaciones del año los contornos de geopotencial son prácticamente zonales, sobre todo al sur de los 45°S. En verano y durante MJJA, los vectores de viento no ligados a los contornos de altura geopotencial (al norte de los 30°S) siguen la alta del Pacífico sur, mientras que el viento al sur de los 45°S se intensifica, pasando por encima de la cordillera de los Andes debido a que posee una menor elevación en esta zona. En el mes de transición, la circulación anticiclónica está situada más al este que en los otros dos casos, dando paso a una leve vaguada que está situada por debajo de los 30°S. Este caso es muy similar a lo que sucede en los antieventos de transición a 500 hPa, solo que una parte del flujo a 750 hPa se bloquea hacia el norte y la otra pasa por encima de la cordillera de los Andes.

Al realizar la diferencia entre evento y antievento, se puede apreciar que es justamente la zona de Taltal la que se encuentra en el máximo de ΔV (ver el área amarilla de magnitud de viento en la costa cercana a la X), mostrando viento con dirección norte/noroeste (como se ve en la climatología) y además, con una baja presión relativamente cercana a la zona D. Esto sucede en todas las estaciones del año, pero son los meses de verano los que llaman particularmente la atención, puesto que las flechas rojas de viento que llegan a Taltal vienen desde más al norte que el resto, por lo que están siendo arrastrados por la vaguada. Algunos estudios (Barrett et al., 2016) señalan que estos son los vientos que transportan más humedad desde latitudes más bajas, siempre y cuando exista esa disponibilidad de vapor de agua en la atmósfera.

Como se mencionó anteriormente, son las vaguadas las que explican los eventos en Taltal, además de que estas deben aparecer más al norte para así influir en la zona con su circulación. Es por ello que es el invierno o los meses MJJA donde se da con mayor frecuencia. Sin embargo, los eventos no son solo una característica del invierno y del mes de mayo. Como se ve en los compuestos, existen eventos de verano y en el mes de transición, y aunque sean menos frecuentes no dejan de ser importantes. Estos se explican como una anomalía de altura geopotencial que se expande hacia el norte, generando una vaguada aislada o directamente una baja segregada. De hecho, los eventos en Taltal también se conforman por bajas segregadas, que a su vez dependen de la ubicación con respecto a Taltal, la zona de afectación y su intensidad. Las bajas segregadas también contribuyen a que los eventos se extiendan en el tiempo, aumentando la duración de los episodios.

4.2.2.2. Compuestos de cortes verticales

Tal como se hizo con los mapas longitud-latitud, se replica lo mismo pero considerando el reanálisis en varios niveles de altura. Fijando la latitud en la estación d10 que es de $24,93^{\circ}\text{S}$, se obtiene la figura 4.21, en la que se indica la topografía con el área negra y el punto rojo que representa la estación d10. En el caso de los eventos y en la componente zonal en el panel (a), se tiene que la magnitud es, en general, bastante más grande si se compara con el panel (b) de antieventos, llegando incluso a ser el doble. Además, que la componente zonal llegue a los 30 ms^{-1} a los 9 km de altura, implica que está pasando el jet stream por sobre la latitud de d10. En cuanto a la componente meridional en (c) y (d), en el caso de eventos, este posee un máximo que viene del norte y que pasa por toda la ladera cordillerana, llegando a una magnitud de 10 ms^{-1} a una altitud muy cercana a d10. Las dos imágenes relacionadas a eventos muestran que el viento está pasando de forma muy intensa en la alta tropósfera, pero debido a la presencia de la cordillera, también pasa de forma intensa de norte a sur. En el caso de los antieventos, el viento más intenso es principalmente del sur, se da cerca de la superficie y está centrado al oeste de la costa, indicando la presencia del jet costero del sur en las costas de Chile centro-norte.

En la misma figura, los paneles (e) y (f) muestran la velocidad vertical ω en Pa/s para eventos y antieventos respectivamente. En el caso (e), se tiene un descenso al oeste y un ascenso al este de la zona D, donde el ascenso se concentra en la parte alta de la cordillera de los Andes (entre los 4000 y 6000 m sobre el nivel del mar) y a 2000 m por encima de la zona D. Este comportamiento es posible asociarlo a los vientos del oeste, puesto que cuando se topan con la cordillera, se produce ascenso en la ladera oeste. Por otro lado, el mayor descenso se ubica en los 70.25°O , es decir, bastante cercano a la zona D y posicionado en el borde superior de la pendiente que separa el océano y la depresión intermedia (considerando la topografía disponible del reanálisis). Este descenso se puede explicar por la fase nocturna del viento que viene del NE en los eventos, puesto que al tener esta dirección está obligado a descender por la pendiente. En cuanto a los antieventos en el panel (f), las zonas de ascenso y descenso de parcelas de aire son bastante similares, pero de magnitud menor hasta el punto de acercarse a cero en algunos casos.

La figura 4.22 muestra las diferencias entre evento y antievento para la velocidad zonal, meridional y vertical. De esta figura se puede decir que: en el panel (a) el máximo de velocidad está centrado justo arriba de la estación d10, mientras que en (b) la velocidad zonal disminuye con la altura a una escala menor que en el caso de eventos, además de que la velocidad zonal negativa (viento del este) también está centrado en d10. El panel (c) muestra como disminuye la intensidad del ascenso y descenso que se observaba en el caso de eventos, haciendo que la figura reproduzca el bombeo andino que ocurre durante las tardes (Rutllant et al., 2003). En general, no se aprecian diferencias significativas con respecto a los paneles de eventos de la figura anterior, pero sí permiten centrar los efectos que poseen los eventos en una zona más cercana a la estación d10.

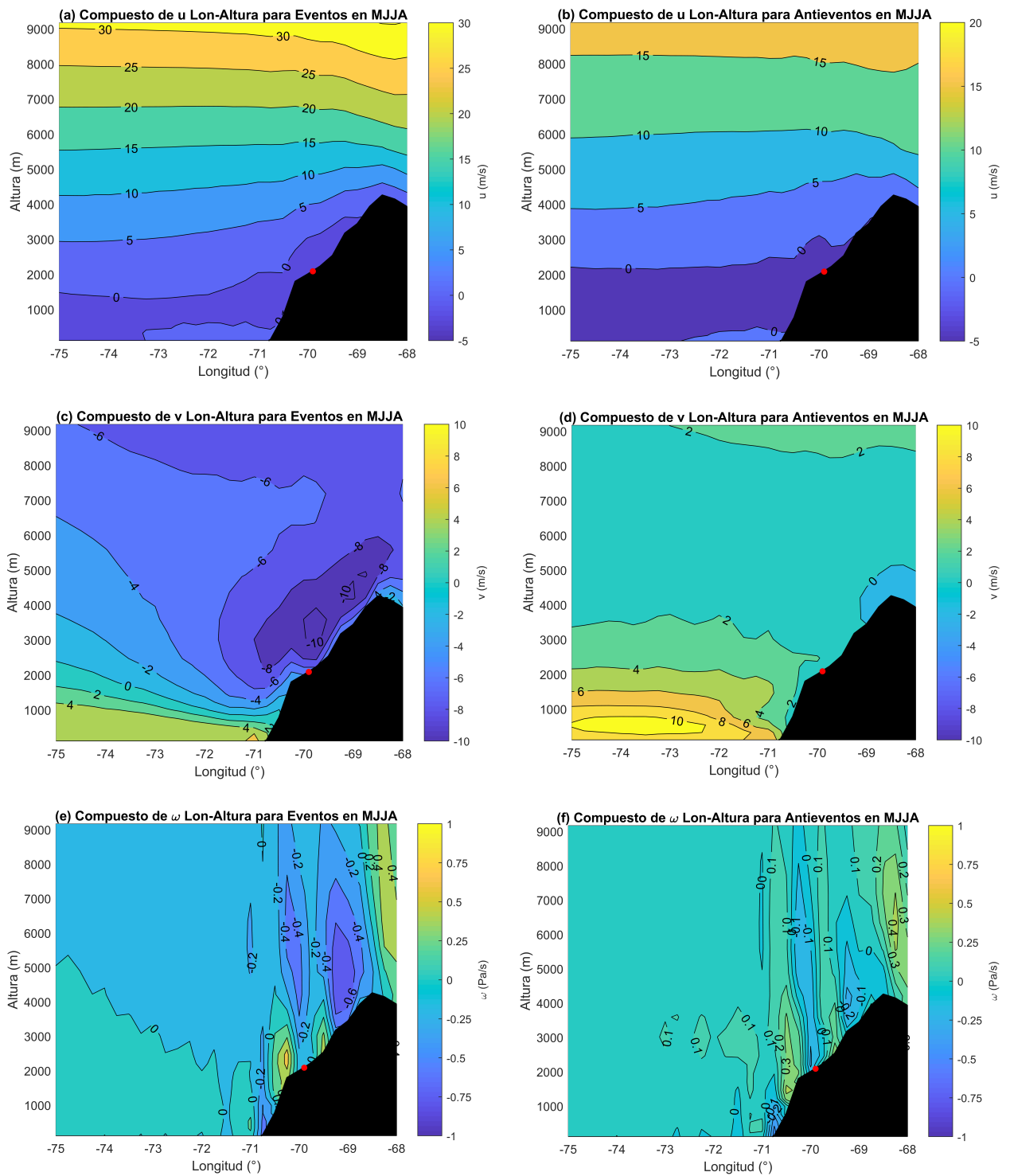


Figura 4.21: Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura. Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes zonal (a y b), meridional (c y d) y vertical en su forma omega en Pa/s (e y f). El área negra indica la topografía del continente en la latitud $24,93^{\circ}$ S. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.

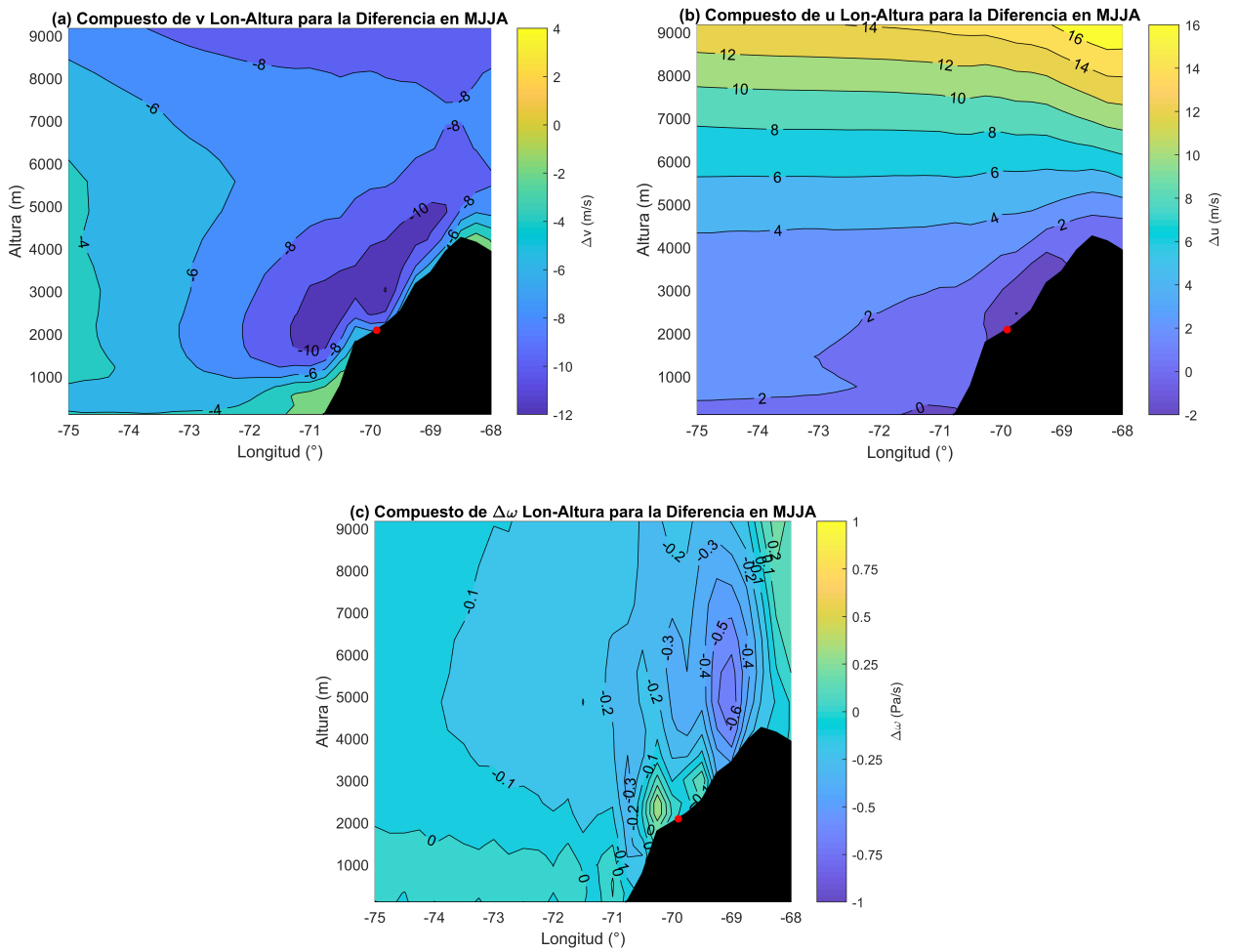


Figura 4.22: Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura de la diferencia entre evento y antievento. Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes meridional (a), zonal (b) y vertical en su forma omega en Pa/s (c). El área negra indica la topografía del continente en la latitud $24,93^{\circ}$ S. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.

Para el caso de los mapas latitud-altura en la figura 4.23, se fija la longitud en los $69,89^{\circ}$ O y se muestran los compuestos de evento y antievento para las componentes meridional y zonal del viento. En todos los cortes latitud-altura, se ve la ubicación de la zona D, que es un lugar que posee mayor elevación que sus alrededores tal como se observó en los mapas topograficos. En el panel (a) de v asociado a eventos, existe un máximo de viento norte que no está centrado por encima de la estación d10, pero sí está muy cercano a dicha zona. Además, como se sabe a través de la climatología, la orientación del máximo de viento en d10 no es exactamente norte-sur, sino que es NE-SW, por lo que el compuesto no refleja el máximo que se mide en d10 en un 100%. El panel (b) de antieventos muestra que el viento v disminuye bastante, mostrando incluso valores cero cerca de la zona D. Pasando a la componente zonal u , el panel (c) es un simil del panel (a) en la figura 4.21 pero en un corte latitud-altura, esto implica que el jet stream se sigue manifestando a través de una banda muy amplia de latitudes, disminuyendo la intensidad mientras más se acerca a la superficie. El panel (d) por su lado, muestra que el jet stream disminuye su intensidad y ya no llega tan al norte como en el caso de evento. En el caso de la velocidad vertical en (e) y (f), en

el caso de eventos existe un ascenso relativamente importante centrado en los 28°S y a 5000 m sobre el nivel del mar. También hay valores negativos de ω cercano a la zona D que están asociados al enfriamiento por ascenso tal como se comentó en la figura anterior. En el caso de antieventos, ω cae a valores cercanos a cero, eliminando cualquier posibilidad de ascenso de parcelas de aire, tal como se espera cuando se posiciona una dorsal frente a la costa chilena.

En cuanto a las diferencias entre evento y antievento, la figura 4.24 muestra dicha variable para las velocidades meridional (a), zonal (b) y vertical (c). Al igual que en el caso de la figura 4.22, las diferencias no entregan información nueva, solo permiten centrar los efectos ya descritos que generan los eventos frente a la zona de estudio, y es justo lo que está pasando en la figura 4.24. Solamente el panel (b) muestra una leve discrepancia, ya que el viento zonal se incrementa más al norte al igual que en la figura 4.19 al analizar la diferencia en MJJA.

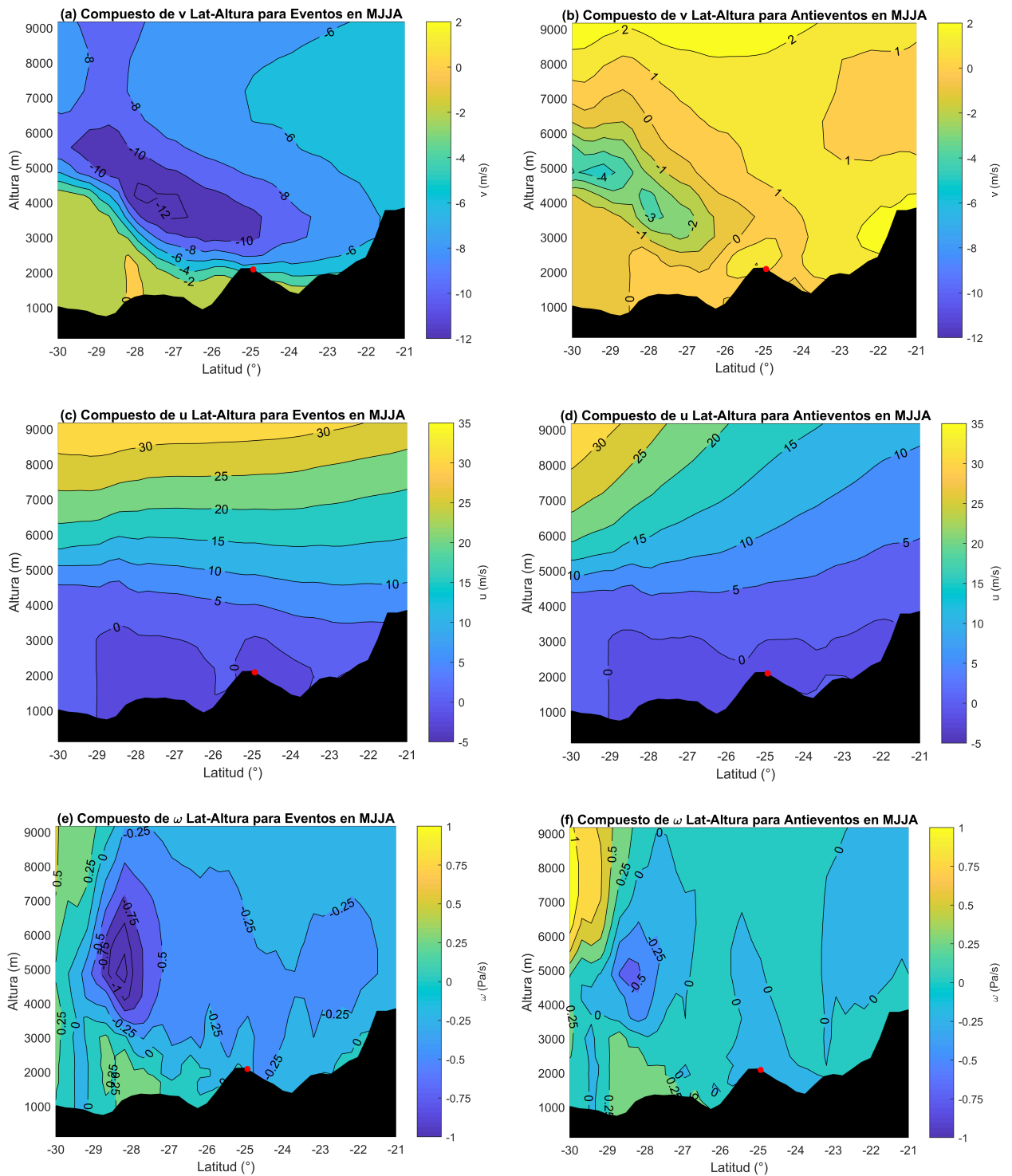


Figura 4.23: Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura (a,b,c y d) y lat-altura (e y f). Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes zonal (a y b) y meridional (c, d, e y f). El área negra indica la topografía del continente en la longitud 69,89°O. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.

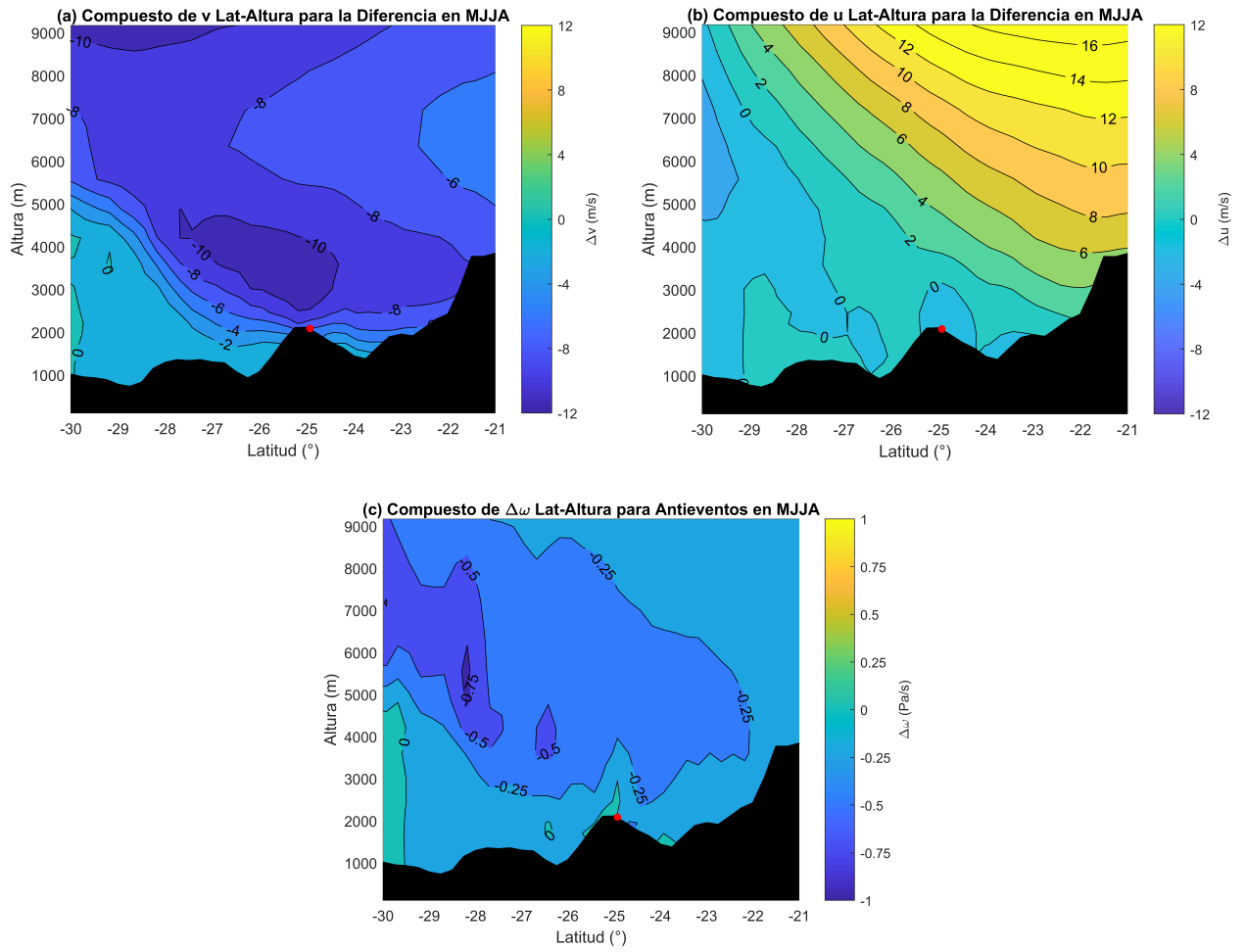


Figura 4.24: Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales lon-altura. Los campos enseñados son: velocidad de viento (contornos y magnitud en colores) en las componentes zonal (a y b), meridional (c y d) y vertical en su forma omega en Pa/s (e y f). El área negra indica la topografía del continente en la latitud $24,93^\circ$ S. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.

Para analizar cómo cambia la temperatura durante un evento en un perfil latitud-altura, se hace uso de anomalías de temperatura potencial en MJJA, la cual permite visualizar las diferencias con respecto al promedio en este mismo periodo. La figura 4.25 (a) muestra el compuesto longitud-altura de $\Delta\theta$ para eventos. En ella se aprecia la disminución de temperatura que existe cuando ocurre un evento, ubicada frente a la vaguada centrada en los 74°O . Esta disminución está estrechamente ligada a la vaguada en 500 hPa y al jet stream que caracteriza a los eventos. Además, como se mencionó anteriormente, $\Delta\theta < 0$ está ligado a un enfriamiento producto del ascenso sinóptico ($\omega < 0$). En el caso de antieventos en (b), existe un aumento de $\Delta\theta$ en la misma zona que en los eventos, calzando con la dorsal que se ve en los compuestos longitud-latitud. El compuesto latitud-altura para eventos en (c), indica que la anomalía de temperatura potencial es principalmente negativa y con un mínimo muy cercano a la zona D, el cual se puede asociar a los eventos y a la disminución de temperatura que existe al estar en una altura superior. En el caso de antieventos en (d), la anomalía de θ muestra que el aumento de temperatura es mayor en magnitud que la disminución en el caso de eventos.

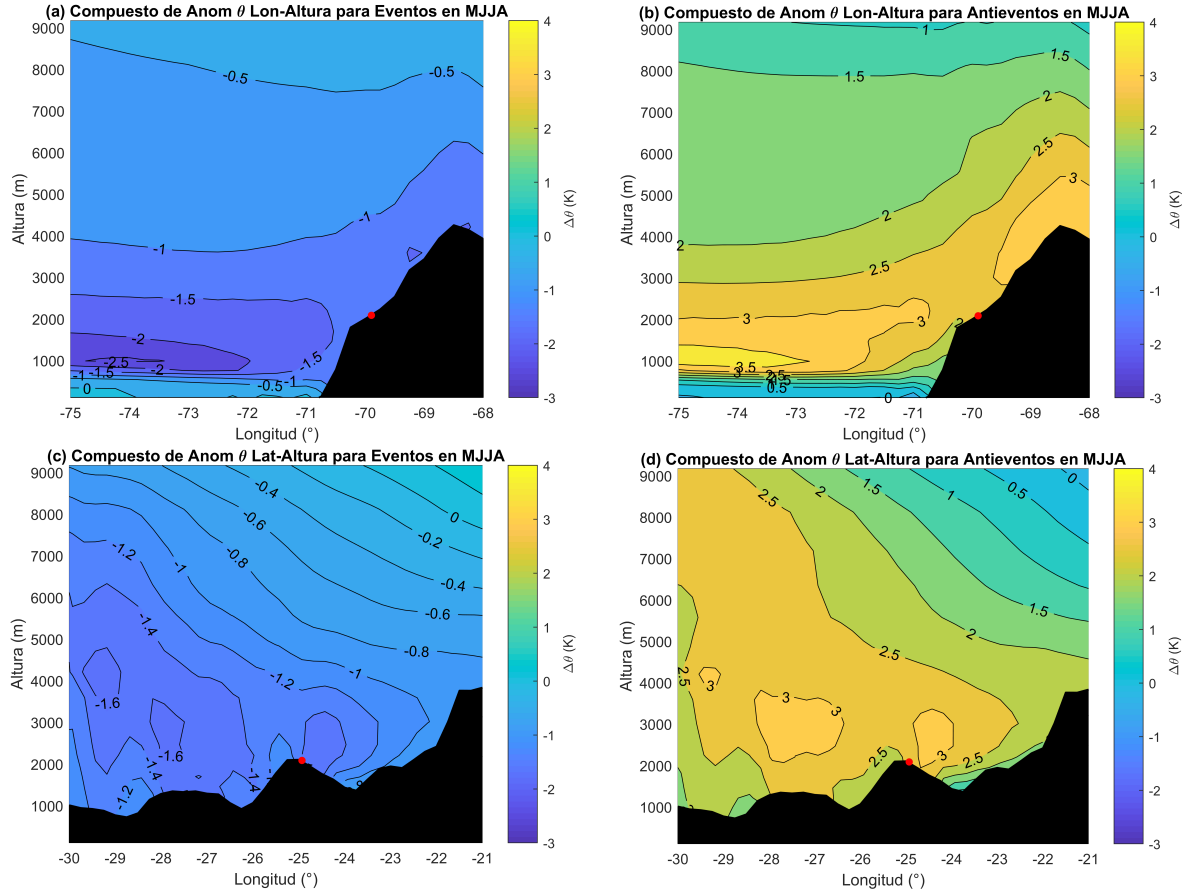


Figura 4.25: Compuestos de eventos y antieventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA, corresponden a cortes verticales longitud-altura (a y b) y latitud altura (c y d). El campo enseñado es anomalía de temperatura potencial (contornos y magnitud en colores). El área negra indica la topografía del continente en la latitud $24,93^{\circ}\text{S}$ y longitud $69,89^{\circ}\text{O}$ según corresponda. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10.

4.2.2.3. Bloqueo y número de Froude

Para estimar el número de Froude, se utiliza un mapa de corte longitud-altura para eventos en MJJA, el cual muestra la temperatura potencial sin anomalía, como se ve en la figura 4.26 (a). Tomando los niveles de 3000 y 2000 m de esta figura, se estiman las temperaturas a esas alturas y se obtiene un $d\theta/dz = 0.005 \text{ K m}^{-1}$, el cual se utiliza en la frecuencia de Brunt-Vaisala, dando como resultado $N = 0.01 \text{ s}^{-1}$. Para calcular N , se consideró θ como el promedio de temperatura potencial entre ambas capas y la aceleración de gravedad $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$. Luego, a través del mapa longitud-latitud a 750 hPa (cuya altura promedio está cercana a los 2500 m) del panel (b), se estima una velocidad zonal promedio de 4 ms^{-1} (frente a la costa cercana a la X). Utilizando la altura de la cordillera de Domeyko, que son aprox. 3000 m, se reemplaza en la fórmula del número de Froude y se obtiene un $F_r = 0.1 < 1$. Esto implica que el flujo es bloqueado por la cordillera y no la asciende. Este resultado es un indicador del bloqueo existente en la zona. Utilizando el cálculo de N , se estima el radio

de Rossby considerando la latitud de la zona D ($24,93^\circ\text{S}$) para estimar f , la escala de altura $H_m = 8996$ m, dando como resultado $L = 1467$ km. Este valor, que de hecho es mayor al de la escala sinóptica, implica que el viento comienza a notar los efectos rotacionales desde una distancia muy amplia.

Algunas consideraciones a tener en cuenta son: no tiene sentido utilizar la altura de la cordillera de los Andes (aprox. 5000 m), puesto que prácticamente cualquier viento a 2500 m se bloquea, por lo que una altitud similar a la cordillera de Domeyko, que incluso está más cercana a la zona, termina siendo más realista. Por otro lado, como los eventos de Taltal son los periodos en que el viento es más intenso, al probar la hipótesis de bloqueo con los anti-eventos o algún día neutro, el resultado también es $F_r < 1$ e incluso más pequeño que en el caso de eventos, ya que la componente zonal del viento es menor (sobre todo en antieventos) y el resultado depende en gran medida de la velocidad.

También es posible calcular la altura h bajo el cual el flujo se bloquea. Asumiendo un número de Froude $F_r = 1$ y manteniendo el N y la velocidad igual que en el cálculo anterior, la altura aproximada en que el flujo cruza por encima de la barrera es de 317 m, por lo tanto una altura más grande que esta hará que el flujo se bloquee. Esto implica que en los eventos es relativamente fácil que exista bloqueo debido a la baja altura necesaria.

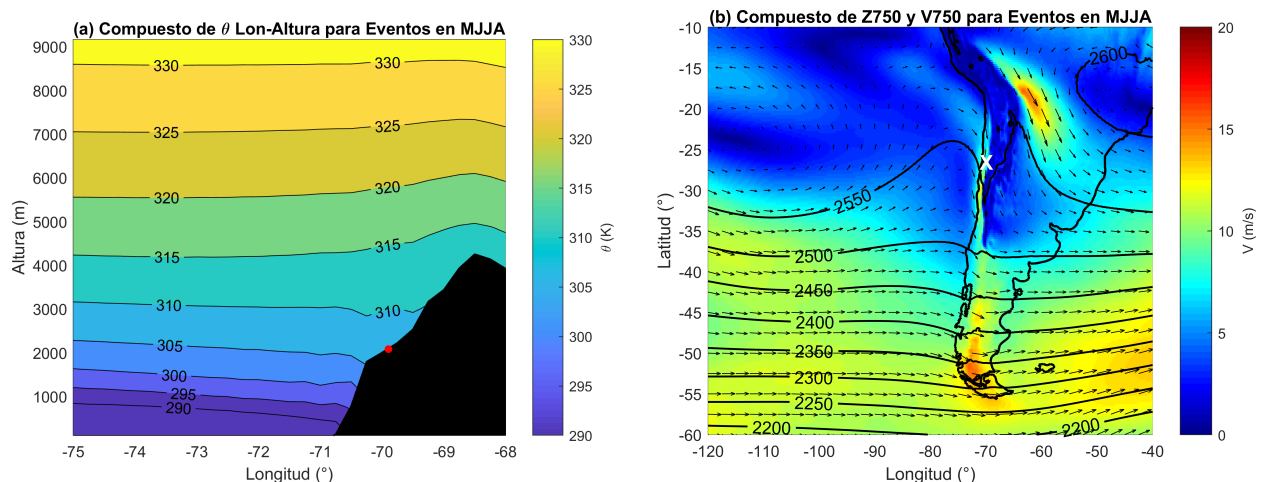


Figura 4.26: Compuesto de eventos en Taltal. El periodo es del 2013 al 2018 en los meses MJJA. (a) Corresponde a un corte longitud-altura. El campo enseñado es temperatura potencial (contornos y magnitud en colores) en K. El área negra indica la topografía del continente en la longitud $69,89^\circ\text{O}$. El punto rojo indica la ubicación de la estación d10. (b) Es el mismo mapa lon-lat a 750 hPa de la figura 4.20.

A modo de reforzamiento de la hipótesis de bloqueo orográfico, se crean mapas longitud-latitud de correlación entre la componente zonal del viento U en todo el mapa, y la componente meridional V cercano a la zona D, utilizando datos de reanálisis. La intención es corroborar que la zona de máxima correlación tenga sentido, sobre todo en términos de la curvatura que adquiere el viento cuando ocurre el bloqueo. La figura 4.27 (a) muestra la correlación en MJJA a 750 hPa. En dicha figura, se observa que la máxima correlación es de $r = -0.8$, y se da alrededor de los 20.75°S y 72.5°O (indicado por el punto rojo), lo cual implica que se está

incrementando el viento zonal al mismo tiempo que disminuye el meridional en la zona D (se hace más negativo, por ello el signo de la correlación). Esto quiere decir que los vientos del oeste, que en MJJA llegan más al norte que en otros meses, poseen mucha intensidad, pero no logran superar la barrera topográfica, por ende se desvían hacia el sur. Según los cálculos anteriores, el viento comenzaría a desviarse 1467 km costa afuera, valor que difiere con el máximo de correlación, que solo se ubica a 291 km costa afuera aproximadamente. Con estas distancias, se concluye que el radio de Rossby simula el posicionamiento de una vaguada, con un máximo de viento meridional en el punto de máxima correlación.

El panel (b) muestra las series de tiempo de ambas velocidades, con los valores de U en la zona de máxima correlación para el año 2017. Se corrobora que ambas series están anticorrelacionadas y además, muestran peaks en los meses de mayo y junio tal como lo indica la climatología y el índice de Taltal. En el caso de los meses de verano y transición (no mostrados), la zona de máxima correlación es bastante similar a MJJA con solo algunos cambios en la forma de los contornos y en el caso de verano, la correlación es menor que en MJJA y transición ($r = -0.6$), por el hecho de que los vientos del oeste en verano a esa latitud no son muy frecuentes.

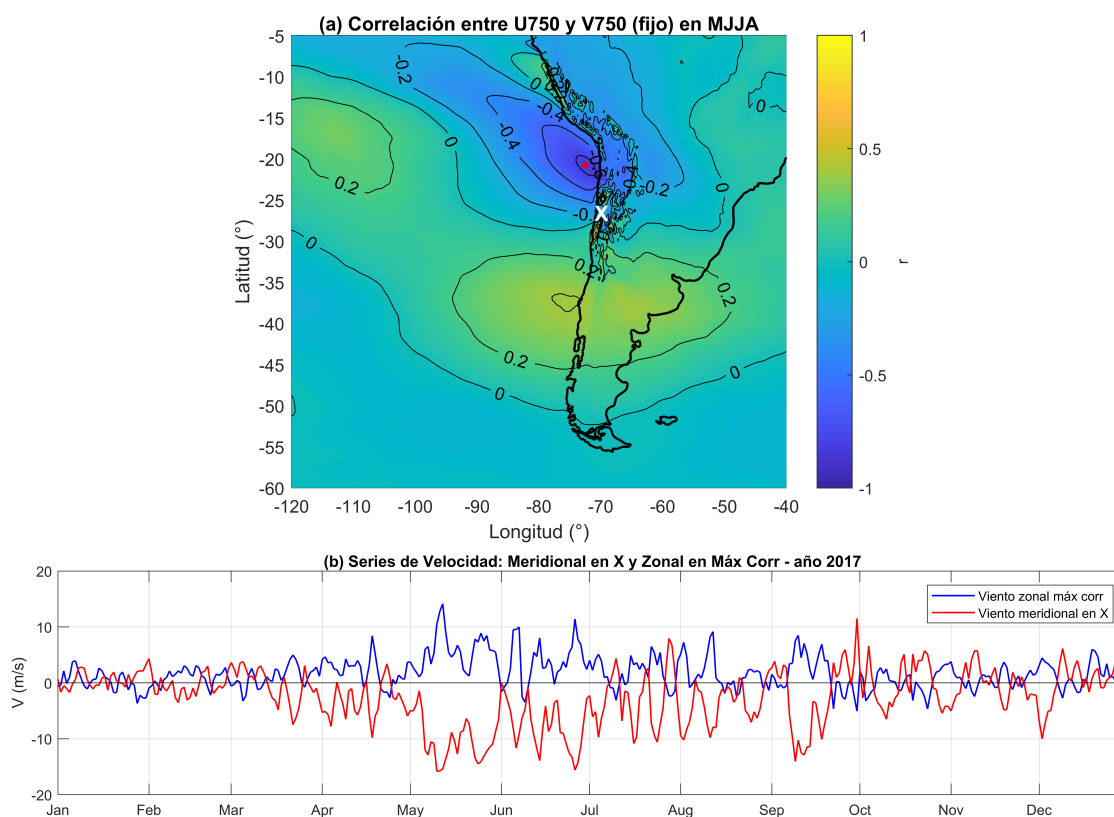


Figura 4.27: (a) Mapa de correlación entre el campo U en todo el mapa y V en la estación d10 (indicada por la X) en MJJA a 750 hPa. (b) Serie de tiempo de velocidad U (punto rojo) y V en la estación d10 (en la X) a 750 hPa para el año 2017. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.

Se repite el proceso con el campo de viento zonal a 500 hPa y el viento meridional a 750 hPa en Taltal, puesto que la tropósfera media es un indicador de la presencia de vaguadas y dorsales. La figura 4.28 muestra dicho mapa de correlación combinando estos dos niveles. Co-

mo la cordillera de los Andes ya no es una barrera a 500 hPa, la zona de máxima correlación tiene una orientación este-oeste y no noreste-suroeste como en el caso anterior. Esto implica que el viento es efectivamente zonal a 500 hPa en la zona de máxima correlación, la cual coincide con el punto rojo de la figura 4.27 (a). Aunque el resultado indica que el aumento del viento zonal a 500 hPa está ligado al incremento del viento meridional en Taltal, no lo hace de manera tan estrecha, puesto que la correlación máxima disminuye a $r = -0.6$ por la diferencia de altura que existe. Ambos mapas responden a la hipótesis de bloqueo en Taltal.

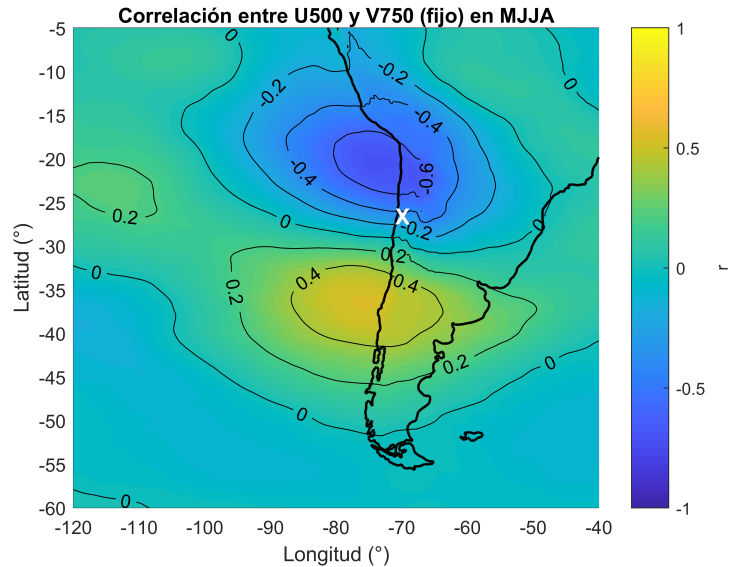


Figura 4.28: Mapa de correlación entre el campo U en todo el mapa a 500 hPa y V en la estación d10 (indicada por la X) a 750 hPa en MJJA. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.

Para enriquecer el análisis, se utiliza una variable asociada al número de Froude, que es la estabilidad atmosférica $d\theta/dz$ en mapas de correlación lon-lat. Para ello, se hace uso de los campos de temperatura potencial en los niveles de 800 y 700 hPa. La figura 4.29 (a) muestra el mapa de correlación entre la estabilidad y el viento meridional V en d10 a 750 hPa. El mapa obtenido es similar al de la figura 4.27 (a) en la zona de máxima correlación, a pesar de que en el presente caso esté más centrado hacia el oeste y sea de menor valor. El hecho de que sea una anticorrelación implica que la estabilidad está aumentando en dicha zona, por lo tanto hay más posibilidades de que el viento a 750 hPa no logre cruzar la barrera topográfica y se termine bloqueando. En consecuencia, el viento del norte aumenta en Taltal y se mantiene el tiempo que dure el episodio, tal como indica la serie en 4.29 (b).

La figura 4.30 muestra el mapa de correlación longitud-latitud entre el viento meridional en todo el mapa a 750 hPa y la misma componente V en d10 para el mismo nivel. La intención es corroborar que el propio viento meridional a 750 hPa se incremente en la zona de estudio y en sus alrededores. Justamente, la figura 4.30 indica que la máxima correlación ($r = 0.8$) está centrada cerca de la zona marcada con la X, por lo que el viento se está incrementando en todo ese sector, que incluye la depresión intermedia y la franja costera. Por otro lado, la zona de mínima correlación (centrada en 22.5°S y 90°O aprox.) al oeste de la zona amarilla, señala que el viento posee una componente sur que indica la presencia de vaguadas en MJJA. El hecho de que esta correlación solo alcance un $r = -0.4$, indica que el viento sur no es tan

persistente como el viento norte en Taltal.

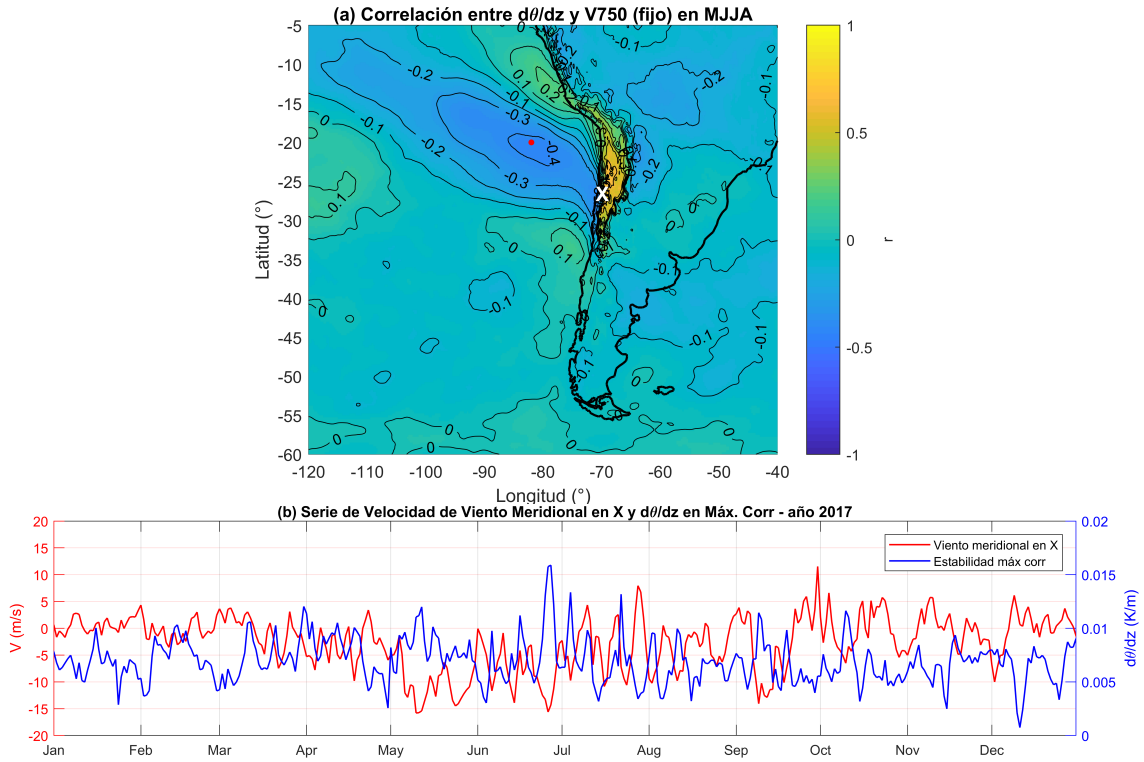


Figura 4.29: (a) Mapa de correlación lon-lat en los meses MJJA entre el viento meridional V a 750 hPa en d10 y estabilidad atmosférica $d\theta/dz$ entre los niveles de 800 y 700 hPa. (b) Serie de tiempo de estabilidad $d\theta/dz$ (punto rojo) y velocidad meridional V en la estación d10 (en la X) a 750 hPa para el año 2017. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.

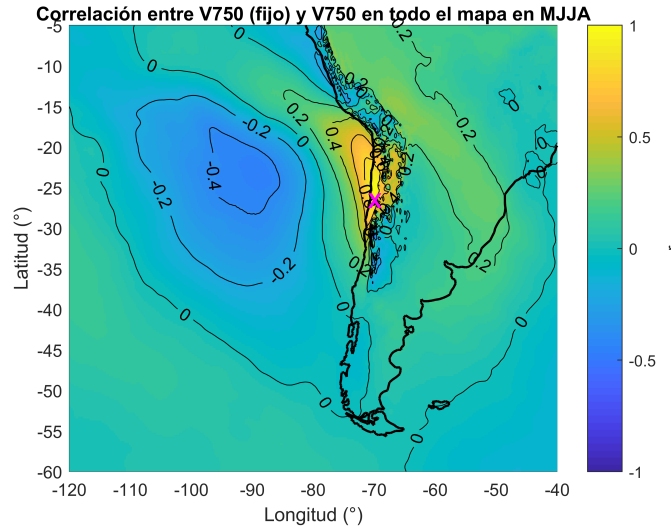


Figura 4.30: Mapa de correlación entre el campo V en todo el mapa a 750 hPa y V en la estación d10 (indicada por la X) a 750 hPa en MJJA. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.

También se puede hacer uso del mismo número de Froude principalmente en las zonas cercanas a la cordillera, ya que no sirve un análisis de este número si no hay barrera to-

pográfica. La altura corresponde a la cordillera de Domeyko, puesto que se parece mucho más al caso de estudio. La figura 4.31 muestra la correlación de V con el número de Froude utilizando el mismo campo de velocidad U750 mostrado en las figuras anteriores. El mapa en (a) muestra que la correlación es mínima en la misma zona de los mapas de U y V a 750 hPa (punto rojo en el mapa), pero en el panel (b) que corresponde a un zoom de (a), se ve que cerca de la X existe correlación máxima (punto negro). Esto quiere decir que en las zonas próximas a Taltal, al mismo tiempo que el viento norte crece, el número de Froude disminuye, por lo tanto existe un efecto de bloqueo. Del mismo modo, la zona de mínima correlación implica que el número de Froude está creciendo, lo cual hace que disminuya el bloqueo. Esta disminución está asociada al crecimiento del viento zonal U, ya que el número de Froude es sensible a esta variable. La serie de tiempo en (c) muestra la velocidad meridional en Taltal y el número de Froude en el punto negro. Esta serie confirma la alta correlación positiva de ambas variables, siguiendo el cambio que adquiere la velocidad meridional en Taltal con el paso del año. Sin embargo, lo que más llama la atención es que el número de Froude alcanza valores negativos, pero en realidad esto responde a que en la zona donde se eligió mostrar la serie, la velocidad zonal es negativa por la componente del este que posee el viento, por lo que es normal que adquiriera valores menores a cero. Lo importante en este caso es que muestre la misma tendencia a disminuir.

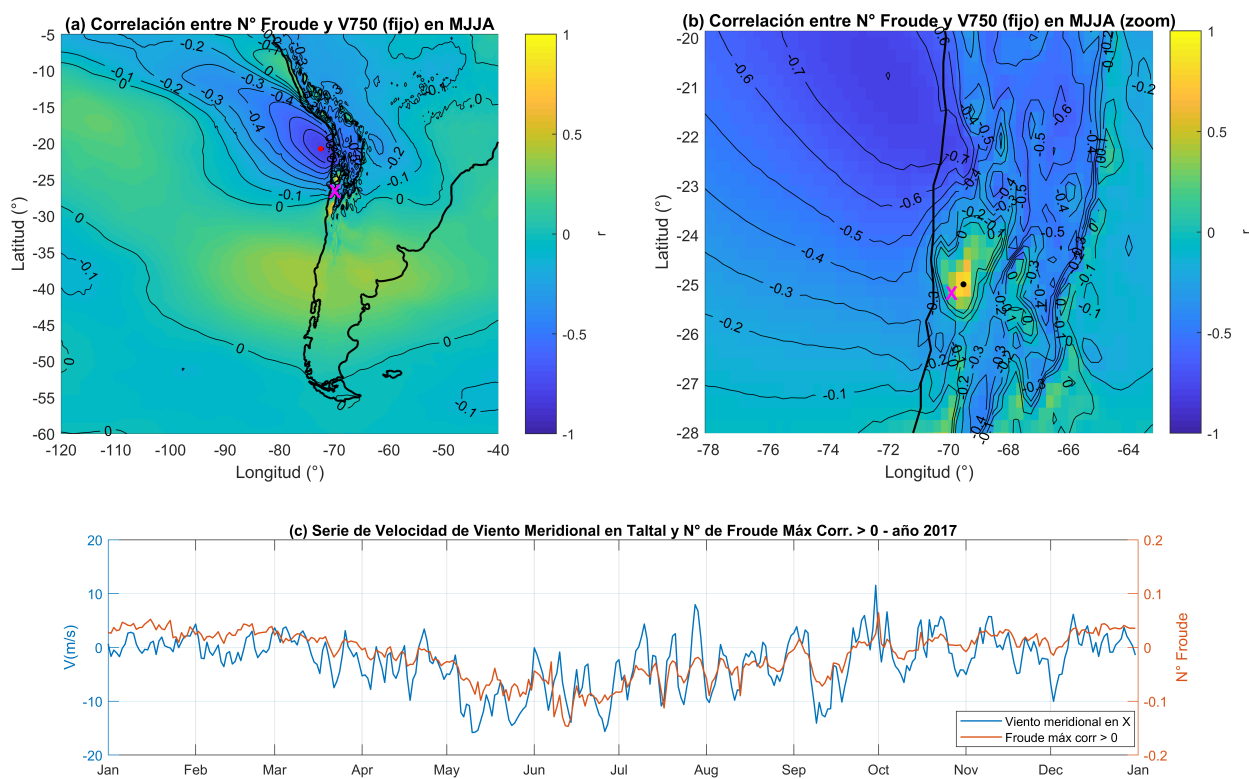


Figura 4.31: (a) Mapa de correlación entre el número de Froude en todo el mapa y V en la estación d10 (indicada por la X) en MJJA a 750 hPa. (b) Mismo mapa que en (a) pero con zoom a la zona de interés (punto negro). (c) Serie de tiempo entre V en la X y el número de Froude en el punto negro para el año 2017. Los datos son diarios y obtenidos del reanálisis.

Para asegurar que el bloqueo orográfico es la razón de los fuertes vientos de Taltal, se desplaza la zona X al oeste en dos puntos: uno más cercano ubicado en (25°S, 75°O) y otro

más alejado con coordenadas (25°S, 80°O). Si al realizar la correlación de V en estos puntos con U en todo el mapa, se obtiene un resultado similar a la figura 4.27 (a) en alguno de ellos, entonces la cordillera no es determinante en los eventos. Como lo muestra la figura 4.32, en ambos casos las zonas de mínima correlación se han desplazado hacia el oeste, siendo el caso 1 más cercano al continente. Este experimento demuestra que mientras más lejos esté el punto X de la cordillera, más se aleja la zona de mínima correlación, al mismo tiempo que disminuye levemente, dando a entender que existe una dependencia de la cercanía a la cordillera para obtener fuertes vientos del norte.

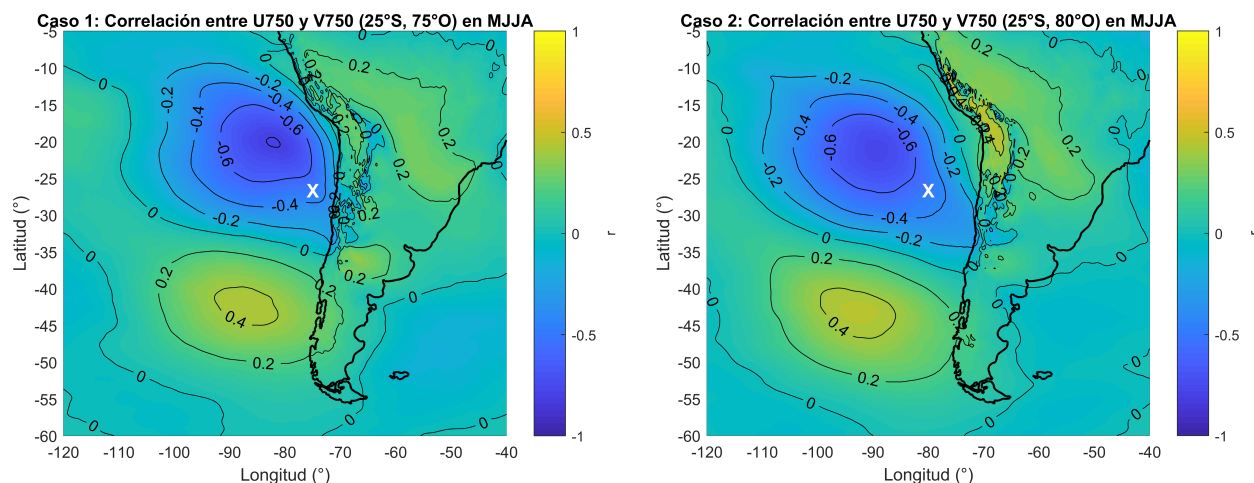


Figura 4.32: Mapas de correlación en MJJA entre el campo U en todo el mapa y V en dos casos distintos indicados por la X : el de la izquierda en (25°S, 75°O) y el de la derecha en (25°S, 80°O). Los datos están a 750 hPa.

4.2.3. Relación entre eventos y bajas segregadas

Para esclarecer la influencia de las bajas segregadas en los eventos, se utiliza la base de datos de BSs mencionada en la metodología con el propósito de cuantificar la cantidad de bajas que ocurrieron en el periodo 2013-2014 (único periodo que calza con la base de datos de la estación d10). El primer paso es identificar las bajas que ocurrieron en ese periodo para el HS, dentro de un radio de 2000 km y que se encuentren al oeste de los 65°O, puesto que las BS al este de la cordillera de los Andes tienen un efecto menor debido al bloqueo en los niveles bajos. Se fija la distancia máxima como 2000 km porque corresponde al doble de la escala sinóptica. Teniendo esto en cuenta, la figura 4.33 muestra el mapa con las BSs filtradas por las dos condiciones de distancia, con una escala de frecuencia que facilita la ubicación de bajas que tienen la misma posición. Es importante considerar que para esta estadística, se consideran las BSs por día, puesto que la base de datos está cada 6 horas. Por ende, la ubicación de la BS considera el promedio diario de las latitudes y longitudes con tal de obtener un dato por día. Esto es importante, puesto que el índice de Taltal también es diario y lo que se requiere, es buscar las fechas donde calce una BS con un evento de Taltal.

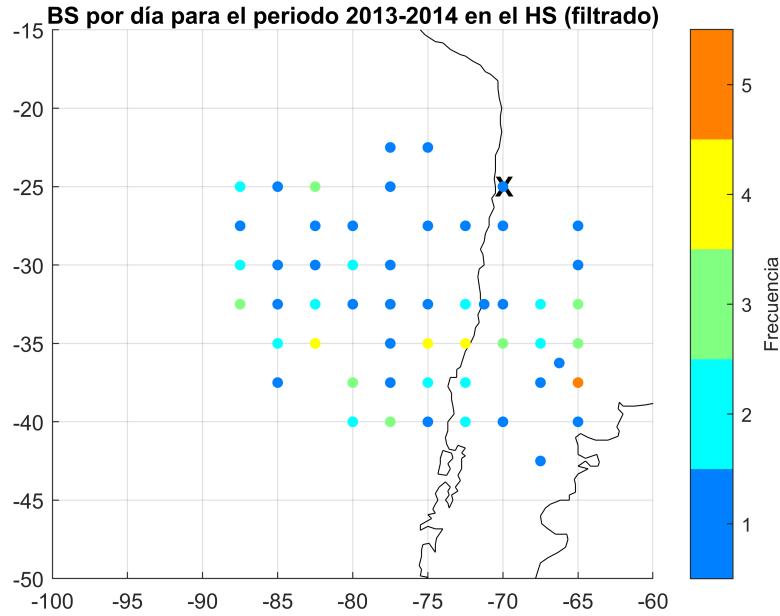


Figura 4.33: Mapa de las 93 bajas segregadas ya pasadas por los filtros de distancias para el periodo 2013-2014 en el HS. Los puntos representan el centro de la BS, mientras que los colores indican la frecuencia. La X corresponde a la ubicación de la estación d10 en Taltal.

Solo con esta condición de distancia, se encontraron 93 BSs, de las cuales, el porcentaje que pertenece a cada estación del año está en la tabla 4.6. De un total de 152 eventos de Taltal (se adjunta figura 4.34 del índice ΔV_{ref}) entre 2013 y 2014, son 18 las que calzan con una BS, cuya repartición por estación del año también se encuentra en la tabla 4.6. Durante DEF se encontró la mayor cantidad de BSs en comparación a otras estaciones, sin embargo, también es el periodo con menor número de cruces con eventos. Esto se puede comprobar revisando las series en la figura 4.34, puesto que no se ven muchos eventos en DEF. En cuanto a MAM o el otoño en el HS, la cantidad de BSs encontradas solo difiere en una unidad con el verano, por lo que no existe mucha diferencia en cuanto a BSs. Tal como se esperaba, en otoño suceden más eventos, pero el número de cruces solo aumenta en uno. Esto implica dos cosas: que pueden existir BSs que estén fuera del rango y aun así influyan, o que simplemente no tengan ningún tipo de relación y los eventos de Taltal se den por separado. En invierno, a diferencia del resto de estaciones, la cantidad de eventos que suceden en estos meses es altamente superior, pero la cantidad de BSs es menor a DEF y MAM. El número de cruces en JJA es 10, el cual es mayor al resto de estaciones, pero es un número bastante reducido si se compara a la cantidad de eventos en JJA. La estación primaveral es la que posee menor número de BSs, pero es la segunda en ocurrencia de eventos. Sin embargo, los cruces son similares a MAM y DEF, lo cual da a entender la similitud que existe entre estas estaciones en cuanto a la influencia de las BSs en los eventos.

Algunos de las conclusiones de este análisis son: en primer lugar, las BSs tienen una tasa de ocurrencia bastante pareja durante todo el año, siendo la estación SON en los que menos se encuentran. Sin embargo, el hecho de que la mayoría de estas BSs calcen con eventos en JJA hace referencia a que la mayoría de eventos se dan en estos meses, por lo que es más probable que calcen con ese periodo. Para este análisis, se debe tener en cuenta tres detalles: primero, la resolución de la base de datos, si esta se mejora es probable que se encuentren

más BSs. Segundo, es probable que las BSs que se dan fuera del área escogida puedan tener cierta influencia en la generación de eventos, ya que pueden cambiar la circulación aun teniendo su centro fuera de los 2000 km. Tercero, la profundidad que puedan tener las BSs para llegar a afectar al nivel de 750 hPa, muchas de ellas pueden solo desarrollarse en la tropósfera media/alta y no tener ningún efecto cercano a la superficie. Cuarto y último, también existe la posibilidad de que se confundan algunas vaguadas con BSs, puesto que para que una BS sea considerada como tal, debe manifestarse en la parte alta de la atmósfera (Barahona, 2016).

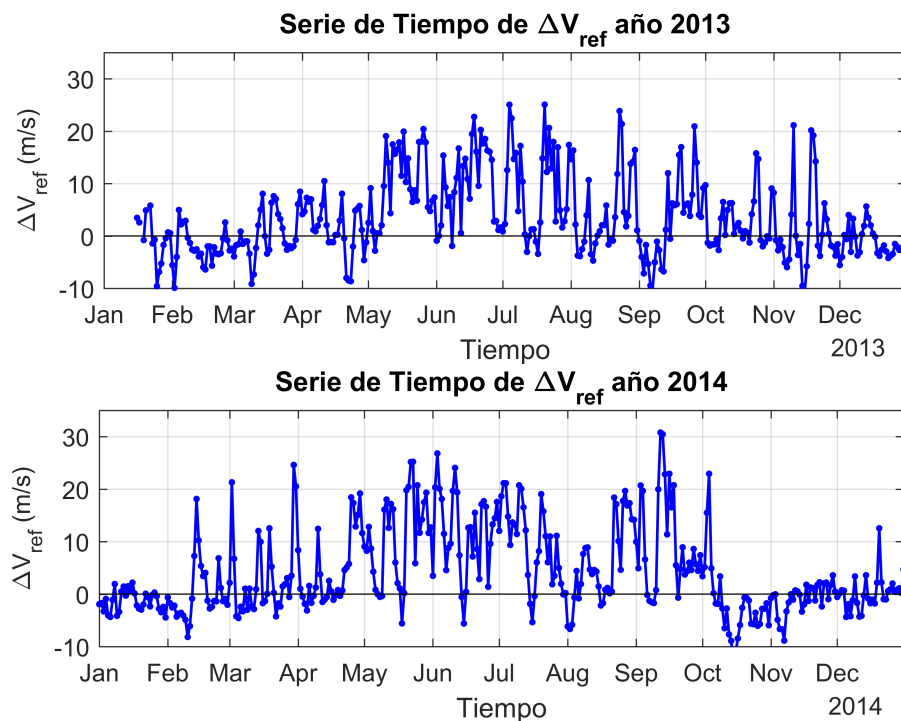


Figura 4.34: Series de tiempo de ΔV_{ref} para los años 2013 y 2014 para la estación d10.

Tabla 4.6: Cantidad de bajas segregadas encontradas para el periodo 2013-2014 en cada estación del año junto al porcentaje del total, utilizando las condiciones de distancia y eventos. Se adjunta el número de eventos y días de cruces con BSs.

Estaciones	N° BS	N° eventos de Taltal	N° Cruces
DEF	28 (30 %)	3 (2 %)	2
MAM	27 (29 %)	23 (15 %)	3
JJA	23 (25 %)	82 (54 %)	10
SON	15 (16 %)	44 (29 %)	3
Total	93 (100 %)	152 (100 %)	18

4.2.4. Eventos particulares

4.2.4.1. Baja segregada en MAM

Una vez revisadas las condiciones sinópticas promedio de eventos, es necesario revisar algunos casos particulares en detalle para verificar lo que se obtiene en los compuestos y el origen de algunos episodios. Primero se revisará un caso asociado a baja segregada, el cual coincide con el aluvión ocurrido entre el 21 al 28 de marzo de 2015 en el norte grande de Chile (Barrett et al., 2016; Bozkurt et al., 2016). La figura 4.35 muestra la serie de tiempo del índice ΔV_{ref} para el mismo año, y para visualizar el episodio en concreto, se muestra también la serie para el mes de marzo e inicios de abril del 2015. El episodio inicia el 24 de marzo y finaliza el 28 del mismo mes, por lo que coincide con la fecha del aluvión. Este episodio de Taltal también posee pre y post-episodio bien definidos, puesto que ambos poseen varios días con antieventos. El pre-episodio se considera del 19 al 23 de marzo, mientras que el post-episodio del 29 de marzo al 2 de abril.

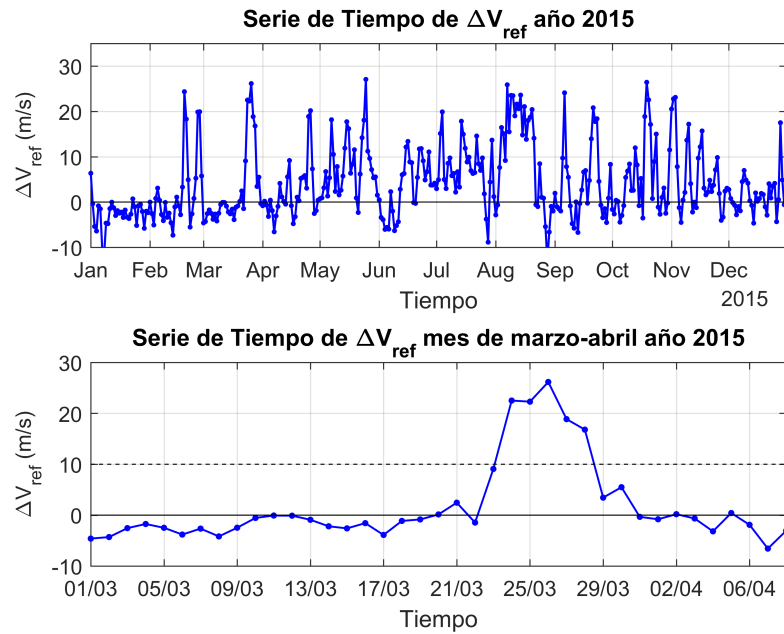
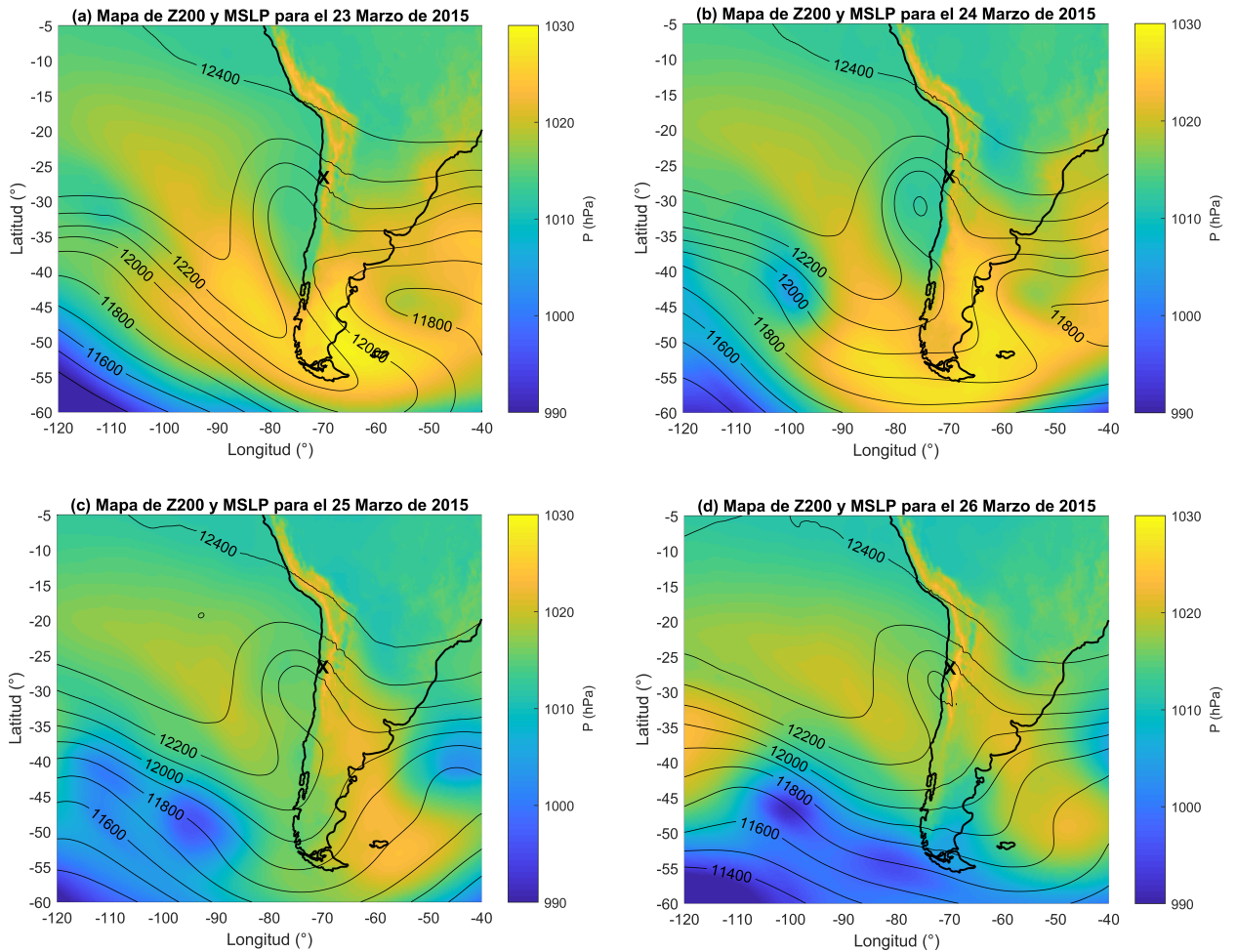


Figura 4.35: Arriba: serie de tiempo de ΔV_{ref} para el año 2015 en la estación d10. Abajo: misma serie acotada para el mes de marzo e inicios de abril.

Una vez identificadas las fechas, se obtienen mapas lat-lon de la evolución del episodio y su post-episodio (similar al pre-episodio) desde las figuras 4.36 hasta 4.38. La primera muestra el episodio a través de la altura geopotencial a 200 hPa y la MSLP, variables que entregan información de especial utilidad para identificar la BS en cuestión. La segunda también muestra el desarrollo del episodio, pero con las variables que ya se han utilizado, como son la altura geopotencial y velocidad de viento a 750 hPa para verificar la influencia de la BS en el nivel de interés. Por último, la tercera posee las mismas variables que la segunda, pero está relacionado al post-episodio.

Analizando la figura 4.36, el panel (a) que corresponde al día previo al episodio de Taltal, indica que la BS está en su fase de formación, ya que los contornos de geopotencial se están estrechando pero aun no se separa una baja cerrada por completo, como sí sucede en el panel (b), en que ya existe uno en los 30°S aprox. Aunque dicha baja no se visualiza en el panel (c), sí permanece en (d) y desde ese momento comienza a culminar la BS. A pesar de que en el panel (e) ya no se observa la BS, aun permanecen sus efectos como se verá más adelante. Hablando de la MSLP, la presión en el panel (a) es bastante alta en la zona sur del continente (50°S aprox.), condición que corresponde a una alta de bloqueo, la cual es consecuencia de la dorsal que se forma en el panel (b). Desde el panel (c) al (d) se forma una alta presión en la ladera este de los Andes, que corresponde a un anticiclón producto del avance de la dorsal. En el panel (e) se vuelve a instalar el anticiclón del Pacífico, condición sinóptica que no es favorable para la formación de eventos, pero que mantiene $\Delta V_{ref} \geq 10$, hecho que se revisará en la figura siguiente.



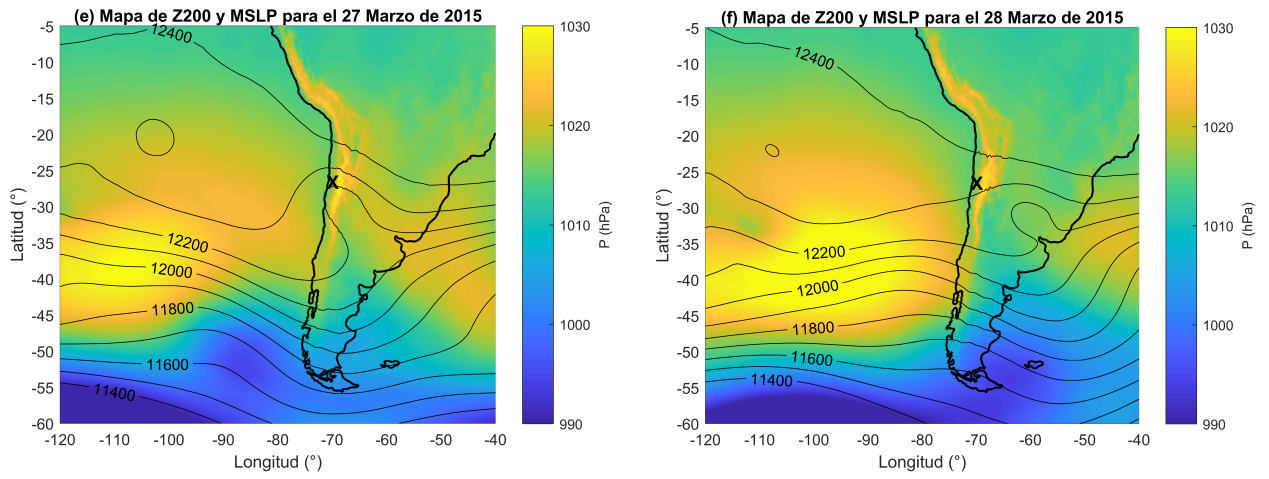


Figura 4.36: Mapas lon-lat asociados al evento de viento intenso del 24 al 28 de marzo de 2015. Los paneles representan la evolución diaria del evento, incluyendo un día antes (23 de marzo). Las variables son: presión reducida a nivel del mar (contornos a color) y altura geopotencial (contornos cada 100 m) a 200 hPa. La X marca la zona D de Taltal.

Similar a lo anterior, la figura 4.37 muestra la evolución del evento pero utilizando el viento y geopotencial en el nivel de 750 hPa. El panel (a) representa el último día de pre-episodio en el que ΔV_{ref} no es mayor a 10, pero el índice ha crecido considerablemente en comparación al día anterior y de hecho, ya se han formado las condiciones sinópticas necesarias. Esto último señala que es importante revisar los días previos a los eventos y cada vez que el índice crece de forma súbita como en este caso. Los días siguientes, el índice se mantiene en valores incluso mayores a 20 ms^{-1} y con la BS casi estacionada frente a la costa chilena centro-norte, lo cual favorece a que el episodio se mantenga por lo menos unos 3 días (del 24 al 26 de marzo) con vientos intensos del norte. Sin embargo, a pesar de que el episodio en la figura 4.35 continúa hasta el 28 de marzo, la BS ya no está presente a partir del 27 de marzo y en los 750 hPa el viento ya no es muy intenso, a pesar de que aun permanece una circulación ciclónica. Estos dos últimos días de evento se explican por el hecho de que el índice ΔV_{ref} está decreciendo, por ende, las condiciones sinópticas ya no son favorables, apareciendo un desfase entre los días de evento y lo que indica la sinóptica.

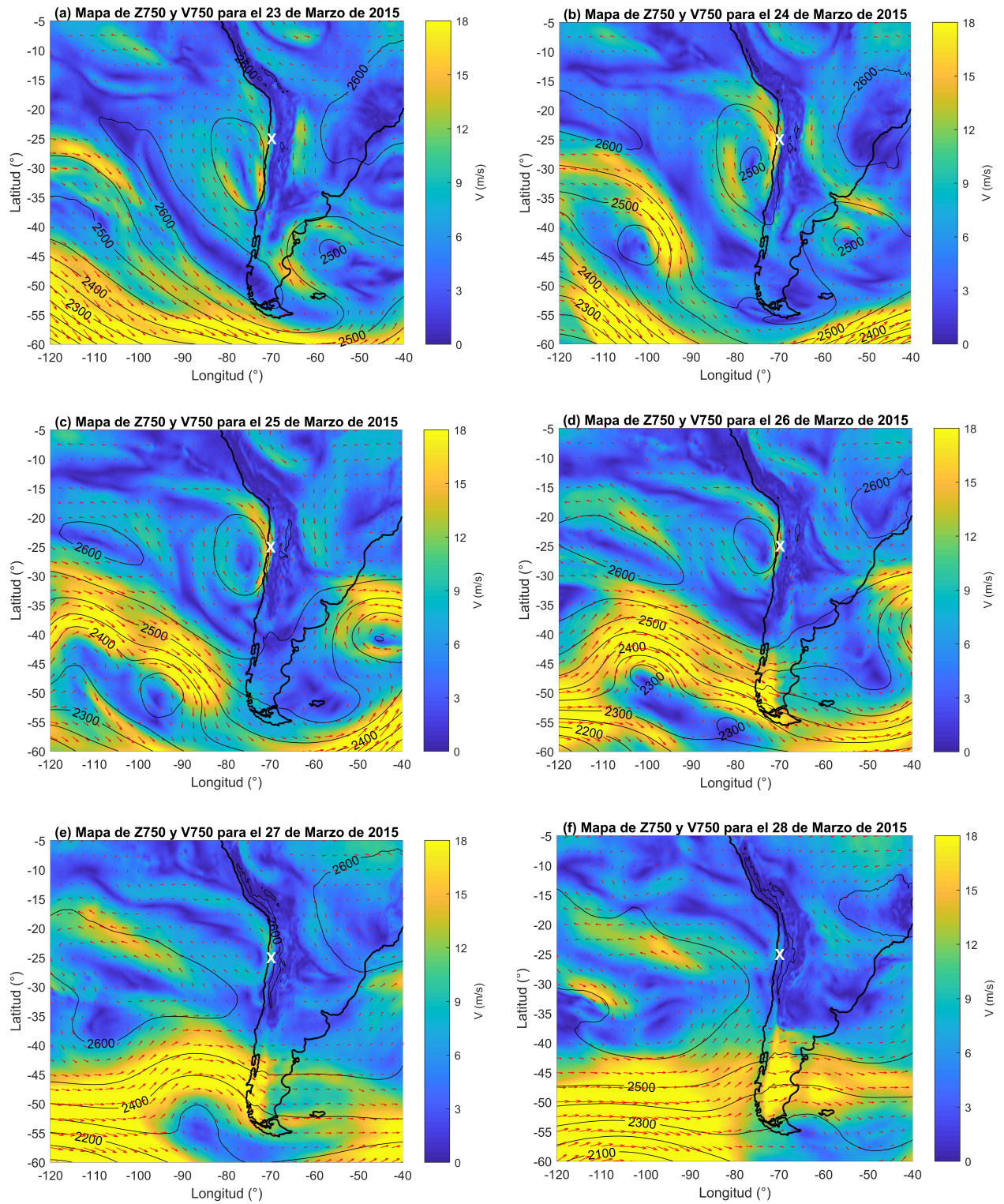


Figura 4.37: Mapas lon-lat asociados al evento de viento intenso del 24 al 28 de marzo de 2015. Los paneles representan la evolución diaria del evento, incluyendo un día antes (23 de marzo). Las variables son: velocidad de viento en magnitud (contornos a color), dirección y sentido (vectores), geopotencial (contornos cada 50 m desde (a) hasta (d) y cada 100 m en (e) y (f) a 750 hPa. La X marca la zona D de Taltal.

Por último, la figura 4.38 muestra el post-episodio generado por la BS. El panel (a) es el día siguiente al episodio, en el que los contornos de altura geopotencial forman una alta de 2600 m frente a la costa de Chile. Ya desde el día 28 de marzo (figura 4.37 panel (f)), la dirección de viento cercana a la zona de estudio era principalmente del sur, por lo que desde el panel (a) en 4.38 las condiciones son absolutamente desfavorables para el desarrollo de eventos. Los paneles (c) y (d) están asociados a un $\Delta V_{ref} \leq 0$ según la figura 4.35, y esto se refleja en los mapas, ya que solo se intensifican los vientos oestes en latitudes altas como en los 45°S por el paso del jet. La figura 4.39 muestra las imágenes satelitales de dos instantes asociados a este caso: (a) corresponde al día 24 de marzo asociado a la BS y (b) el día 31 de marzo asociado al post-episodio. En el panel (a) se muestra la alta presión en el sur con la misma zona despejada tal como se mencionó en el párrafo anterior, mientras que en (b) la zona sin nubosidad corresponde a la zona centro de menor actividad sinóptica.

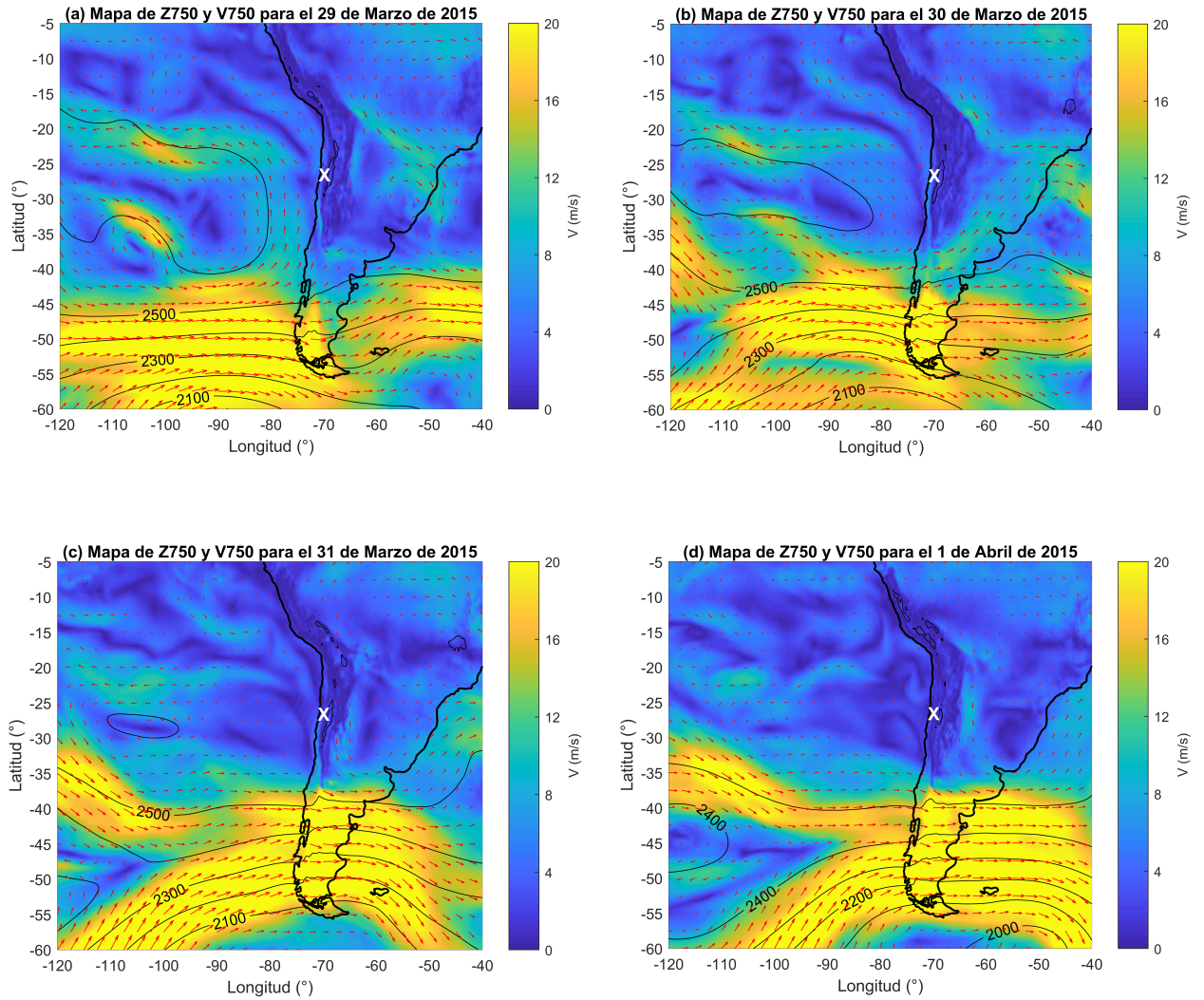
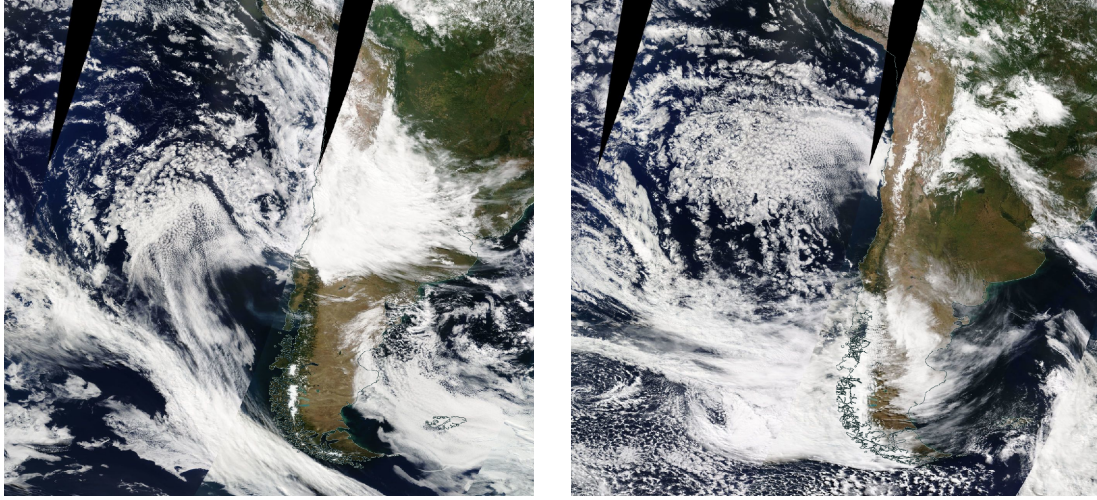


Figura 4.38: Similar a 4.35 pero en el periodo del 29 de marzo hasta el 1 de abril de 2015.



(a) 24 de marzo de 2015.

(b) 31 de marzo de 2015.

Figura 4.39: Imágenes satelitales MODIS (EOSDIS Worldview) de dos momentos asociados a la BS del 24 de marzo de 2015.

4.2.4.2. Vaguada en MJJA

Como segundo caso, se analizará una vaguada ocurrida el 22 de julio del 2017, año que fue bastante activo en cuanto a la ocurrencia de eventos. La figura 4.40 muestra la serie de tiempo del índice de dicho año, junto al del episodio en cuestión (serie de abajo). En esta última serie, el episodio dura 4 días y va desde el 22 de julio hasta el 25 del mismo mes. Por otro lado, el pre-episodio es del 19 al 21 de julio, mientras que el post-episodio se considera desde el 26 al 30 del mismo mes, que también posee días de antievento.

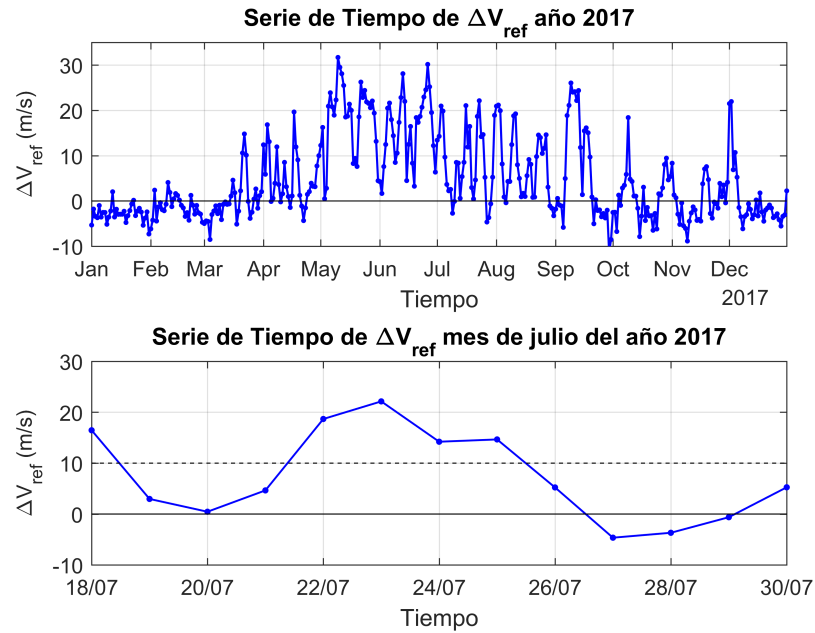


Figura 4.40: Arriba: serie de tiempo de ΔV_{ref} para el año 2017 en la estación d10. Abajo: misma serie acotada para el final del mes de julio.

La figura 4.41 muestra el desarrollo del episodio en el nivel de 500 hPa, mostrando viento y altura geopotencial. Además, la figura 4.42 muestra lo mismo pero en el nivel de 750 hPa. En el panel 4.41 (a) se está desarrollando una vaguada frente a la costa chilena, sin embargo, el día anterior (no mostrado) señalaba una condición bastante similar, por lo que también existe un desfase entre el índice ΔV_{ref} y lo que indica la sinóptica. También se puede observar que la vaguada repercute en los niveles medios/bajos de la tropósfera, puesto que en la figura 4.42 (a) se nota la presencia de viento norte cercano a la X en el mapa, por lo que el viento que originalmente era del NO a 500 hPa, se está bloqueando y desviando hacia el sur en el nivel de 750 hPa.

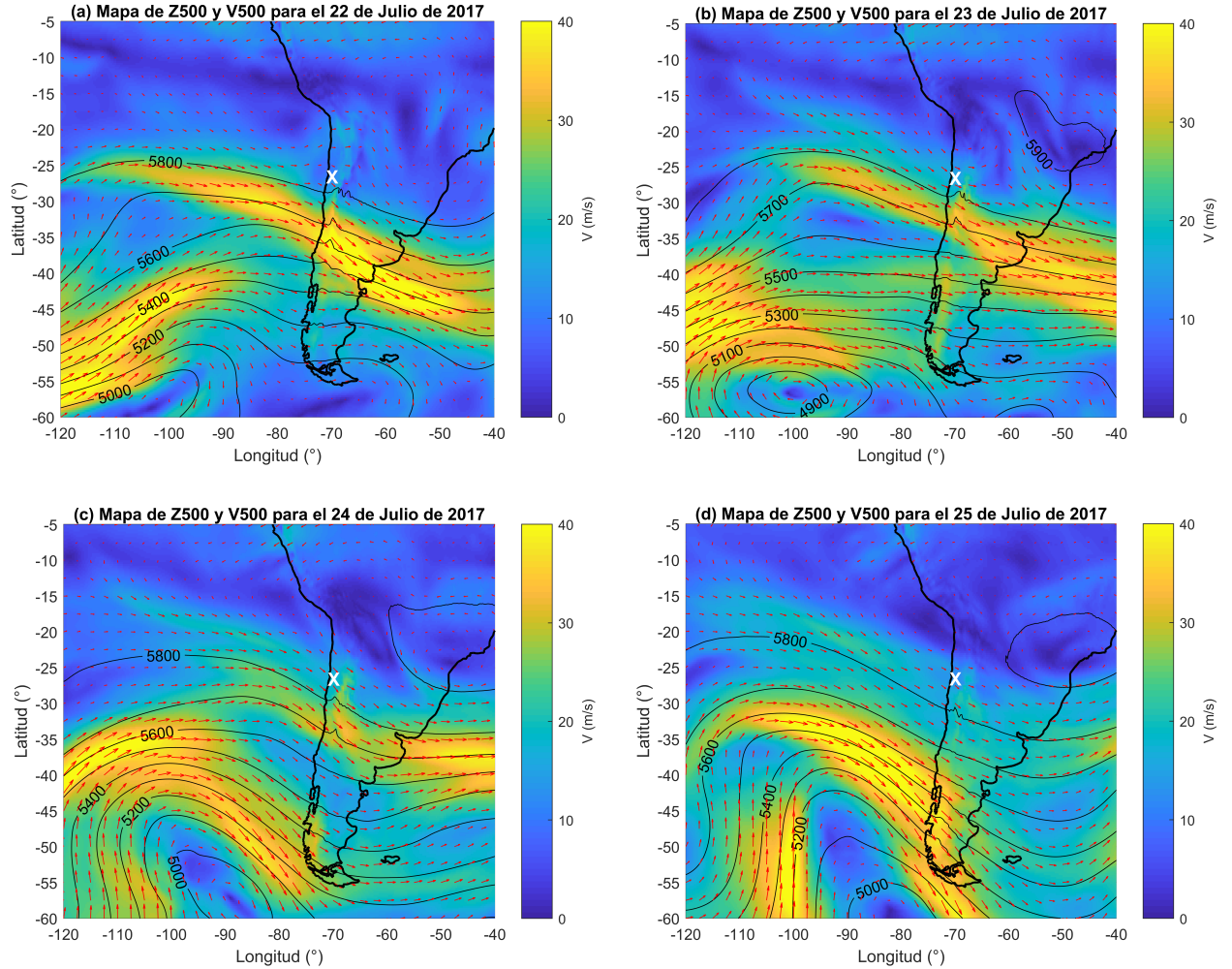


Figura 4.41: Similar a 4.37 pero para el episodio del 22 de julio de 2017 a 500 hPa.

Siguiendo el desarrollo de la vaguada, en los paneles 4.41 y 4.42 (b) se sigue manteniendo la condición anterior, pero ahora la intensidad del viento en los 750 hPa ha disminuido frente a la zona de estudio y en menor medida en los 500 hPa (en el jet que cruza los Andes de manera NO-SE). En los mapas (c) y (d) de la figura 4.41, lo que ocurre es una profundización progresiva de la vaguada pero con el eje más inclinado y más hacia al sur, modificando la zonas afectadas. Esto conlleva una disminución de la intensidad de los vientos cercanos a Taltal, como se ve en los paneles (c) y (d) en 4.42, además de que no hay ningún contorno

de geopotencial cercano que favorezca la dirección de los vientos en la zona. El desfase que existe en cuanto a las fechas, influye en que el panel (d) de la figura 4.42 no muestre una señal clara de viento intenso en la zona D. Por lo que el mapa del 24 de julio está más relacionado al mapa del 25 de julio.

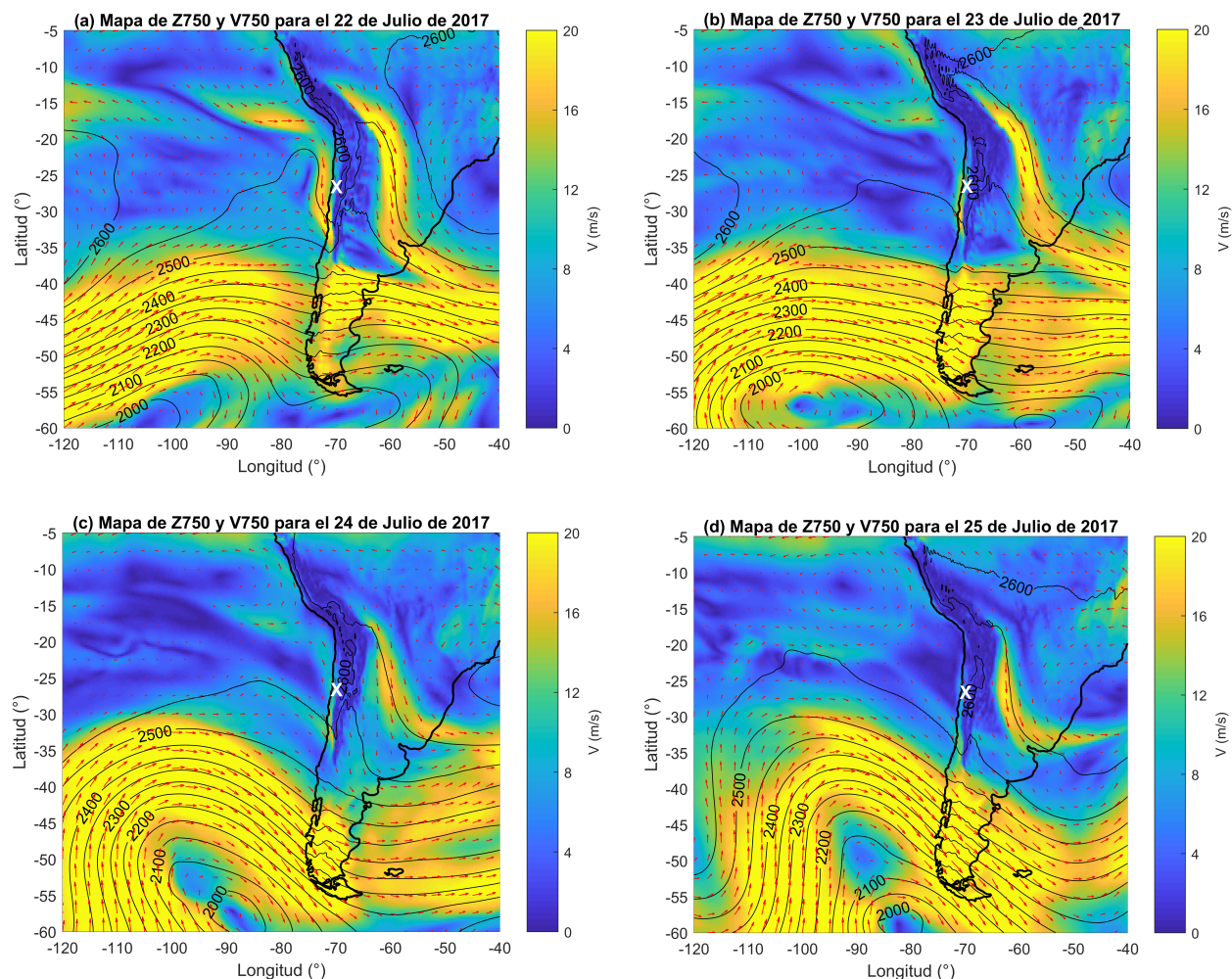


Figura 4.42: Similar a 4.37 pero para el episodio del 22 de julio de 2017 a 750 hPa.

4.2.5. Covariabilidad con otras zonas

Como se mencionó en la sección previa, cuando ocurren eventos en Taltal, es probable que las zonas cercanas a ella experimenten cambios, ya que hay una condición sinóptica de por medio, la cual termina por afectar una región completa. Entre las zonas a explorar, se han mencionado Sierra Gorda y Antofagasta como las principales, ambas por la cercanía, pero específicamente hablando, Sierra Gorda por la relación que se podría encontrar, puesto que la sinóptica y la forma en que se genera la energía podría llegar a complementarse con Taltal. Por otro lado, en Antofagasta se tienen datos de radiosondeo que aportan detalles de las condiciones en altura y permite ver las condiciones sinópticas desde la costa chilena.

4.2.5.1. Antofagasta

Para trabajar con los datos de radiosonda, es necesario averiguar cuál es el nivel o la altura que mejor se ajusta a lo que se mide en Taltal, junto con la dirección preferente de los vientos, para así poder generar un índice V_{ref} que represente las mediciones en Antofagasta. La tabla 4.7 muestra el coeficiente de correlación que posee la velocidad medida en Taltal en la estación d10, y la velocidad registrada por el radiosonda a diferentes alturas. El dato diario de la estación d10 corresponde al de las 12Z, puesto que es el mismo instante que mide el radiosonda. Según la tabla, la altura que más se ajusta a lo medido por d10 son los 2800 m. Conociendo este dato, se revisan las series de tiempo que corresponden a esa altura en la figura 4.43. En esta imagen, el radiosonda posee algunos espacios vacíos correspondientes a los días en que no se midió. En general, las series de tiempo globales coinciden bastante bien, siendo el radiosonda el que posee más variabilidad sobre todo en sus peaks de velocidad. La correlación entre ambas series es de $r = 0.66$.

Tabla 4.7: Coeficiente de correlación entre la velocidad de viento del radiosonda y la estación d10. Se utiliza el dato a las 12Z en el caso de d10 y en Antofagasta se varía la altura. El periodo utilizado corresponde al 2013 hasta el 2018.

Altura (m)	Correlación V_{12Z}
1800	0.36
2000	0.47
2300	0.59
2400	0.61
2500	0.63
2800	0.66
3000	0.64
3200	0.63

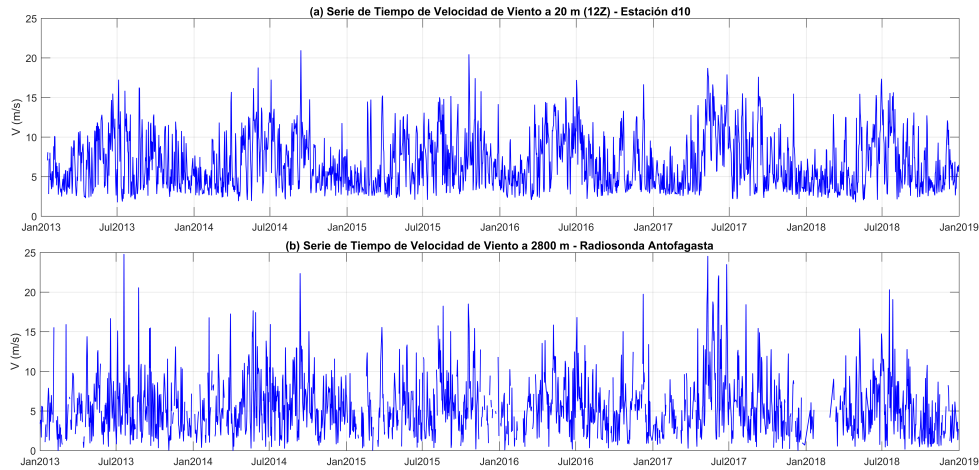


Figura 4.43: Series de tiempo de velocidad de viento para: (a) estación d10 con un dato diario utilizado a 20 m a las 12Z (b) mediciones de radiosonda de Antofagasta. Corresponde a periodo 2013-2018.

Conociendo la altura que posee la mejor correlación, se crea un índice V_{ref} para Antofagasta que consiste en proyectar la velocidad en la dirección preferente del radiosonda a 2800 m. Para ello, se elige la dirección preferente a esa altura en Antofagasta como lo muestra el histograma de la figura 4.44, que está entre 337.5° y 360° . Esta altura del radiosonda se correlaciona bastante bien con el reanálisis situado en el mismo sitio (Antofagasta) a 750 hPa, tal como se observa en la figura 4.45, en donde se comparan ambos índices V_{ref} resultando en $r = 0.92$. Ambos índices fueron creados de la misma forma, pero de base de datos distinta. Esto también sirve a modo de validación del reanálisis.

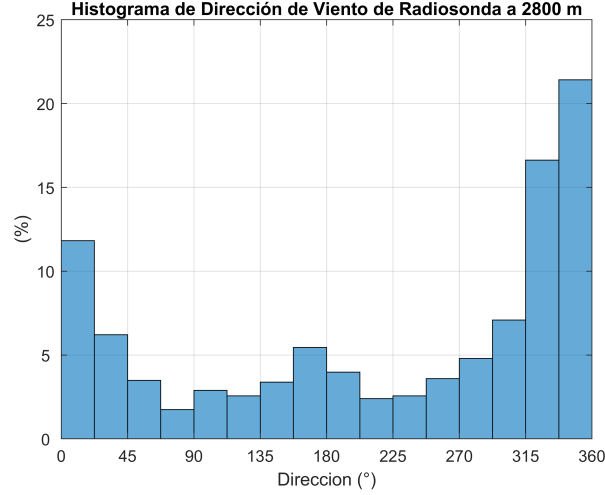


Figura 4.44: Histograma de dirección de viento a 2800 m. Corresponden a datos diarios medidos a las 12Z por el radiosonda de Antofagasta, en el periodo de 2013 a 2018.

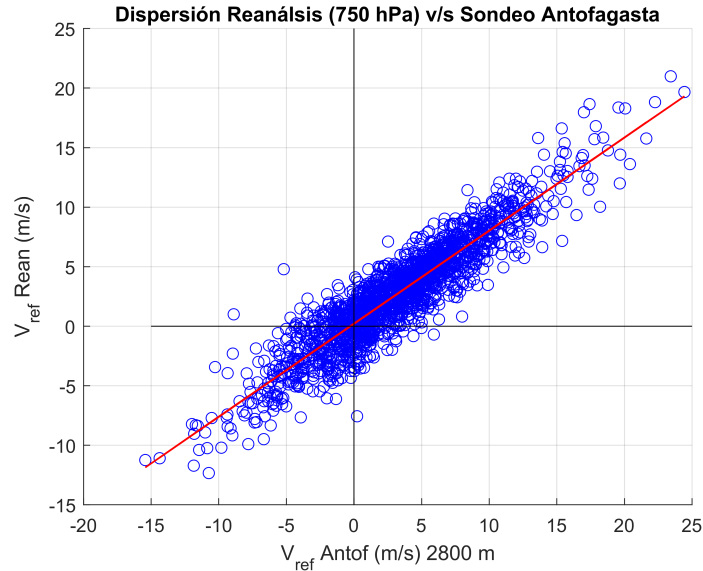


Figura 4.45: Diagrama de dispersión del índice de Antofagasta y reanálisis a 750 hPa situado justo en la zona del radiosonda. El periodo es de 2013 a 2018. La recta roja indica el ajuste de mínimos cuadrados y posee una correlación $r = 0.92$ con $\alpha = 0.05$.

Utilizando los datos a la altura de 2800 m, se construyen series de tiempo (figura 4.46) y un diagrama de dispersión entre los dos índices de Taltal (diurno y nocturno) v/s el de Antofagasta (figura 4.47). En la serie de tiempo se utiliza solo el índice nocturno, ya que es mejor para comparar debido a su mayor correlación de $r = 0.72$, contra un $r = -0.67$ utilizando el diurno, ambos con $\alpha = 0.05$. Ambas series en 4.46 coinciden bastante bien, además de que en la dispersión los puntos no se alejan demasiado de la recta. En el caso diurno se pierde algo de correlación, puesto que la medición del radiosonda a las 12Z (08:00 LT en Chile) está más cercano al horario nocturno. La idea de colocar ambos es mostrar la diferencia entre los regímenes, puesto que lo que se mide en Antofagasta está más relacionado a lo que sucede en Taltal durante la noche.

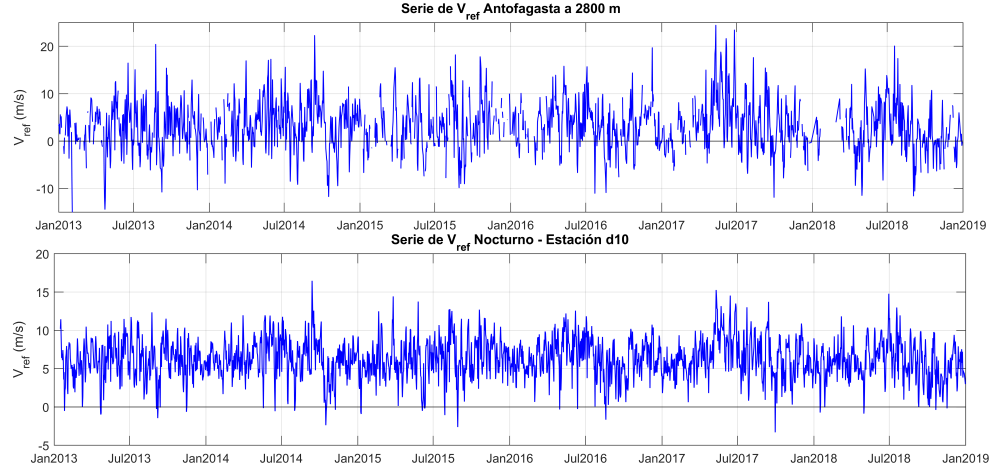


Figura 4.46: Serie de tiempo del índice de Antofagasta a 2800 m (arriba) y serie de tiempo del índice nocturno de Taltal. El periodo es de 2013 a 2018.

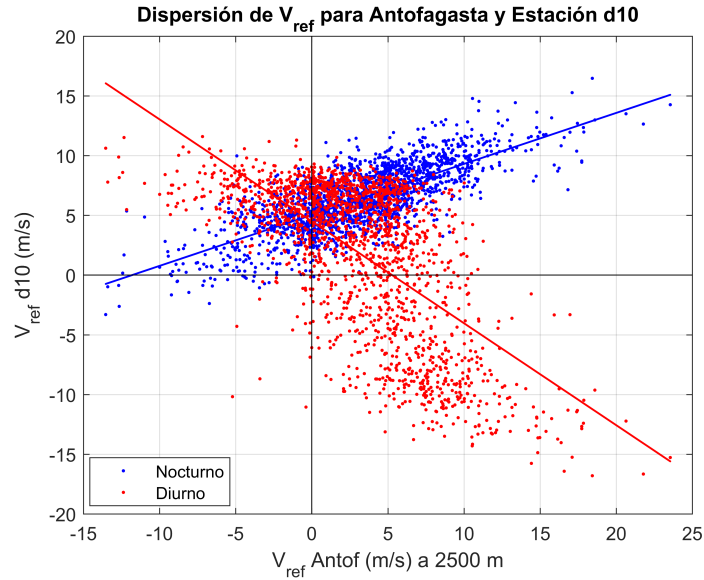


Figura 4.47: Diagrama de dispersión entre ambos índices: Antofagasta a 2800 m y V_{ref} de Taltal (diurno en rojo y nocturno en azul) con sus respectivas rectas de ajuste de mínimos cuadrados. El periodo utilizado es de 2013 a 2018.

Pasando a las otras variables, se utiliza el mismo nivel y se revisa si la correlación encontrada es significativa o no. Las variables son temperatura y humedad específica, ambas medidas a las 12Z en la estación d10. Con esto se obtiene la figura 4.48, la cual muestra que la temperatura en d10 y Antofagasta a 2800 m poseen buena correlación con $r = 0.83$, mientras que la humedad específica en la figura 4.49 es más dispersa con $r = 0.74$. Estos resultados implican que existe una relación relativamente estrecha entre lo que sucede en Antofagasta y Taltal, uno ubicado en la costa y otro en la Depresión Intermedia. Para saber si sucede lo mismo cuando se habla de eventos, los círculos rojos en las figuras 4.48 y 4.49 representan los días de evento en Taltal. Se observa que en el caso de la temperatura, los eventos en su mayoría se ubican muy cercanos a la recta, con tendencia a ser de menor temperatura ya que los puntos azules, que representan un día normal, suelen ser más cálidos. En el caso de la humedad específica, una gran cantidad de eventos se concentran en valores muy bajos de humedad, haciendo que la influencia de esta variable en los eventos no siempre esté presente. También hay que tener en cuenta el ciclo anual en las variables, en estas dos figuras no se ha removido y por lo tanto, no representan la variabilidad sinóptica como tal. Una alternativa es mostrar solo los meses MJJA, en cuyo caso la correlación aumenta levemente (no mostrado).

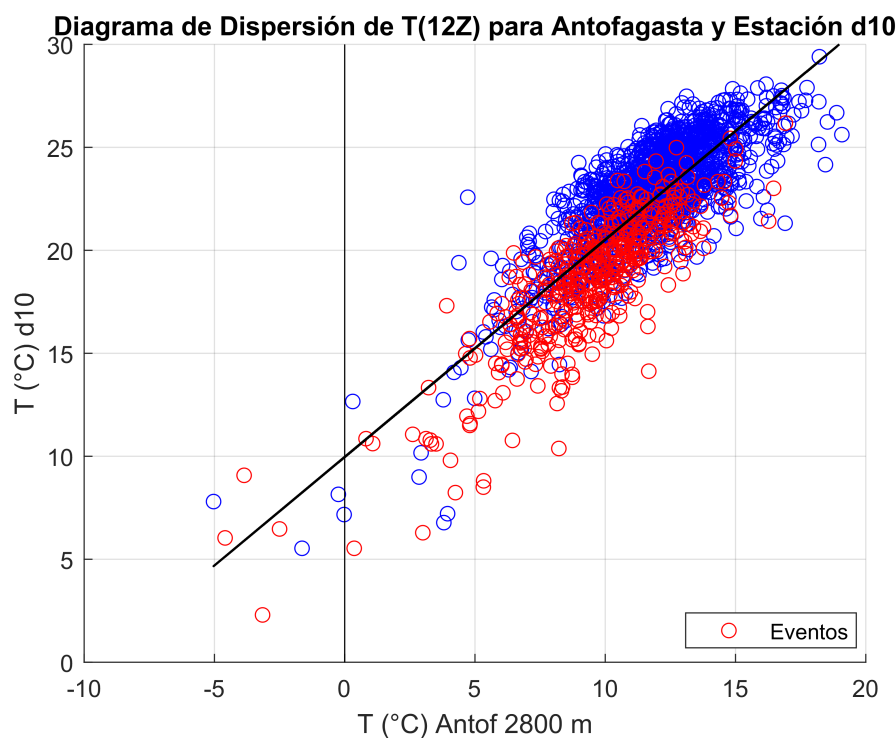


Figura 4.48: Diagrama de dispersión de temperatura entre Antofagasta a 2500 m y la estación d10. El periodo es de 2013 a 2018. La recta negra indica el ajuste de mínimos cuadrados y los círculos rojos son los días de evento en Taltal.

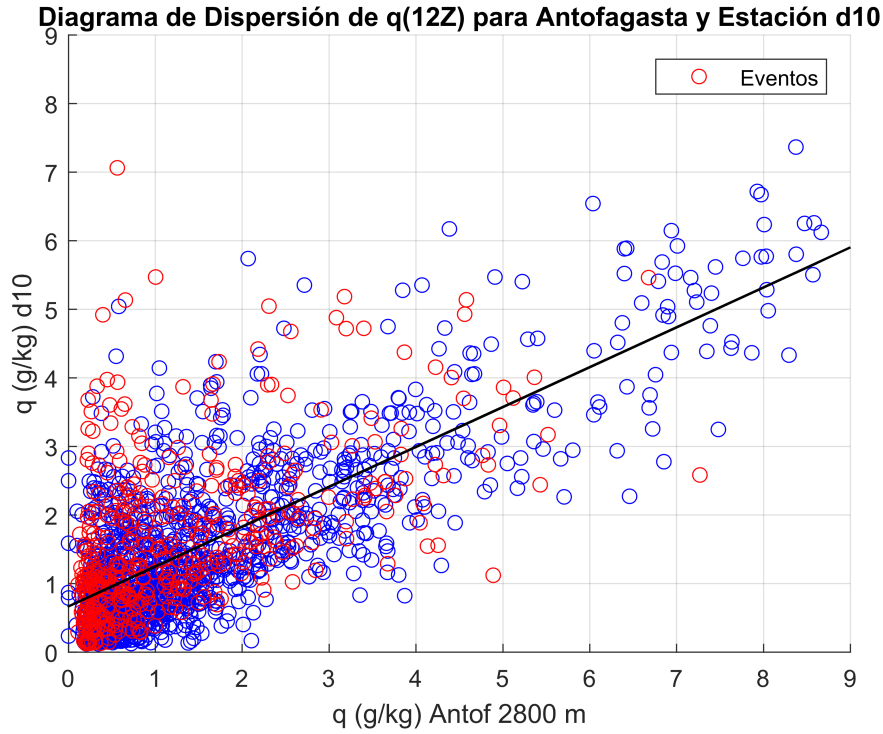


Figura 4.49: Diagrama de dispersión de humedad específica entre Antofagasta a 2500 m y la estación d10. El periodo es de 2013 a 2018. La recta negra indica el ajuste de mínimos cuadrados y los círculos rojos son los días de evento en Taltal.

4.2.5.2. Sierra Gorda

Los fenómenos sinópticos que afectan a la zona D de Taltal también poseen cierta influencia en Sierra Gorda (SG desde ahora), puesto que son zonas relativamente cercanas (revisar mapas topográficos). Para determinar la covariabilidad que existe entre ellas, se utilizan los datos de la estación b21 (figura 4.50) los cuales poseen el mismo tratamiento que los de la zona D (revisar sección 3.1.1 en metodología). Con esta base de datos, se obtiene la serie de tiempo de la figura 4.51 que permite revisar lo que mide la estación b21. Se muestran promedios horarios de velocidad de viento a 20 m y de dirección de viento a 10 m, el periodo global corresponde a los años 2010 hasta el 2015. Analizando las series, se aprecia que la velocidad de viento no presenta alteraciones significativas y es mayor en los meses de invierno y menor en los de verano. No ocurre lo mismo en el caso de la dirección, puesto que existen tramos en los que esta no coincide con la dirección preferente que son 90° y 270° , tal como se ve en el invierno del año 2010. Esto se debe a errores sistemáticos en la estación de medición. Para el análisis a continuación, estos errores no representan un problema, puesto que solo se utilizarán los años 2013 y 2014.

Es importante recordar que el régimen de viento en SG es catabático, tal como se menciona en el trabajo de Jacques-Coper et al. (2015). En dicha investigación, se indica que los máximos nocturnos en SG están asociados a anomalías de altura geopotencial a 500 hPa de suave curvatura (zonal), las que inducen modestos vientos del oeste que no alcanza a perturbar el flujo del este nocturno que se da cercano a la superficie. En el caso del régimen diurno,

los vientos se incrementan cuando dicha anomalía de altura geopotencial da como resultado una vaguada que induce un viento noroeste, similar al caso de eventos en Taltal.

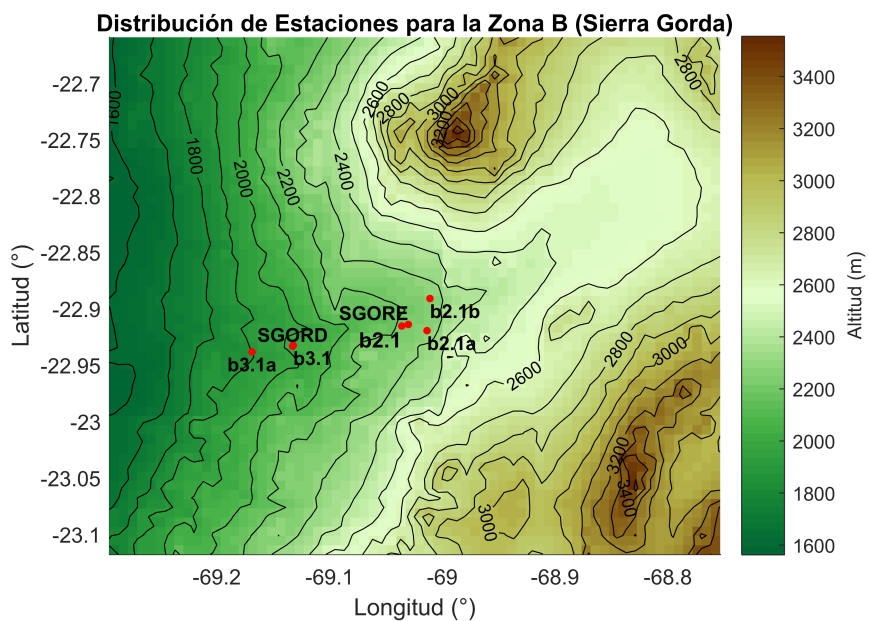


Figura 4.50: Topografía de Sierra Gorda con más detalle de la zona SGE mostrado en la sección de topografía. Se indican las estaciones de la zona junto a las dos torres de medición de 80 m SGORE y SGORD. Los colores muestran la elevación del terreno y los contornos están cada 100 m.

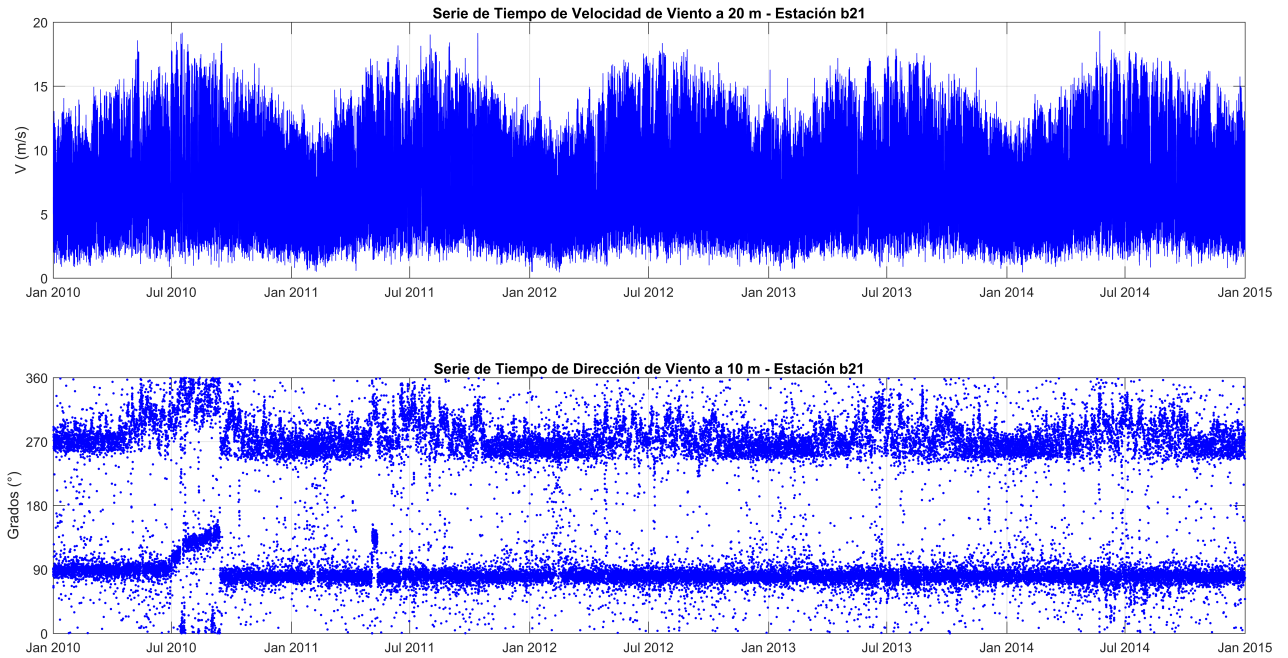


Figura 4.51: Series de tiempo globales de velocidad a 20 m y dirección de viento a 10 m. Estación b21 de Sierra Gorda. El periodo corresponde del 2010 hasta el 2015, con un dato por hora. Notar los errores de medición que existen alrededor de julio de 2010 y en otros periodos.

Aunque el régimen nocturno de SG no coincida con el perfil de antievento en Taltal, el régimen diurno sí lo hace con el de evento en Taltal, es por ello que es de interés revisar si existe algún tipo de complementariedad entre ambas zonas. Para realizar las comparaciones, se elige un año que ambas estaciones d10 y b21 tengan en común como lo es el 2014, y se procesan los datos de SG construyendo los mismos índices diurno y nocturno que se utilizaron en el trabajo de Jacques-Coper et. al. (2015). La figura 4.52 muestra dos series de tiempo: la primera corresponde a los dos índices de Sierra Gorda y la segunda es la misma pero filtrado por serie de Fourier para MJJA de 2014, que son las versiones que se utilizaron para hacer la comparación.

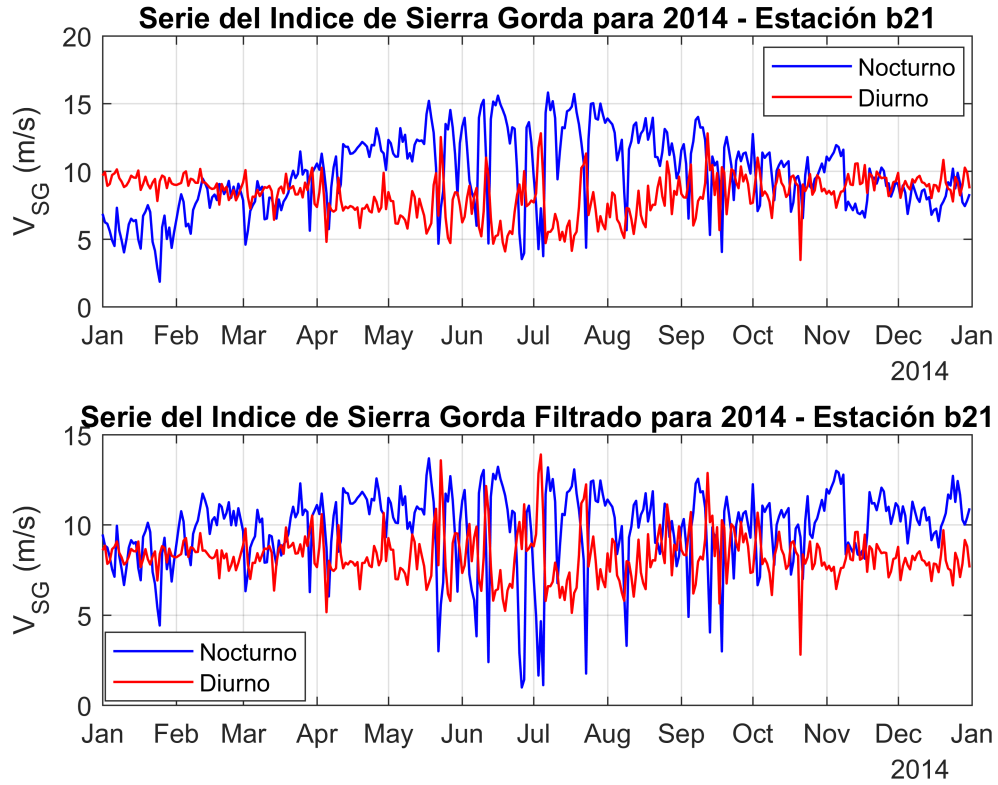


Figura 4.52: Series de tiempo de los índices relacionados a SG en la estación b21 para el año 2014. El índice diurno corresponde al rojo y el nocturno al azul. La figura de arriba corresponde a las series sin ningún procesamiento, mientras que a la de abajo se le ha removido el ciclo anual con series de Fourier.

Teniendo los índices de SG y Taltal, se grafican juntos en la figura 4.53. Según lo descrito anteriormente, los índices podrían tener algún tipo de relación, sobre todo el diurno en SG y el nocturno en Taltal por las condiciones sinópticas. Sin embargo, a pesar de que en cierto aspecto las series se ven similares, la correlación resultante es $r = 0.37$, la cual no es muy significativa. La figura 4.54 muestra las dispersiones entre todas las combinaciones de los índices de las dos zonas para MJJAS global. En estos paneles, la correlación más alta es alcanzada por ambos índices diurnos de Taltal y Sierra Gorda en (d) con $r = -0.42$, lo cual coincide con la hipótesis de las relaciones opuestas, puesto que posee un $r < 0$. Sin embargo, el panel (d) muestra que la relación entre ambas variables no es lineal. Todo esto indica que a pesar de la similitud en la sinóptica y en la serie de tiempo del índice, existen factores propios de cada zona que determinan los máximos de viento. En el caso de SG, se debe a una condición de altura geopotencial cuasi-zonal, la presencia de vientos catabáticos y el ciclo diurno imperante.

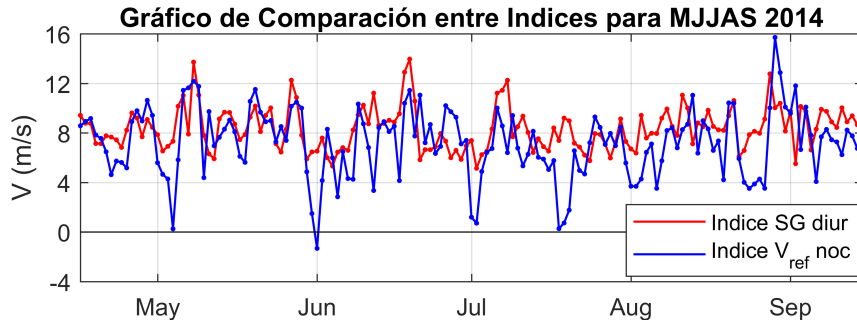


Figura 4.53: Series de tiempo de los índices nocturno en Taltal y diurno en Sierra Gorda para las estaciones d10 y b21 respectivamente. El periodo utilizado corresponde al invierno extendido (MJJAS) del 2014.

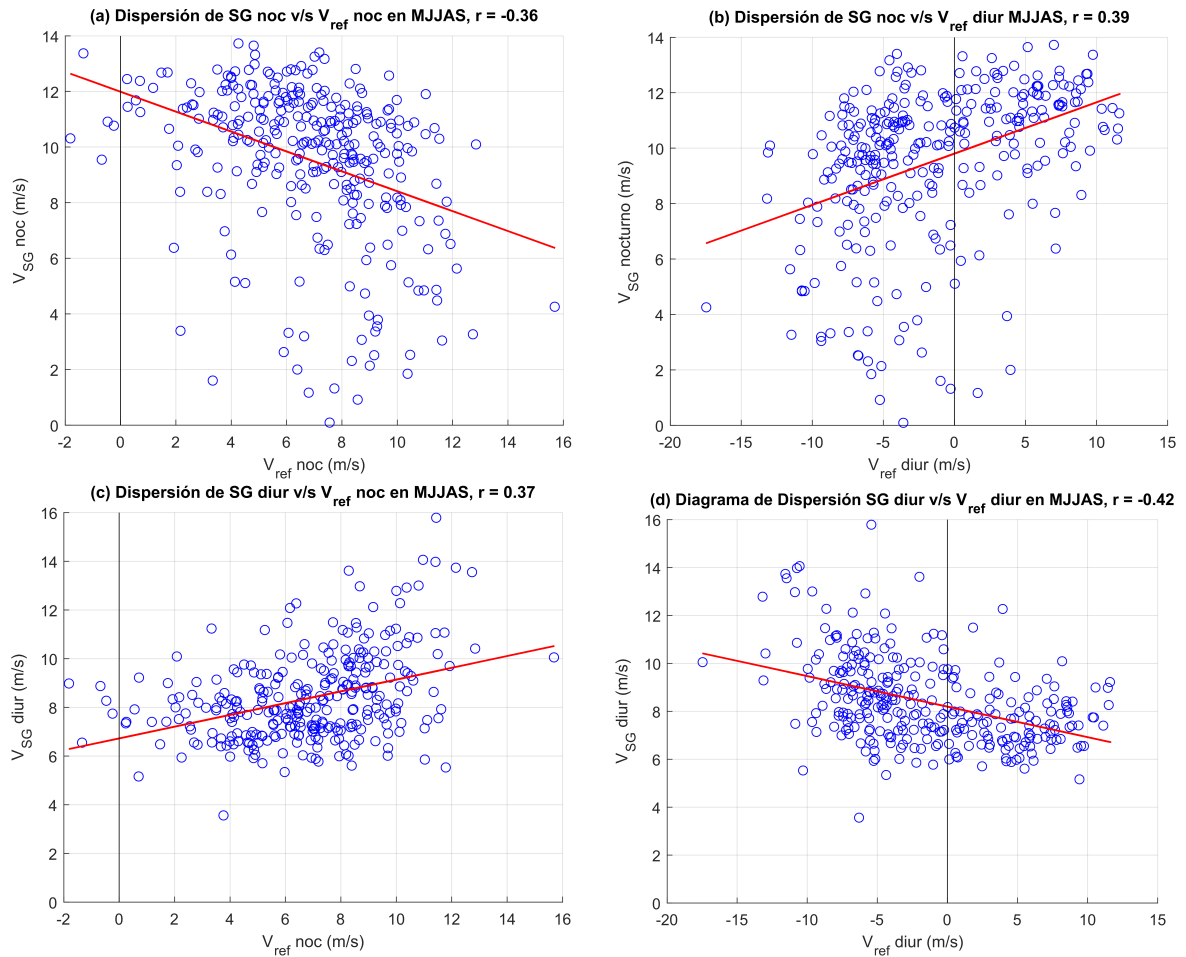


Figura 4.54: Diagramas de dispersión considerando las combinaciones de índices de Taltal y Sierra Gorda, diurnos y nocturnos. El periodo utilizado en todos los casos es del 2013 al 2014, durante los meses MJJAS. La recta roja indica el mejor ajuste de mínimos cuadrados para los datos.

4.2.6. Influencia en la producción de energía eólica

En este apartado se analiza cómo influyen los eventos en la energía que se registra en el parque eólico (PE) Taltal. Para ello, primero se muestra la serie de tiempo de la energía a nivel diario (figura 4.55) para todo el periodo en que estuvo en funcionamiento (fines del 2014 hasta 2020) y luego para el año 2017 junto al índice ΔV_{ref} . En esta figura se aprecia el periodo donde inicia la generación que es a fines de 2014 y el año en que la energía comienza a estabilizarse, que es en el año 2016. Por otro lado, la energía en el año 2017 se ve que calza bastante bien con el índice de Taltal, obteniendo una correlación $r = 0.87$ para ese mismo año. Esto indica que los eventos de Taltal que se han estudiado representan fielmente la energía que se genera a nivel diario, puesto que los eventos se ajustan bien con los máximos de energía en el PE Taltal.

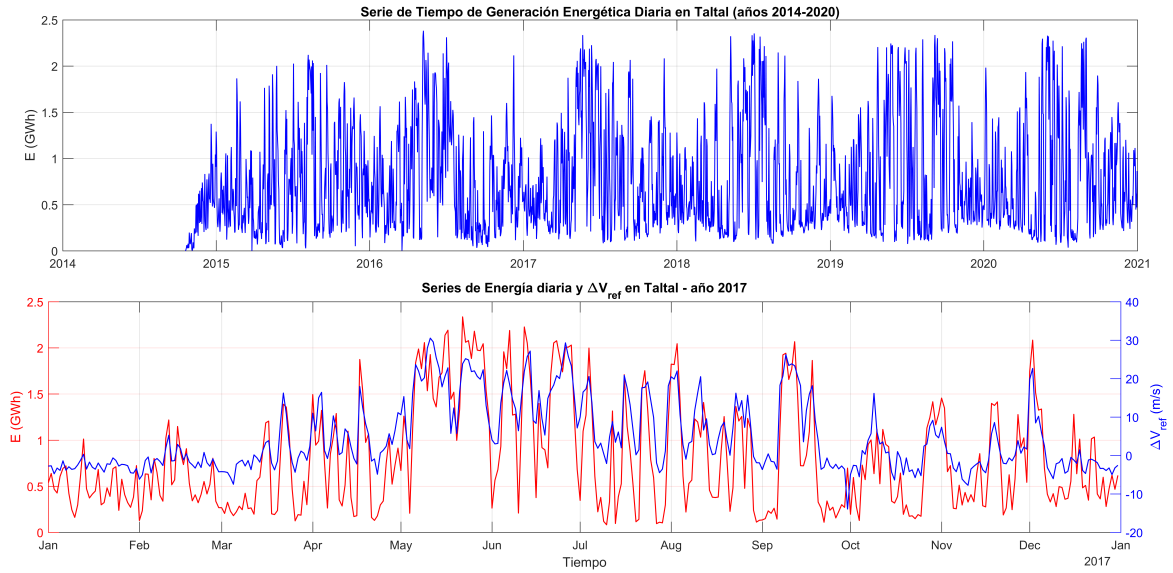


Figura 4.55: Series de tiempo para la generación diaria en el PE Taltal en GWh. Arriba la serie global, que va desde el 2014 al 2020, y abajo solo para el año 2017 junto al índice de Taltal ΔV_{ref} .

Por otro lado, aprovechando la buena correlación entre estas dos variables, es posible estimar el porcentaje de energía que representan los eventos año a año. La tabla 4.8 muestra el porcentaje desde el año 2015 hasta 2018, en donde se muestra que los eventos representan entre el 40 % y 50 % de la energía total en un año, lo cual implicaría que en prácticamente 4 meses (MJJA) se genera un poco menos de la mitad de la energía en un año, considerando que entre los 4 años solo el 22 % de los días corresponden a eventos.

Aun teniendo una buena correlación entre la energía promedio y el índice de viento, es útil conocer lo que sucede con la energía a nivel horario, ya que es más eficiente que el viento se mantenga intenso la mayor cantidad de horas posibles para que genere a su máxima capacidad. Utilizando la relación del perfil de viento logarítmico visto en la metodología, se obtiene la figura 4.56, la cual muestra la velocidad a 100 m sobre el nivel del suelo en la estación d10 y la energía generada por el PE, ambos a nivel horario. Aquí se puede apreciar que cuando se pasa a nivel horario, se pierde algo de correlación entre ambas variables ($r = 0.76$ en MJJA del 2018), a pesar de que los máximos de viento siguen estando ubicados en los máximos de

Tabla 4.8: Energía producida en el PE Taltal por año, se muestra la estimación de lo que se genera por los eventos y total anual. Se adjuntan los datos desde el 2015 hasta 2018 y se utiliza la estación d10.

Años	2015	2016	2017	2018
N° Eventos	72	86	94	68
Energía de eventos (GW)	104	130	147	116
Energía anual (GW)	267	286	297	268
% Energía eventos	39	46	50	43

energía. Esto se debe a que la variabilidad de velocidad es mayor si se ve de forma horaria, puesto que da cuenta de su régimen diurno en el que disminuye la velocidad comparado al nocturno.

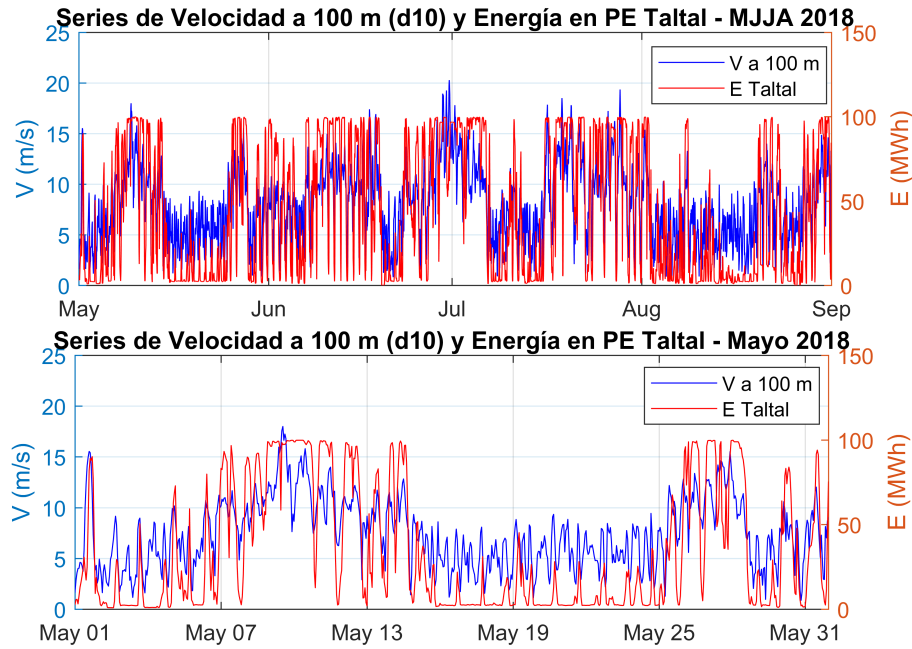


Figura 4.56: Series de tiempo para la generación horaria en el PE Taltal (MWh) y para la velocidad horaria a 100 m sobre el suelo (ms^{-1}), utilizando un perfil logarítmico en la estación d10. El panel de arriba muestra el periodo MJJA del 2018, mientras que el de abajo solo el mes de mayo del mismo periodo.

Para comprobar la influencia de los eventos de Taltal en la energía a nivel horario, se toma el promedio diario de la energía y se realiza un histograma a nivel global (figura 4.57). Teniendo la distribución, se define el umbral de generación promedio diaria como $\bar{E} \geq 70$ MWh, que es donde empieza la distribución asociada a eventos. Considerando este último umbral y el de ΔV_{ref} a 100 m (altura promedio de los aerogeneradores), se obtiene el diagrama de dispersión a la derecha para el 2017 a 2018, periodo que posee datos en común y que no tienen restricciones operacionales. Los puntos que están en color rojo son los días que cumplen la condición de generación máxima o $\bar{E} \geq 70$, mientras que los azules son días de generación bajo el umbral o días normales. Como todos los puntos rojos caen dentro del cua-

drante que forman ambos umbrales, se concluye que prácticamente todos los días en que la generación es máxima, ocurre un evento de Taltal, dando muy poco margen a otro fenómeno. A pesar de esto, en la figura se ve que no todos los eventos de viento intenso inducen una alta generación, como en el caso de todos los puntos azules con $\Delta V_{ref} \geq 10$. Esto implica que en ciertos momentos la energía no responde al viento intenso, que en parte se puede explicar por restricciones operacionales en el PE, tales como: ajustes de puesta en operación o vertimiento forzado de energía.

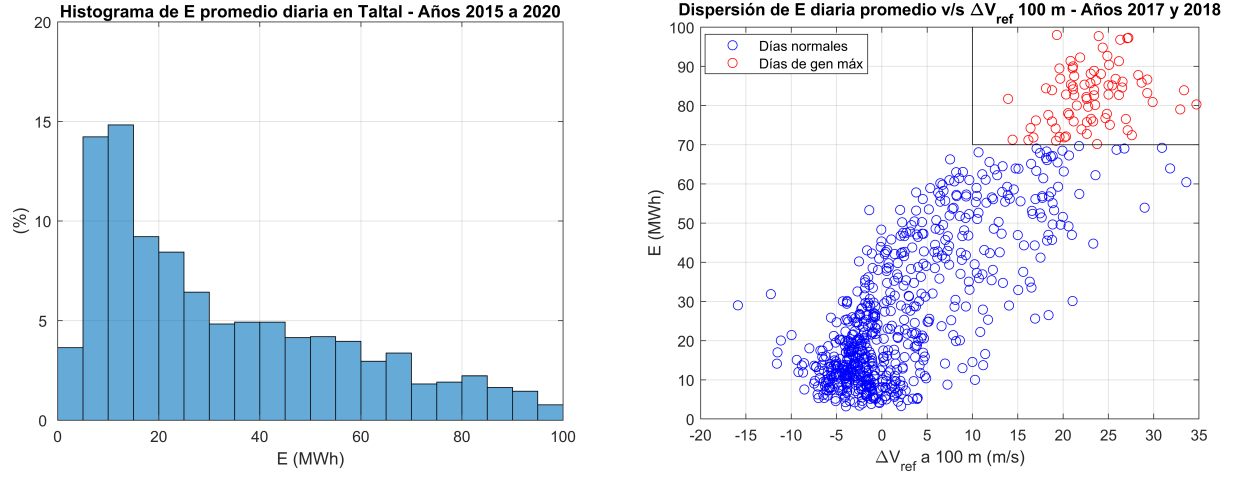


Figura 4.57: En el panel de la izquierda se muestra el histograma de energía diaria promedio generada en el PE Taltal entre los años 2015 a 2020. En el panel de la derecha se enseña el diagrama de dispersión entre la energía diaria promedio y el índice ΔV_{ref} a 100 m. Los puntos rojos indican los días de generación máxima (definidos por el umbral) y los azules los días normales. El cuadrante negro arriba a la derecha representa la intersección de los dos umbrales, el de evento $\Delta V_{ref} \geq 10 \text{ ms}^{-1}$ y el de energía $\bar{E} \geq 70 \text{ MWh}$.

Con respecto a lo anterior, la figura 4.58 muestra la distribución de energía asociada solo a eventos de Taltal. En este caso el umbral de generación máxima se ubicaría entre los 40-45 MWh, por lo que sería un umbral más bajo y por ende la distribución en la figura 4.57 tendría más puntos rojos. Sin embargo, este umbral dejaría muchos días de alta generación con poco viento, por lo que no terminaría de cerrar bien la teoría. Todo esto resulta en que la posición del umbral no está completamente definida y que la energía está sujeta a varios factores que ensucian el análisis.

Histograma de E diaria promedio en Taltal para Eventos - Años 2015 a 2020

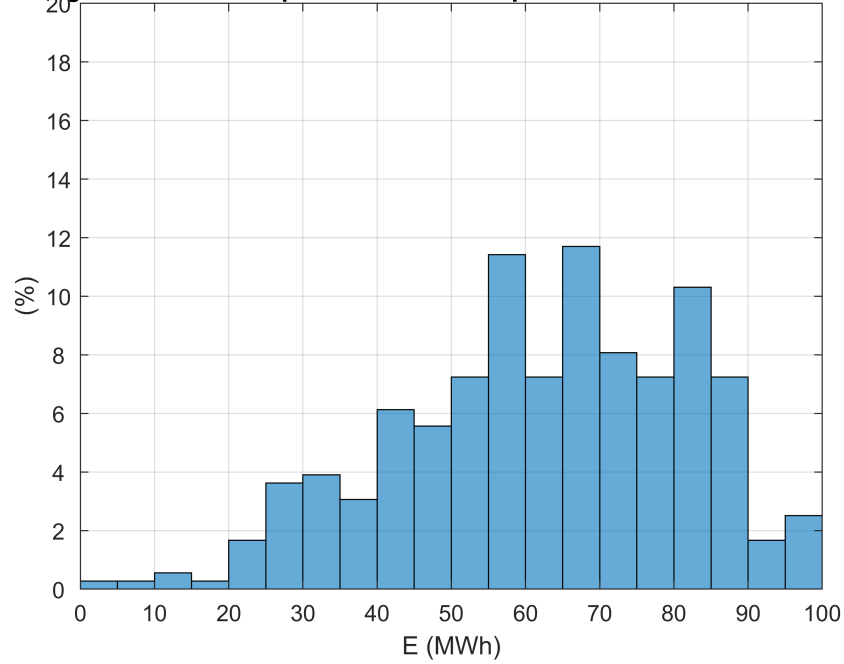


Figura 4.58: Histograma de energía diaria promedio generada en el PE Taltal asociado a eventos ($\Delta V_{ref} \geq 10 \text{ m s}^{-1}$) entre los años 2015 a 2020.

A modo de comparación entre zonas con respecto a su generación, la figura 4.59 muestra las series de tiempo de energía horaria de Taltal y Sierra Gorda para el mes de mayo de 2018, dividida por la capacidad instalada en cada sitio. En esta imagen, se aprecian las diferencias entre los dos regímenes de viento, puesto que cada uno tiene su propio mecanismo de generación. En el caso de Taltal, la energía se incrementa con la presencia de eventos y se mantendrá alta mientras más días dure un episodio. Mientras que en Sierra Gorda, la generación se da en horas de la noche principalmente, que es donde se incrementa la magnitud del viento. El hecho de que en Sierra Gorda la producción de energía oscile fuertemente durante la transición del régimen diurno al nocturno y viceversa, se traduce en desafíos importantes para la gestión del sistema eléctrico.

Comparación de E horaria entre PE Taltal y Sierra Gorda - Mayo de 2018

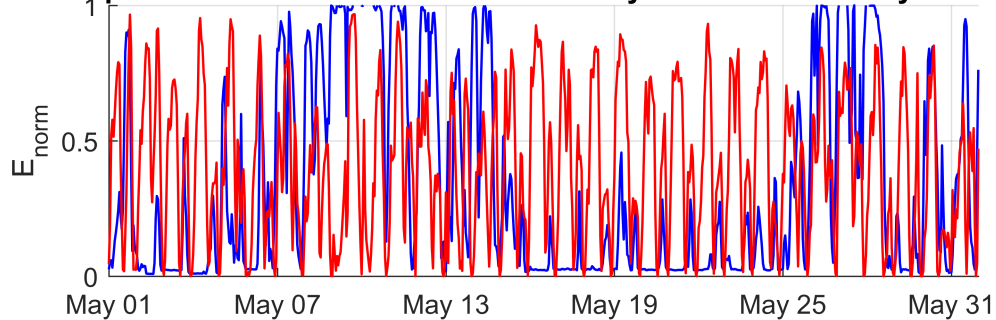


Figura 4.59: Series de tiempo de energía horaria generada en los parques eólicos Taltal (azul) y Sierra Gorda (rojo), dividida por la capacidad máxima de cada parque (99 y 112 MW respectivamente) para el mes de mayo de 2018.

Capítulo 5

Discusión y conclusiones

En la presente tesis se caracterizaron los vientos de la zona de Taltal y se describieron los principales mecanismos que explican su variabilidad. El primer paso fue documentar la climatología de los datos meteorológicos que ofrecen las estaciones de la zona D. Las fichas climatológicas de la figura 4.1 ofrecen un resumen del comportamiento de las variables en su ciclo diario y anual, las cuales a su vez demostraron con mayor énfasis la existencia de viento intenso en Taltal, retomando las investigaciones que hacían alusión a la zona, tales como en Santana et al. (2014) y Muñoz et al. (2018), que ya habían identificado este *hot spot* de viento en la región. De la climatología (figura 4.1) se desprende que existe una alta y sostenida velocidad de viento, la cual se manifiesta en horario nocturno con máximo en el mediodía, posee dirección noreste e intensidad promedio entre 8 y 9 ms^{-1} . Por otro lado, el resto de las variables como temperatura y humedad no se correlacionan fuertemente al incremento de viento o entregan poca información para el propósito del estudio, por lo que se dejarán de lado hasta llegar a los compuestos.

Otro procedimiento que dio origen a la investigación fue el análisis de las series de tiempo como en la figura 4.5. En las series de velocidad y dirección de viento se mostró cómo los eventos se mantenían durante uno o más días, conservando la dirección nocturna e incrementando mucho más la velocidad de viento comparado a un día normal. Las series de tiempo también muestran una amplia variabilidad, en donde es complejo determinar cuándo se está en presencia de un evento de viento intenso en Taltal, como por ejemplo en la figura 5.1, la cual que posee crestas y valles muy cercanos unos de otros. Para ello se definió el índice ΔV_{ref} que permite filtrar los días de viento intenso y definir lo que se conoce como un evento. Esta metodología empleada, además de definir los eventos, permitió abordar el fenómeno desde un punto de vista sinóptico y para ello se necesitaba un índice que varíe con los días como se ve en la figura 4.6.

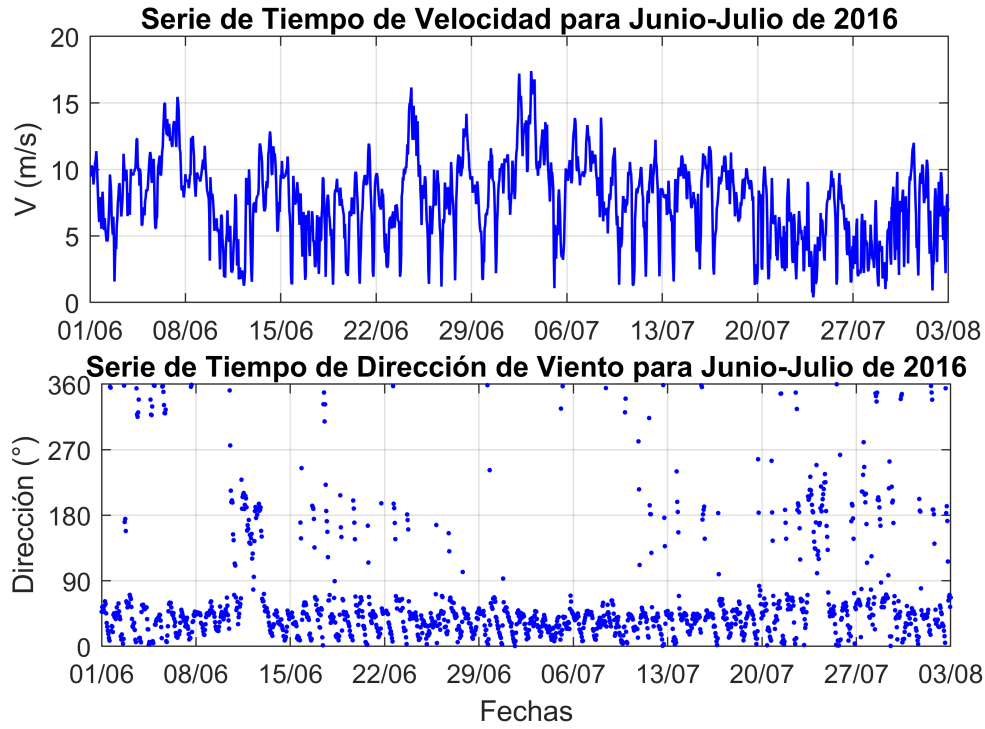


Figura 5.1: Series de tiempo de velocidad (arriba) y dirección de viento (abajo). Estas variables pertenecen a la estación d10 y el periodo mostrado es junio-julio y parte de agosto de 2016. Los datos son promedios horarios y no se ha eliminado el ciclo anual y diurno.

La estadística del índice ΔV_{ref} muestra que los eventos ocurren preferentemente en los meses MJJA con un 71 % del total en el periodo 2013-2018, siendo el mes de mayo el más activo ya que el 49 % de los días de este mes son eventos. Como se mencionó en el capítulo de resultados, mayo resalta por ser el último mes meteorológico del otoño en el hemisferio sur, produciendo cambios en las zonas de afectación y cantidad de vaguadas que llegan, lo que explica la gran cantidad de eventos que posee. Con respecto a los episodios, el hecho de que la mayoría sean de un solo día implica que existen periodos con mucha variabilidad, en donde el índice crece y decrece sin mantenerse más de un día en una condición (evento o antievento). En cuanto a su generación no hay mucha claridad, solo se ha observado en algunos casos que los episodios cortos están asociados a vaguadas menos profundas y que apenas alcanzan la latitud de la zona. En el caso de los episodios que exceden la escala sinóptica (mayor a 5 días de duración), lo que se ha observado por inspección de los mapas sinópticos es que los episodios largos se formarían por una vaguada profunda o de onda larga combinada con una BS. Se llegó a esta conclusión al revisar los 3 episodios más extensos (11, 13 y 15 días de duración), pero la explicación detallada sobre los episodios largos en otro estudio. En general, mientras se mantenga el viento del norte a 750 hPa (como indican los compuestos en la figura 4.19) los eventos se seguirán generando.

En el apartado 4.2.1.1 de torres multinivel, los datos de la estación d09T1 muestran el incremento considerable de velocidad que existe entre un evento y antievento, además de las diferencias entre día y noche. Sin embargo, lo principal es la variación en altura y se puede ver que en un antievento la velocidad se mantiene casi constante con la altura, mientras que en un evento el viento puede incrementarse hasta 4 ms^{-1} en el caso nocturno. Por otro lado, el perfil vertical con datos de reanálisis (figura 4.15) no distingue en demasía entre el régi-

men diurno y nocturno tanto en el caso de la temperatura como en la velocidad de viento. Las incoherencias que entregan los perfiles de reanálisis se deben a las diferencias entre una altura y otra aumentando las posibilidades de error, además de que el reanálisis no es tan confiable en altura en la zona D. A pesar de que los perfiles del reanálisis se vean defectuosos, el nivel de 750 hPa se ajusta bastante bien a los datos y al índice de Taltal, por lo que sí es utilizable según se mostró en la metodología (sección 3.2.3). Al combinar ambas fuentes de datos (reanálisis y estaciones) se puede apreciar la discrepancia entre ellos, por lo que se hace notar la ausencia de una modelación con una mejor resolución espacial, que sea capaz de simular varios niveles de altura y que tome en cuenta la topografía de la zona D.

En el caso de los compuestos, los dos niveles analizados en los mapas longitud-latitud señalan la presencia de una vaguada frente a la costa chilena independiente del mes del año, con la zona de pre-vaguada ubicada justamente en la zona de estudio (donde se ubica la X en la figura 4.19) en el caso de los meses MJJA. La pre-vaguada es la zona de mayor advección de vorticidad y por ende, la que genera el ascenso que se vislumbra en la figura 4.21 (e) y el enfriamiento en la figura 4.25 (a). La vaguada a 500 hPa en el mes de transición (abril) presenta un desfase con respecto a los meses MJJA, mientras que en el caso de verano el contorno de geopotencial que genera la vaguada se separa del resto. A pesar de estas diferencias, el origen y estructura de eventos en todos los periodos no muestra mayor cambio, puesto que es más representativo el nivel de 750 hPa en el que prácticamente no hay muchas diferencias entre los distintos meses. Los compuestos a 750 hPa en la figura 4.20 muestran de mejor manera el efecto de rotación del viento debido al bloqueo orográfico, por lo que el concepto del jet de barrera aparece como relevante.

En cuanto a los eventos en DEF, el origen de la vaguada se parece mucho más al de una BS en su proceso de génesis, mientras que al sur de la vaguada a la altura de los 50°S se forma una dorsal, similar a lo que ocurre en Chile central cuando una BS se combina con una vaguada costera. Ligado a las BSs, de la sección 4.2.3 se desprende que no todas las BSs están necesariamente relacionadas a los eventos de Taltal, puesto que son pocas las fechas en que coinciden ambos sucesos aunque solo hay 2 años de datos disponibles. Para que una BS efectivamente logre generar un evento es necesario que penetre hasta la tropósfera media/-baja. Por ejemplo, en el caso del aluvión del 24 de marzo de 2015 analizado en la sección 4.2.4.1, el índice ΔV_{ref} superó el umbral en esta fecha y calzó con el desarrollo de la BS.

Al revisar los cortes longitud-altura en la figura 4.21 se verifica el jet de barrera sobre todo en el panel (c), que es donde se aprecia el máximo de velocidad meridional. Este se da en la ladera oeste de la cordillera de los Andes y a una altura similar a la de Domeyko (aprox. 3000 m). Por otro lado, el estudio del número de Froude en la sección 4.2.2.3 permitió corroborar la relación que tiene el viento zonal U que viene de los subtrópicos con el viento meridional V en la zona de Taltal utilizando el reanálisis, mostrando una correlación negativa entre ambos por la existencia del bloqueo en el caso del viento U y un incremento de V en la zona D, siendo consistente con la hipótesis del jet de barrera como la principal forzante de los vientos intensos de Taltal. Este resultado refuerza las teorías que presentaban trabajos anteriores como los de Barret et. al. (2009) y Scaff et. al. (2017) acerca del jet de barrera, que solo mencionan el fenómeno en cuestión y no es el foco en ambos estudios.

De todos los capítulos de la sección de resultados, uno de los más ilustrativos es el 4.2.4 que

habla sobre dos casos particulares. Uno de ellos corresponde a una vaguada común ocurrida en los meses MJJA y la otra a una BS que comenzó el 21 de marzo del 2015, que coincide con el aluvión del norte de Chile que ocurrió en el mismo periodo. Lo primero que se debe aclarar es que existe un desfase entre las fechas de evento y lo que muestran los mapas, lo que se debe a que a los datos de reanálisis se les aplicó un desfase para ser consistente con las correlaciones obtenidas al hacer la estadística del índice de Taltal, puesto que el índice V_{ref} nocturno se correlaciona mejor con el V_{ref} diurno del día anterior. Teniendo esto en cuenta, se desprende de esta sección que si se analizan uno a uno los distintos episodios es posible observar lo que se obtuvo en los compuestos, es decir, la presencia de una vaguada en los 500 hPa o bien una BS en los 200 o 300 hPa. En el caso de que la vaguada no sea tan evidente, siempre es posible recurrir al nivel de 750 hPa para revisar la circulación cercana a la zona D (lo mismo en el caso de una BS que pueda penetrar hasta este nivel). Aunque no siempre se da el caso, es posible observar condiciones de antieventos en los pre y post episodios, pero esto se da principalmente cuando el episodio no tiene un índice ΔV_{ref} tan variable a lo largo de los días. Esto en la práctica implica que luego del término de la vaguada, se posiciona una dorsal frente a la costa chilena y por definición termina siendo contraria a la generación de eventos en Taltal.

Al comparar los regímenes de viento de Taltal y Antofagasta, se llegó a la conclusión de que ambas zonas están relacionadas en cierta medida. Lo primero que se conoció fue la altura de mayor correlación entre ambas velocidades, que corresponde a 2800 m sobre el nivel del mar. Si bien el nivel de 750 hPa que se ha estado utilizando muchas veces en esta tesis está más cercano a los 2500 m (altura que posee una correlación un poco más baja según la tabla 4.7), la altura de mayor correlación no está tan alejada del nivel de 750 hPa, por lo que es comparable. Por otro lado, la dirección preferente que indica el radiosonda a 2800 m está entre los 315 y 360°, por lo que el viento es noroeste y coincide con la dirección que posee el viento en una vaguada frente a la costa chilena al norte de los 30°S. La creación del índice V_{ref} para el radiosonda permitió realizar comparaciones con los dos regímenes de Taltal, cuyos resultados muestran un mejor desempeño en el horario nocturno, además de que en este régimen ambos índices crecen proporcionalmente. En cuanto a la temperatura y humedad, en ambas se obtuvo una buena correlación entre lo que mide la estación d10 y el radiosonda a 2800 m en Antofagasta. Sin embargo, la buena correlación con la humedad no implica que todos los eventos conlleven un aumento de la humedad específica, sino que ambas zonas tienen un comportamiento similar. Ya se ha observado en figuras anteriores (como la 4.12) que la humedad específica no siempre aumenta cuando el viento en Taltal se incrementa.

La comparación realizada entre Taltal y Sierra Gorda (SG) radica en el hecho de que la condición sinóptica de evento en Taltal está relacionada a una vaguada, mientras que en SG la misma condición es para el mínimo nocturno o máximo diurno, por lo que terminan siendo opuestos. Sin embargo, los resultados indican que no es muy conveniente hablar de complementariedad, puesto que las zonas comparadas poseen regímenes de viento distintos: en el caso de SG se tiene un ciclo diario más marcado que en el régimen de Taltal, que es prácticamente inexistente en el momento en que se genera un evento (la dirección de viento se mantiene entre los 0 y 90°). La baja correlación entre ambas zonas también puede explicarse por la diferencia entre las metodologías de los índices, pero es probable que los resultados no varíen en demasía, puesto que cada zona tiene una forma especial de abordarse. Esto resulta mucho más evidente al momento de comparar las energías de los PE en la figura 4.59 donde en vez de ser opuestas, tienden a acompañar el régimen de viento de su respectiva zona,

que es catabático en el caso de SG y dependiente de la configuración sinóptica en el caso de Taltal. Hasta el momento no existen trabajos que comparen ambas zonas de estudio, pero queda pendiente explorar nuevas metodologías que encuentren más puntos en común, tanto para el interés científico como energético.

Relacionado a la energía, el análisis da cuenta de la estrecha relación entre la velocidad que se mide en las estaciones de la zona D y el PE que está ubicado al centro de la red de estaciones. Además, tal como se mostró en las torres de medición, la velocidad crece con la altura por lo que la medición a 108 m sirve a modo de referencia e incluso en un futuro, de predicción de eventos o periodos de alta generación. Hay que tener en cuenta que a nivel horario la generación en Taltal ya no es 100 % estable incluso dentro de un evento, puesto que en la realidad el viento tiene un ciclo diario (no tan pronunciado como en SG) y por lo tanto se ve reflejado en la generación.

El presente estudio es uno de los primeros acercamientos a los factores meteorológicos de la zona de Taltal para su aprovechamiento en la generación eólica. Se aporta una caracterización de los vientos y un análisis de los mecanismos físicos que los generan, dando paso a futuras investigaciones que profundicen algunos de los puntos que no fueron del todo abarcados, como en el caso de las torres multinivel y la modelación en WRF. También sería posible investigar cómo cambian los vientos en una escala estacional e interanual, puesto que las estaciones meteorológicas siguen en funcionamiento hasta el día de hoy y sería importante tener algún método de pronóstico de eventos a corto plazo. También queda pendiente analizar qué sucede exactamente con los episodios de larga duración, aquellos que se escapan de la escala sinóptica. Por otro lado, como los eventos dependen de la llegada de vaguadas, es posible investigar cómo afecta la poca cantidad de sistemas de baja presión que llegan a la zona central de Chile y si repercute en la generación.

Bibliografía

- Astudillo, V. (2017). *Proyecto: Medición del Recurso Eólico y Solar* (Decreto Exento del Ministerio de Energía N°348). Universidad de Chile.
- Barahona, C. E. (2016). *Precipitación asociada a bajas segregadas en el Hemisferio Sur* (Tesis de magíster). Universidad de Chile.
- Barrett, B. S., Campos, D. A., Veloso, J. V., y Rondanelli, R. (2016). Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(9), 4563–4580.
- Bozkurt, D., Rondanelli, R., Garreaud, R., y Arriagada, A. (2016). Impact of Warmer Eastern Tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama Floods. *Monthly Weather Review*, 144(11), 4441–4460.
- Cereceda, P., Larrain, H., Osses, P., Farías, M., y Egaña, I. (2008, 3). The climate of the coast and fog zone in the Tarapacá Region, Atacama Desert, Chile. *Atmospheric Research*, 87(3-4), 301–311.
- Emeis, S. (2012). *Wind Energy Meteorology*. New York, Estados Unidos: Springer Publishing.
- Figuerola, C. (2021). *En taltal se construirá el parque eólico más grande de latinoamérica*. <https://codexverde.cl/en-taltal-se-construira-el-mayor-parque-eolico-de-latinoamerica/>.
- Fuenzalida, H., Sánchez, R., y Garreaud, R. D. (2005). A climatology of cutoff lows in the southern hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 110(D18).
- Garreaud, R., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H., y Veloso-Aguila, D. (2019). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439.
- Garreaud, R., Molina, A., y Farías, M. (2010). Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 39–50.
- Garreaud, R., y Rutllant, J. (2003). Coastal Lows along the Subtropical West Coast of South America: Numerical Simulation of a Typical Case. *Monthly Weather Review*, 131, 891–.
- Garreaud, R., Vuille, M., y Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), 5–22.
- Gibson, P. B., y Cullen, N. J. (2015). Regional Variability in New Zealand’s Wind Resource Linked to Synoptic-Scale Circulation: Implications for Generation Reliability. *Journal*

- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-ocean Dynamics*. Países Bajos: Amsterdam University Press.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., y Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049.
- Holton, J. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology, Volume 88 (International Geophysics)* (4.^a ed.). Academic Press.
- Jacques-Coper, M., Falvey, M., y Muñoz, R. C. (2014). Inter-daily variability of a strong thermally-driven wind system over the Atacama Desert of South America: synoptic forcing and short-term predictability using the GFS global model. *Theoretical and Applied Climatology*, 121(1-2), 211–223.
- Kentarchos, A. S., y Davies, T. D. (1998). A climatology of cut-off lows at 200 hpa in the northern hemisphere, 1990–1994. *International Journal of Climatology*, 18(4), 379–390.
- McCauley, M., y Sturman, A. (1999). A Study of Orographic Blocking and Barrier Wind Development Upstream of the Southern Alps, New Zealand. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 70, 121–131.
- Ministerio de Energía. (2022). *Transición Energética de Chile: Política Energética de Chile (actualización 2022)*. <https://energia.gob.cl/documentos-e2050/pen-2050-actualizado-marzo-2022>.
- Muñoz, R. C., Falvey, M., Arancibia, M., Astudillo, V., Elgueta, J., Ibarra, M., Santana, C., y Vásquez, C. (2018). Wind Energy Exploration over the Atacama Desert: A numerical model-guided observational program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(10), 2079–2092.
- Muñoz, R. C., Falvey, M. J., Araya, M., y Jacques-Coper, M. (2013). Strong Down-Valley Low-Level Jets over the Atacama Desert: Observational Characterization. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(12), 2735–2752.
- Naranjo, J., y Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral, Cartas geológicas de Chile; 1 : 250 000. *Serv. Nac. Geol. Min. Chile*.
- Neiman, P. J., Sukovich, E. M., Ralph, F. M., y Hughes, M. (2010). A Seven-Year Wind Profiler-Based Climatology of the Windward Barrier Jet along California's Northern Sierra Nevada. *Monthly Weather Review*, 138(4), 1206–1233.
- Nieto, R., Sprenger, M., Wernli, H., Trigo, R. M., y Gimeno, L. (2008). Identification and Climatology of Cut-off Lows near the Tropopause. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1), 256–290.
- Palmén, E., y Newton, C. W. (1969). *Atmospheric Circulation Systems: their structure and physical interpretation* (1.^a ed., Vol. 13). Maarssen, Países Bajos: Elsevier Gezondheidszorg.
- Revell, M., Copeland, J., Larsen, H., y Wratt, D. (2002). Barrier jets around the Southern Alps of New Zealand and their potential to enhance alpine rainfall. *Atmospheric Re-*

search, 61(4), 277-298.

- Richter, I., y Mechoso, C. (2006). Orographic influences on subtropical stratocumulus. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 63, 2585-2601.
- Rodwell, M. J., y Hoskins, B. J. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14, 3192-3211.
- Rondanelli, R., Molina, A., y Falvey, M. (2015). The Atacama Surface Solar Maximum. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(3), 405-418.
- Rutllant, J. A., Fuenzalida, H., y Aceituno, P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997-1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *Journal of Geophysical Research*, 108(D17).
- Rutllant, J. A., y Garreaud, R. D. (2004). Episodes of Strong Flow down the Western Slope of the Subtropical Andes. *Monthly Weather Review*, 132(2), 611-622.
- Rutllant, J. A., Muñoz, R. C., y Garreaud, R. D. (2013). Meteorological observations on the northern Chilean coast during VOCALS-REx. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(6), 3409-3422.
- Sakamoto, K., y Takahashi, M. (2005). Cut off and weakening processes of an upper cold low. *Journal of The Meteorological Society of Japan*, 83(5), 817-834.
- Scaff, L., Rutllant, J. A., Rahn, D., Gascoin, S., y Rondanelli, R. (2017). Meteorological Interpretation of Orographic Precipitation Gradients along an Andes West Slope Basin at 30°S (Elqui Valley, Chile). *Journal of Hydrometeorology*, 18(3), 713-727.
- Viale, M., y Núñez, M. N. (2011). Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4), 481-507.
- Wallace, J., y Hobbs, P. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey* (2nd ed.). Academic Press.
- Xu, H., Wang, Y., y Xie, S. (2004). Effects of the Andes on Eastern Pacific Climate: A Regional Atmospheric Model Study. *Journal of Climate*, 17(3), 589-602.