

# UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

### Departamento de Geofísica

# OLAS DE CALOR Y EVENTOS CÁLIDOS NO PERSISTENTES EN LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR: CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA, SINÓPTICA Y TELECONEXIONES

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas para optar

al título profesional de Meteorólogo

Por

Álvaro Esteban Constanzo Gatica

Profesor guía

Dr. Martín Jacques-Coper Comisión Evaluadora

Dr. Aldo Montecinos, Dr. Deniz Bozkurt, Dr. Roberto Rondanelli

Octubre 2022

Concepción, Chile

©2022, Álvaro Constanzo Gatica

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco formalmente a Martín Jacques–Coper, por su confianza, apoyo y formación profesional reiteradamente entregada durante el desarrollo de este trabajo. A la línea de Zona Costera del Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR)2 por financiar la presente investigación en el marco del proyecto FONDAP 1511009. Finalmente agradezco a mi familia, amigos y compañeros por su apoyo, cariño y confianza entregada durante la etapa de formación universitaria.

Dedicado a mi abuelo Ortelio Gatica, quién hasta su avanzada edad descubrió que existía un mundo más allá del océano; A mi abuela Olga Fuentes, quién me invitó a explorar cada territorio del planeta y a mi abuela Olimpia Romero, en quien descubrí un interés ancestral por la meteorología.

# Índice

1.	Intro	oducció	n	18			
	1.1.	Antecedentes motivacionales					
	1.2.	La Pen	ínsula Antártica	20			
	1.3.	Evento	s cálidos y casos de estudio analizados previamente	22			
	1.4.	Objetiv	/os	27			
		1.4.1.	Objetivo general	27			
		1.4.2.	Objetivos específicos	27			
2.	Área	ı de estı	idio, datos y métodos	28			
		2.0.1.	Dominios	29			
		2.0.2.	Estaciones meteorológicas	29			
		2.0.3.	Productos grillados	30			
	2.1.	Métod	DS	30			
		2.1.1.	Downscaling estadístico	30			
		2.1.2.	Determinación de regresores	32			
		2.1.3.	Ajuste de sesgo mediante Quantile Mapping (QM)	33			
		2.1.4.	Validación cruzada	35			
		2.1.5.	Definición de Olas de Calor (OCs) y Eventos Cálidos Extremos no				
			persistentes (CEs)	36			
		2.1.6.	Análisis de Clusters	38			
		2.1.7.	Método del codo y Análisis de sensibilidad	39			
		2.1.8.	Análisis de la ecuación de la tendencia	40			
3.	Resu	iltados		42			

	3.1.	Evaluación de los modelos de regresión lineal (RLM) y RLM con ajuste de sesgo	
		por cuantiles (RLM+QM)	43
	3.2.	Análisis general de eventos extremos:	48
	3.3.	Análisis de cluster	54
	3.4.	Variabilidad asociada a Oscilación de Madden-Julian	59
	3.5.	Estudio de casos particulares	64
	3.6.	Caso evento clúster C1	65
	3.7.	Caso evento clúster C2	73
	3.8.	Caso evento clúster C3	80
	3.9.	Caso evento clúster C4	88
	3.10	Resumen de casos particulares	95
4.	Disc	usión	97
	4.1.	Sobre el uso de modelos estadísticos	98
	4.2.	Sobre el análisis general de eventos extremos	100
	4.3.	Sobre el análisis por agrupamiento k-means	102
	4.4.	Sobre teleconexiones con la MJO	104
	4.5.	Sobre métodos para análisis de casos de estudio particulares	106
5.	Con	clusiones	110
	5.1.	Preguntas abiertas	112
6.	Anex	KOS	114

# Índice de figuras

1. (a) Temperatura máxima promedio del aire (TX) durante el periodo diciembrefebrero (DEF); (b) Intensidad diaria media de derretimiento superficial (SM) de DEF, periodo 1981–2010. Datos: TX, reanálisis ERA5; SM, RACMO2. (Fuente: Feron, et al., [2021], en su figura 1). (c) Regiones Biogeográficas de conservación 25 2. Campos promedios diarios para los días 23 y 24 de marzo de 2015 del reanálisis ERA-Interim (ERAINT). Panel izquierdo: (a) presión a nivel del mar (hPa; sombreado) y z500 (m; líneas de contorno a intervalos de 100 m); (b) transporte integrado de vapor de agua (cm; sombreado) y viento de 850 hPa (vectores); (c) transporte integrado de vapor de agua  $(kqm^{-1}s^{-1})$ .[Fuente: Bozkurt et al., [2018], en su figura 6]. Panel derecho: campos de las 15 UTC del 6 de febrero de 2020, fuente: reanálisis ERA5. a) altura geopotencial en 500 hPa (gpm, sombreado) y viento  $(ms^{-1}, \text{ vectores})$ , b) presión a nivel del mar (hPa, sombreado) y viento a 10 m ( $ms^{-1}$ , flechas). [Fuente: Min Xu et al., [2021] en sus figuras 3 y 4 respectivamente]. 26 3. a) Mapa resumen de dominios utilizados. b) Distribución espacial de estaciones 29 Mapas de  $r^2$  obtenidos entre los registros observacionales de temperatura máxima, 4. extraídos del Explorador climático CR2, y el reanálisis ERA5. Los puntos rojos marcan los 40 puntos de grilla utilizados inicialmente para ajustar el modelo RLM. El tamaño de los puntos es determinado según el dominio (r1) y la resolución espacial de los datos. 33

Imágen ilustrativa del método de ajuste de sesgo por cuantiles realizado por	
Thrasher [2012]: FCDs para temperatura diaria máxima generada a partir de datos	
observados (línea azul) y un GCM (línea roja) durante el periodo 1961-1980. Las	
flechas marcan el ajuste de sesgo para el día 17 de abril de 1983. [Imagen de	
Thrasher et al., [2012], en su figura 3]	34
Izquierda (derecha): Diagrama de Taylor para 10 modelos diferentes, creados	
a partir de un periodo de calibración que contempla 10 (35) años elegidos	
aleatoriamente, sin repetición. Los gráficos corresponden al experimento realizado	
para el verano de 1982.	36
Estadísticos de validación del downscaling estadístico usando RLM y RLM+QM:	
variabilidad interanual de los parámetros (de arriba a abajo): RMSE, correlación,	
Sy/So y sesgo. La línea recta indica la media a largo plazo de los valores obtenidos.	
La ausencia de valores para un año en particular indica que no se alcanza el 60 $\%$	
de los datos para su respectivo cálculo	45
Series de temperatura máxima [°C] para la estación Ed. Frei: observada (negro)	
y modelada con RLM+QM (rojo) . Los años 1986 y 2002 fueron escogidos por	
poseer la correlación más baja en la figura 7, mientras que los años 1988 y 2017	
exhiben la mejor condición posible de los estadísticos. La línea segmentada indica	
el P90 mientras que las barras verticales grises (rojas) indican eventos extremos	
identificados en la señal observada (modelada).	47
Probabilidad condicionada de encontrar un evento en la serie observada de Ed.	
Frei, dado un evento encontrado en la señal modelada (RLM+QM). Complemen-	
tariamente, se analiza esta probabilidad en un rango temporal comprendido entre	
$\pm 4$ días	48
	Imágen ilustrativa del método de ajuste de sesgo por cuantiles realizado por Thrasher [2012]: FCDs para temperatura diaria máxima generada a partir de datos observados (línea azul) y un GCM (línea roja) durante el periodo 1961-1980. Las flechas marcan el ajuste de sesgo para el día 17 de abril de 1983. [Imagen de Thrasher et al., [2012], en su figura 3]

10. Características generales de eventos cálidos extremos identificados en las series de temperatura máxima generadas mediante RLM+QM para las 5 estaciones meteorológicas utilizadas. Panel izquierdo: anomalía de temperatura promedio para eventos de diferente duración (número de eventos indicado en números sobre las barras). Panel derecho: valor máximo de anomalía de temperatura máxima para cada grupo de eventos clasificados según su duración (los números sobre las barras marcan el día promedio en que ocurre el máximo de temperatura). La anomalía es obtenida respecto al umbral P90. El sombreado de fondo en gris claro (gris oscuro) distingue los eventos CEs y OCs, definidos de acuerdo a su duración. . . . . . . . .

12.	Diagrama de dispersión entre la anomalía de temperatura máxima estacional y				
	el número de eventos extremos en cada verano extendido. Izquierda (derecha):				
	eventos CEs (OCs). La anomalía es calculada como la señal interanual menos				
	el promedio de largo plazo (1980-2020). Complementariamente, se calculan				
	los coeficientes de determinación múltiple, todos estadísticamente significativos				
	$\alpha=0,5$ %. La leyenda de colores indica las estaciones correspondientes. $\ .\ .\ .$	52			
13.	Distribución de correlaciones obtenidas en Monte Carlo. Las regiones sombreadas				
	marcan la significancia al 90 %, 95 % y 99 %. El punto naranjo marca la correlación				
	obtenida	53			
14.	Probabilidad condicionada de observar el primer día de un evento cálido extremo				
	en una estación determinada, dado un evento cálido en Ed. Frei. Complementaria-				
	mente se analiza un desfase de $\pm 4$ días	54			
15.	Método del codo para análisis de clusters realizado a partir de anomalías de presión				
	exhibidas durante el día 0 de un evento extremo. Análisis realizado para eventos				
	identificados en cada estación. Sólo se grafica hasta los primeros 7 clústers	55			
16.	Compuesto de eventos CEs y OCs identificados en estación Ed. Frei pertenecientes				
	a los clusters 1-4. Panel superior: anomalías de presión a nivel del mar (sombreado)				
	y valor absoluto de la altura geopotencial a 500 hPa (contornos; intervalo: 200 m;				
	la línea destacada marca los 5400 m). Panel inferior: anomalías de temperatura del				
	aire a 2 m (sombreado, ver escala de colores) y anomalías de presión a nivel del				
	mar (contornos; intervalo: 2 hPa). El contorno de altura geopotencial segmentado				
	(continuo) destacado marca los -4 hPa (4 hPa); se omite el contorno nulo. Fuente				
	de datos: Reanálisis ERA5	56			
17.	Boxplot del N° de eventos por cluster. Se hace distinción entre eventos OCs (CEs)				
	en el panel superior (inferior).	57			

18.	como en 16, panel superior; se incluye la secuencia temporal de las condiciones	
	sinópticas medias para los días -4, -2 0 y +2; el día 0 corresponde al primer	
	día donde la temperatura máxima supera el P90 móvil. Cada fila (columna)	
	corresponde a cada cluster (día).	59
19.	número de ECs y OCs que comienzan (i.e., su día 0) durante una fase activa de	
	la MJO (gráfico normalizado respecto al número de eventos identificados). Se	
	repite el análisis en las series correspondientes a cada estación meteorológica. En	
	gris se muestra la distribución de frecuencia esperada desde la climatología de	
	las fases activas de la MJO para el periodo noviembre-marzo, 1980-2020. Para	
	cada estación se indican los números de eventos (N) y un asterisco designa la	
	significancia estadística a un nivel de 95 %, determinado mediante un test de chi	
	cuadrado con 7 grados de libertad.	61
20.	Cómo en figura 19 pero para el día -7, es decir, 7 días antes del día 0	62
21.	Como en figura 19, pero para eventos CEs agrupados por k-means	63
22.	Registro de eventos cálidos extremos (CEs) en Ed. Frei durante el verano extendido	
	del periodo 1980–2020. El color indica su clasificación según el análisis de clústers.	65
23.	evolución temporal del evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020); se muestran	
	los promedios diarios de anomalías de presión en superficie (altura geopotencial)	
	en colores (contornos). La anomalía es calculada respecto al periodo 1981-2010;	
	los contornos rojos marcan la anomalía de presión en intervalos de 10 hPa (se	
	omite el contorno nulo). Los contornos de altura geopotencial tienen un intervalo	
	cada 100 m; la línea negra destacada marca los 5200 m	67

24.	evolución temporal del evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020); se muestran	
	los promedios diarios de radiación de onda corta en superficie (altura geopotencial)	
	en colores (en contornos). Para la la altura geopotencial, el intervalo es de 100 m;	
	la línea destacada marca los 5200 m	68
25.	evolución temporal del evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020); se muestran	
	los promedios diarios transporte integrado de vapor (IVT) en colores. Los vectores	
	indican la dirección y magnitud del transporte	69
26.	evolución temporal de un evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020), se	
	muestra la precipitación diaria acumulada en la región cercana a las islas Shetland	
	del Sur. La escala de colores se ajusta a la precipitación diaria típica registrada	
	en Ed. Frei durante el periodo verano desde 1980 hasta el 2020 ( $\sim 10~[\rm mm/día]$	
	estimados a partir del Explorador climático CR2)	70
27.	evolución temporal de distintas variables en torno al evento evento C1 seleccionado	
	(27 de enero de 2020). El eje izquierdo exhibe la variación de los términos de la	
	ecuación termodinámica interpolados a la ubicación de Ed. Frei, en 950 hPa. El	
	eje derecho describe la temperatura horaria interpolada en 975 hPa, temperatura	
	máxima observada, temperatura máxima modelada y el P90 móvil	71
28.	evolución temporal durante el periodo de estudio de un evento C1 de los términos	
	de la ecuación termodinámica interpolados a la ubicación de Ed. Frei, entre 950	
	hPa y 750 hPa	72
29.	Como en 23 pero para el evento C2	75
30.	Cómo en figura 24 pero para el evento C2	76
31.	Cómo en figura 25 pero para un evento C2	77
32.	Como en figura 26 pero para un evento C2	78
33.	como en figura 27 pero para un evento C2	78

34.	como en figura 28 pero para un evento C2	79
35.	Como en 23 pero para el evento C3	82
36.	Cómo en figura 24 pero para el evento C3	83
37.	evolución temporal de un evento C3 de los promedios diarios de retención	
	de radiación de onda larga en superficie (altura geopotencial) en colores (en	
	contornos; intervalo: 100 m; la línea destacada marca los 5200 m)	84
38.	Cómo en figura 25 pero para un evento C3	85
39.	Como en figura 26 pero para un evento C3	86
40.	como en figura 27 pero para un evento C3	86
41.	como en figura 28 pero para un evento C3	87
42.	Como en 23 pero para el evento C4	89
43.	Cómo en figura 24 pero para el evento C4	90
44.	Cómo en figura 37 pero para el evento C4	91
45.	Cómo en figura 25 pero para un evento C4	92
46.	Como en figura 26 pero para un evento C4	93
47.	como en figura 27 pero para un evento C4	93
48.	como en figura 28 pero para un evento C4	94
49.	Síntesis de características asociadas a eventos cálidos extremos. Cada colum-	
	na exhibe una variable en particular previamente descrita durante los análisis	
	particulares. Cada fila corresponde a un día típico de cada clúster.	96

- 50. Temperatura máxima registrada en estaciones meteorológicas en la PA durante el período del 6 al 11 de febrero de 2020; fuente: SYNOP. Los cuadrados incluyen el nombre de la estación y se rellenan con colores sombreados que indican la fecha en que se observó la temperatura más alta. Los nombres en negrita identifican las estaciones de larga duración empleadas para los análisis adicionales. Para la estación de Esperanza, se muestra el valor récord comunicado por el panel de expertos de la OMM [Fuente: González et al., [2022], en su figura 1]. . . . . . . . 103
- 51. Compuesto de 599 días clasificados como fase 7 activa de la MJO durante el verano extendido, periodo 1979–2020. En colores se muestran anomalías de presión a nivel del mar (según escala), en contornos se muestra la altura geopotencial a 500 [hPa]. Las isohipsas son graficadas cada 200 m, la línea destacada marca los 5400 m.105
- 52. Panel izquierdo: Compuestos con variables descritas en figura 51. Arriba: días asociados a una fase 4 ó 5 de la MJO durante el verano extendido, periodo 1970–2020. Abajo: condiciones promedio para el periodo 5-11 de febrero de 2020. Panel derecho: Evolución temporal de la MJO durante el periodo 28/ene/2020 15/feb/2020. Los puntos en rojo indican los días donde hubo un aumento de temperatura en PAO. El círculo unitario de fondo marca el umbral a partir del cual se considera una fase activa de la MJO.

54.	Análisis de sensibilidad empleado a los términos de la ecuación termodinámica
	4. Primer panel: término de advección horizontal ([a] en la ecuación 4) variando
	la distancia espacial entre las DFC. Panel intermedio: igual que en el primer
	panel pero manteniendo la distancia espacial ( $dy = dx = 0.5$ ) y estimándolo
	en diferentes niveles. Tercer panel: término asociado a compresión adiabática y
	advección vertical ([b] en la ecuación 4) variando la distancia entre niveles de
	presión para el cálculo de las DFC
55.	Igual que en figura 48 pero con la escala de colores ajustada al rango de valores
	expuestos por Min Xu et al., [2021]
56.	Como en figura 55 pero interpolado en la estación meteorológica Base Esperanza. 116

## Resumen

La Península Antártica (PA) es reconocida como una de las regiones más vulnerables frente al cambio climático debido al calentamiento atmosférico y oceánico que ha observado desde la segunda mitad del siglo XX. Nuestro objetivo es estudiar eventos cálidos extremos en la Península Antártica Occidental (PAO) durante el verano extendido (noviembre-marzo). Los registros meteorológicos discontinuos presentan un desafío para ello, por lo que generamos series de temperatura máxima empleando un downscaling estadístico y un ajuste de sesgo por cuantiles sobre observaciones de cinco estaciones meteorológicas. Usando el percentil 90 móvil de cada serie, definimos eventos cálidos extremos no persistentes (CEs) y olas de calor (OCs). Posteriormente, estos dos tipos de eventos son agrupados de acuerdo a configuraciones sinópticas similares usando el método k-means.

Se encontró que la variabilidad interanual de la temperatura media de verano explica en promedio un 62 % (38 %) de la varianza observada en el número de eventos CEs (OCs) por estación. Para ambos tipos de eventos se identifican cuatro condiciones sinópticas principales, determinadas por la ubicación relativa de perturbaciones en latitudes medias. Aquellas que en promedio favorecen una advección cálida del noroeste hacia PAO concentran la mayor cantidad de eventos OCs. A partir de ello y de un análisis de la ecuación termodinámica, se propone que los mecanismos físicos asociados al aumento de temperatura durante CEs y OCs son esencialmente dos: 1) condición pre–frontal que favorece la advección meridional cálida y la liberación de calor latente por precipitación de agua líquida durante su evolución, y 2) aumento de la radiación de onda corta incidente debido a cielos despejados.

Finalmente, se observa que un 68,9 % del total de OCs detectadas se iniciaron durante una fase activa de la Oscilación de Madden–Julian (MJO), preferencialmente bajo una fase 7 del índice de Wheeler & Hendon ( $\alpha = 5$  %).

# 1. Introducción

#### **1.1.** Antecedentes motivacionales

Las Islas Shetland del Sur, ubicadas a 1.240 km al sur de la ciudad de Punta Arenas (Chile), han sido popularmente reconocidas como una entrada al continente Antártico luego de que William Smith las bautizara con ese nombre en 1819. No fue hasta 139 años después cuando el Comité Científico Internacional de Investigaciones Antárticas (SCAR) resolviera regular el continente blanco como un espacio de coexistencia pacífica y de apoyo multilateral en materia científica. Así mismo, el Gobierno de Chile, años más tarde, crea el Instituto Antártico Chileno (INACH) como un ente nacional encargado de coordinar, planificar y ejecutar actividades en las regiones más australes del territorio nacional. Entre ellas, destacan las Expediciones Científicas Antárticas (ECA), cuya primera realización fue en el verano 1964–1965.

Desde entonces, el estudio científico en altas latitudes ha sido uno de los pilares fundamentales de la Política Antártica Nacional, cuyos principios se basan en el Tratado Antártico Internacional de 1959. Por ello, cada año diferentes especialistas desarrollan investigaciones de carácter interdisciplinario, requiriendo apoyo logístico para el traslado al lejano continente. Esto es posible gracias a la coordinación del INACH mediante su Programa Nacional de Ciencia Antártica, un programa que actualmente cuenta con seis líneas de investigación: El estado del ecosistema antártico, Umbrales antárticos: resiliencia y adaptación del ecosistema, Biotecnología, Astronomía, Ciencias de la Tierra, y finalmente, cambio climático en la Antártica.

Entender lo que ocurre con el clima en Antártica posee un destacado potencial en sí mismo por ser uno de tantos conectores entre los fenómenos de escala regional y global. Podemos entender las condiciones del pasado y contrastarlas con las actuales, incluso observar cómo el ecosistema se relaciona con las variaciones climáticas y así proyectar estas retroalimentaciones ante diferentes escenarios del futuro. De esta forma, la presente investigación se sustenta dentro de la necesidad de posicionar a Antártica como un centinela de cambio climático global, aportando conocimiento científico desde el área de la ciencias atmosféricas.

### 1.2. La Península Antártica

La Península Antártica (PA) es una región que se extiende entre los 63°S y 70°S; también se conoce como la extensión de tierra del continente antártico hacia América del Sur y se caracteriza por poseer en una cadena montañosa de pendiente pronunciada y estrecha que se orienta NE-SW, con una topografía compleja que en promedio presenta 70 km de ancho y 1500 m de altura (King & Turner, [2009]). La PA está casi completamente cubierta de hielo glaciar y posee plataformas de hielo a lo largo de la zona costera en su parte oriental (Oliva et al., [2017]). Solo un 0,4 % de la superficie del continente antártico está libre de hielo glaciar y gran parte de este porcentaje pertenece a tramos costeros ubicados alrededor de PA e islas adyacentes (Toro et al., [2007]). Son estas regiones, exhibidas en la figura 1, las que precisamente abarcan las zonas que presentan los mayores niveles de biodiversidad en Antártida (Toro et al., [2007]; Terauds et al., [2016]) y asimismo, las más expuestas a la variabilidad climática que impacta en la biología terrestre y ecosistemas marinos (Bozkurt et al., [2018]).

Desde el punto de vista climatológico, el polo sur exhibe una tendencia al calentamiento del aire en superficie de 0,6 °C/década durante el periodo 1989–2018 (Stammerjohn et al., [2020]), la cual es cuatro veces más alta que la tendencia global estimada por la NOAA ([2022]) sobre el periodo 1981-2021 (0,18 °C/década). En particular, el calentamiento observado en la PA se atribuye a una mayor frecuencia de los vientos del norte inducidos por la variabilidad espaciotemporal del Amundsen Sea Low (ASL) (Raphael et al., [2016]) junto al aumento en la intensidad de los vientos del oeste explicados a partir de la tendencia positiva del Modo Anular del Sur (SAM) explicada en función al agotamiento del ozono estratosférico (Marshall [2007]). Sin perjuicio de ello, PA ha experimentado una tendencia al enfriamiento estadísticamente significativa de -0.47 °C/década (Oliva et al., [2017]; Turner et al., [2016]; Carrasco et al., [2021]) observada durante los años 1999-2014 cuya mayor intensidad se manifiesta principalmente durante el verano austral. Este enfriamiento fragmenta la tendencia a largo plazo antes mencionada, entre 0,32 y 0,27 °C/década observada durante los períodos 1979–1997 y 2015–2019, respectivamente (Turner et al., [2016]; Jones et al., [2019]). Dicho comportamiento se manifiesta como consecuencia de una mayor frecuencia de vientos fríos desde el Sureste, producto de reiteradas condiciones ciclónicas en el mar de Weddell (Este de la PA) asociadas con un fortalecimiento del chorro de latitudes medias (Turner et al., [2016]). Esta variabilidad se encuentra vinculada principalmente al SAM, seguido de El Niño-Oscilación del Sur, que desempeña un papel secundario (Jones et al, [2019]). En contraste, también existe un débil enfriamiento en la Antártida continental Oriental que ocurre durante el otoño austral, formando una asimetría Este-Oeste vinculado a variabilidad climática natural (Smith et al., [2017]).

En la escala sinóptica, el tiempo meteorológico en PA está bajo la influencia de fuertes vientos del oeste, así como de sistemas baroclínicos de latitudes medias (Bozkurt et al., [2018]). Cuando un ciclón migratorio se posiciona en el mar de Amundsen-Bellingshausen, el viento tiende a advectar calor y humedad hacia la PA, mientras que si este centro de baja presión se posiciona sobre el mar de Weddell, lleva aire frío y seco hacia la parte oriental de la península (King & Turner, [2009]; Oliva et al., [2017]; Bozkurt et al., [2018]). Por otro lado, la cadena de montañas antes mencionada actúa como barrera orográfica a los vientos del oeste, lo cual explica que la PA posea dos regiones climatológicamente distintas: un clima marítimo templado a lo largo de la costa occidental y un clima continental frío a lo largo de la costa oriental (Bozkurt et al., [2018]). La primera región exhibe temperaturas medias de verano que oscilan entre 0,5 °C y 1,2 °C, mientras que la segunda región varía entre -2,5 °C y 0,2 °C (King & Turner, [2009]). Particularmente, cuando el viento es

relativamente intenso y posee un carácter zonal, la barrera orográfica del PA induce vientos ladera abajo característicamente cálidos y secos. Este fenómeno se conoce como viento foehn e induce un calentamiento adicional en el lado de sotavento a través de diferentes procesos físicos, como la liberación de calor latente en las laderas de barlovento y calentamiento adiabático junto a mayor radiación de onda corta en el sotavento (Bozkurt et al., [2018]; Oliva et al., [2017]).

#### 1.3. Eventos cálidos y casos de estudio analizados previamente

Aún cuando no existe una definición estándar para las olas de calor (OCs), podemos definirlas como: "un período de días consecutivos con condiciones considerablemente más cálidas de lo habitual para una región y periodo del año específicas" (Feron et al., [2019]). Mientras que en Sudamérica se espera que estos eventos aumenten en frecuencia ante un escenario de calentamiento RCP4.5 y RCP8.5 (Feron et al., [2019]), también se proyecta que para fines de siglo la cantidad de eventos cálidos extremos se duplique en la mayor parte de la Antártida occidental y se triplique en el interior de la Antártida oriental, incluso ante un escenario de emisiones moderadas (Feron et al., [2021]).

En cuanto a la capacidad de registrar o analizar un evento extremo mediante sensores remotos, Antártica resulta siempre un desafío para la comunidad científica debido a sus duras y extremas condiciones ambientales. A pesar de que PA dispone de mayor cantidad de estaciones de medición que el resto del continente antártico, varios registros meteorológicos están infrautilizados para investigación debido a la falta de archivos históricos y series temporales completas (Lazzara et al., [2012]; Fraiman et al., [2012]). Dos eventos extremos cálidos registrados en la estación científica argentina Base Esperanza, ubicada en el extremo norte de la PA (63°23'S, 56°59'W) fueron confirmados por la Organización Meteorológica Mundial (WMO). Se reconoció el evento más reciente, del 6 de febrero del 2020, como la observación de temperatura más alta registrada en Antártica continental (que incluye las islas circundantes) en el cual se registraron 18,3 °C (Francelino et al., [2021]), superando así a su predecesor, el cual ocurrió el día 24 de marzo del año 2015, cuando se alcanzaron 17,5 °C (Francelino et al., [2021]; Bozkurt et al [2018]).

Las configuraciones atmosféricas de ambos eventos exhiben la presencia de una alta presión en superficie posicionada sobre la Patagonia Argentina junto a una dorsal en altura posicionada sobre el paso Drake (figura 2). Este patrón indujo una circulación anticiclónica que transporta aire cálido y húmedo desde el Océano Pacífico a la Península Antártica, favoreciendo así la ocurrencia de un evento de tipo foehn. En las secciones anteriores se compararon distintos aspectos de los resultados obtenidos para la estación Eduardo Frei, tanto para la señal modelada como la observada. Además, se analizó la representatividad de su señal respecto al resto de las estaciones utilizadas. Por esta razón, el análisis particular de esta sección Eduardo Frei, tanto para la señal modelada como la observo de los resultados obtenidos para la estación Eduardo Frei. En las secciones anteriores se compararon distintos aspectos de los resta razón, el análisis particular de esta sección se basa en en eventos extremos identificados sólo en la serie modelada o btenidos para la estación Eduardo Frei, tanto para la señal modelada como la observada como la observada. Además, se analizó la representatividad de su señal respecto al resto de las estaciones utilizadas. Por esta razón, el análisis particular de esta sección se basa en en eventos extremos identificados obtenidos para la estación Eduardo Frei, tanto para la señal modelada como la observada. Además, se analizó la representatividad de su señal respecto al resto de las estaciones utilizadas. Por esta razón, el análisis particular de esta sección se basa en en eventos extremos identificados sólo en la serie modelada en Eduardo Frei.

Sin embargo, el evento del año 2015 presenta una condición previa relativamente diferente que también contribuyó al aumento paulatino de temperatura: un día antes, un centro de baja presión se posicionó sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen junto a una dorsal sobre el Pacífico sudoriental. Ambos favorecieron las condiciones propicias para un evento de río atmosférico (RA) con orientación noroeste-sudeste, dirigiendo aire cálido y húmedo hacia el PA. Este proceso implica un aumento de la precipitación orográfica y liberación de calor latente. Asimismo, Bozkurt et al. [2018] afirma que más de la mitad del calentamiento experimentado en Esperanza durante el evento registrado en marzo de 2015 puede atribuirse al efecto foehn. Min Xu et al. [2021] agrega que la mayoría de los eventos extremos registrados en la estación Esperanza están vinculados a masas de aire que se originan sobre el Océano Pacífico. Por otro lado, el evento ocurrido durante el verano 2019/2020 se enmarca en un contexto de anomalías mensuales positivas de temperatura en PA que persistieron durante todo el periodo de verano (Robinson et al., [2020]). Esto implicó un derretimiento superficial sin precedentes en la plataforma de hielo Larsen C (Bevan et al., [2020]). González et al., [2022] estima que los eventos tipo OCs son ahora al menos ~ 0, 4 °C más cálidos que en el período 1950-1984, lo que representa un aumento de ~ 25 % en magnitud. Así mismo, el derretimiento significativo de plataformas de hielo asociados a un evento extremo cálido no son un fenómeno reciente, ya que existe el precedente estudiado en Laffin et al., [2021], quien estimó que una serie de 3 eventos foehn, ocurridos en un periodo de 9 días durante el verano 1994/1995, implicó un 25 % del derretimiento anual de la plataforma de hielo Larsen A.



Figura 1: (a) Temperatura máxima promedio del aire (TX) durante el periodo diciembre-febrero (DEF); (b) Intensidad diaria media de derretimiento superficial (SM) de DEF, periodo 1981–2010. Datos: TX, reanálisis ERA5; SM, RACMO2. (Fuente: Feron, et al., [2021], en su figura 1). (c) Regiones Biogeográficas de conservación antártica [Fuente: Terauds et al, [2016], en su figura 1]



Figura 2: Campos promedios diarios para los días 23 y 24 de marzo de 2015 del reanálisis ERA-Interim (ERAINT). Panel izquierdo: (a) presión a nivel del mar (hPa; sombreado) y z500 (m; líneas de contorno a intervalos de 100 m); (b) transporte integrado de vapor de agua (cm; sombreado) y viento de 850 hPa (vectores); (c) transporte integrado de vapor de agua  $(kgm^{-1}s^{-1})$ .[Fuente: Bozkurt et al., [2018], en su figura 6]. Panel derecho: campos de las 15 UTC del 6 de febrero de 2020, fuente: reanálisis ERA5. a) altura geopotencial en 500 hPa (gpm, sombreado) y viento ( $ms^{-1}$ , vectores), b) presión a nivel del mar (hPa, sombreado) y viento a 10 m ( $ms^{-1}$ , flechas). [Fuente: Min Xu et al., [2021] en sus figuras 3 y 4 respectivamente].

### 1.4. Objetivos

#### 1.4.1. Objetivo general

Caracterizar desde una perspectiva climatológica y sinóptica, eventos cálidos extremos en las Islas Shetland del Sur (62°S, 58°O) durante cada verano extendido (noviembre-marzo) del periodo 1980-2020, y los mecanismos físicos asociados a su génesis.

#### 1.4.2. Objetivos específicos

- Investigar la disponibilidad, extensión y calidad de series de tiempo de observaciones meteorológicas in-situ en la zona de estudio y seleccionar registros instrumentales de referencia.
- Investigar, seleccionar y utilizar un método estadístico que permita ajustar datos diarios de temperatura máxima del reanálisis ERA5 a registros instrumentales de la Península Antártica Occidental (PAO), con el fin de contar con series de tiempo completas. Validar el modelo para su utilización.
- Definir y aplicar un criterio estándar que permita la identificación de eventos cálidos extremos.
- Identificar características de los eventos cálidos extremos, tales como: duración, intensidad, día de máxima temperatura.
- Estudiar la evolución interanual y la posible relación entre la temperatura máxima estacional y el número de eventos extremos de verano en PAO.
- Agrupar los eventos cálidos extremos en PAO según sus patrones sinópticos, establecer y comparar los patrones promedio.
- Seleccionar y analizar en detalle casos particulares de eventos cálidos extremos, uno por cada grupo sinóptico encontrado.

# 2. Área de estudio, datos y métodos

#### 2.0.1. Dominios



Figura 3: a) Mapa resumen de dominios utilizados. b) Distribución espacial de estaciones meteorológicas consideradas en este estudio.

n°	Nombre de la estación	Nombre designado	Latitud	Longitud	Elevación	Fuente
1	Eduardo Frei Montalva	Ed. Frei	62,19 [°S]	58,96 [°O]	1 [m]	DMC
2	Base Carlini	Carlini	62,23 [°S]	58,63 [°O]	11 [m]	GHCN
3	Centro Meteoroló-	C. Met Antártico	62,18 [°S]	58,98 [°O]	48 [m]	GHCN
	gico Antártico Pdte.					
	Eduardo Frei					
4	Base Arturo Prat	Ar. Prat	62,50 [°S]	59,68 [°O]	5 [m]	GHCN
5	Base San Martín	San Martín	68,11 [°S]	67,13 [°O]	7 [m]	GHCN

### 2.0.2. Estaciones meteorológicas

Cuadro 1: Estaciones meteorológicas con datos de temperatura máxima (diarias). Fuentes: Global Historical Climatology Network (GHCN) y Dirección meteorológica de Chile (DMC).

#### 2.0.3. Productos grillados

Nombre	Nombre Variable utilizada		tipo	resolución espacial	periodo disponible	resolución temporal	
	T2m*, u10*, v10*						
ERA5	msl*, Z <sub>500</sub> *, pp**, Tmax***	ECMWF	Reanálisis	0,25° x 0,25°	1979-2020	diario	
	msdwswrf*, IVT**, msdwlwrf**						
				0,25° X 0,25°.	1979-2020		
ERA5	T', u', v', w'	ECMWF	Reanálisis	25 niveles verticales	(descargado sólo para	horario	
					eventos particulares)		

Cuadro 2: T2m: temperatura a 2 metros, u10 (v10):viento zonal (meridional) a 10 metros, msl: presión al nivel del mar,  $Z_{500}$ : geopotencial en 500 hPa, Tmax: temperatura máxima, msdwswrf: promedio de radiación de onda corta en superficie, msdwlwrf:promedio de radiación de onda larga retenida en superficie, IVT: transporte integrado de vapor, T: temperatura, u (v): viento zonal (meridional), w: velocidad vertical. x\*: datos con dominio R1 obtenidos a partir de la tesis de Vanessa Carril. x\*\*: datos con dominio R1, sólo descargados para el análisis de casos particulares. x\*\*\*: datos con dominio r1, estimado como el máximo diario a partir del reanálisis horario. x': datos con dominio R2.

### 2.1. Métodos

#### 2.1.1. Downscaling estadístico

El downscaling ("reducción de escala" en español) es una técnica que permite incrementar la resolución espacial o temporal de variables climáticas. Los modelos globales (GCMs) disponen de una grilla espacial para resolver de forma discreta en el espacio y el tiempo los procesos de la atmósfera, esencialmente continuos. Los reanálisis contemplan un proceso de asimilación de datos observados, lo cual es necesario para mejorar la representación de la realidad de estos productos. Adicionalmente, cada modelo posee parametrizaciones para resolver procesos sub-grilla o de alta complejidad numérica, los cuales pueden ser fuente particular de incertidumbre.

La literatura suele mencionar dos métodos empleados para la reducción de escala: el método

dinámico y el estadístico (Fowler et al., [2007]. Las técnicas dinámicas utilizan salidas de un modelo numérico de gran escala para definir sus condiciones de borde y junto a parametrizaciones apropiadas resuelven el problema de forma numérica (ie., el modelo WRF-ARW (William C, et al., [2005]). Por otro lado, el método estadístico combina las salidas del modelo de circulación global y los registros instrumentales en el área de interés para establecer relaciones empíricas que permitan generar un producto escala regional (Schmidli & Vidale, [2006]).

Fiseha et al., [2012] explica que el downscaling estadístico se basa en el desarrollo de relaciones cuantitativas entre variables locales en superficie (predictandos) y variables atmosféricas de gran escala (predictores), la cual puede ser esquematizada con la siguiente ecuación:

$$y = F(x_1, ..., x_n)$$
 (1)

Donde,

y =Predictando

F = Función determinista o estocástica que relaciona a predictando y predictor (puede ser lineal o no lineal)

 $x_n =$ Predictor

En particular, este estudio considera como predictando datos de temperatura máxima, como predictor la temperatura máxima en superficie extraída del reanálisis ERA5 y se determina de forma directa una relación lineal entre ambos conjuntos de datos mediante el uso de regresiones lineales múltiples (RLM). Este ejercicio se realiza por separado para los registros de cada una de las cinco estaciones meteorológicas mencionadas en la sección anterior.

#### 2.1.2. Determinación de regresores.

El modelo general de RLM puede escribirse de la siguiente forma (Wilks, [2011]):

$$\hat{y} = b_0 + x_1 b_1 + x_2 b_2 + \dots + x_k b_k \tag{2}$$

donde  $\hat{y}$  corresponde al predictando,  $b_0$  es el valor del intercepto y  $b_1$ ,  $b_2$  y  $b_k$  son los coeficientes de regresión estimados por los predictores  $x_k$ . El problema sugiere la necesidad de identificar cuántos regresores (número designado por k) son necesarios para obtener el mejor ajuste.

Aunque se consideren datos de puntos de grilla cercanos a la estación meteorológica, no hay certeza a priori de que sus series de tiempo covaríen con las observaciones. Para esto, primero se calcula el coeficiente de determinación múltiple  $(r^2)$  entre cada punto de grilla del modelo ERA5 y los registros de estaciones meteorológicas que queremos modelar (Figura 3), luego se identifican los 44 puntos de grilla que expliquen la mayor cantidad de varianza compartida (Figura 4), y finalmente se emplea el algoritmo "*stepwisefit*" de Matlab para seleccionar la mejor combinación de predictores para el modelo de regresión lineal múltiple, en función de su significancia estadística. Así,  $\hat{y}$  es estimado a partir un número de regresores determinados de forma empírica mediante una regresión lineal múltiple.



Figura 4: Mapas de  $r^2$  obtenidos entre los registros observacionales de temperatura máxima, extraídos del Explorador climático CR2, y el reanálisis ERA5. Los puntos rojos marcan los 40 puntos de grilla utilizados inicialmente para ajustar el modelo RLM. El tamaño de los puntos es determinado según el dominio (r1) y la resolución espacial de los datos.

#### 2.1.3. Ajuste de sesgo mediante Quantile Mapping (QM)

Este método ha sido ampliamente utilizado para reducir la escala espacial o reducir el sesgo de modelos climáticos globales en variables como precipitación y temperatura a escala mensual. A pesar de que su adaptación a datos diarios es relativamente nueva, su utilización puede llegar a crear un modelo robusto en cuanto a la estimación de valores extremos (Agbazo & Grenier, [2019]; A Cannon, et al., [2015]).

El enfoque utilizado para la aplicación de este método es esencialmente el descrito en Thrasher [2012], resumido en la figura 5, sin contemplar el uso del rango de temperatura diaria y utiliza un estimador empírico para la elaboración de la función de probabilidad acumulativa.



Figura 5: Imágen ilustrativa del método de ajuste de sesgo por cuantiles realizado por Thrasher [2012]: FCDs para temperatura diaria máxima generada a partir de datos observados (línea azul) y un GCM (línea roja) durante el periodo 1961-1980. Las flechas marcan el ajuste de sesgo para el día 17 de abril de 1983. [Imagen de Thrasher et al., [2012], en su figura 3].

Dicho esto, el procedimiento empleado es el siguiente:

- 1. Se crea una ventana móvil de  $\pm 15$  días en torno a la fecha del día que será ajustado, considerando todos los años del periodo de largo plazo, pero excluyendo el año para el que se desea realizar el ajuste, tanto para las observaciones como para el modelo.
- Estos datos se clasifican y ordenan por separado para crear dos funciones de probabilidad acumulativa (FCD) usando el estimador de Weibull como fórmula para calcular dicha probabilidad a cada registro de forma empírica (Wilks, [2011]).

- 3. Se determina mediante la FCD del modelo de referencia el cuantil asociado al valor a ajustar.
- 4. El valor ajustado por QM se extrae usando el cuantil de la FCD creada a partir de los datos observados.

#### 2.1.4. Validación cruzada

El enfoque de una validación cruzada consiste en dividir aleatoriamente el conjunto disponible de observaciones en dos partes, una de calibración y otra de validación. De esta forma, durante el periodo de calibración, el modelo se ajusta al conjunto de observaciones mediante algún procedimiento (por ejemplo, estadístico, como RLM o QM) y luego el modelo calibrado, se utiliza para ajustar las observaciones durante el periodo de validación, que se evalúa mediante estadísticos tradicionales (James, et al., [2013]).

En este estudio, para la RLM se considera como periodo de calibración a todos los veranos extendidos desde 1980 hasta 2020 exceptuando el verano a estimar. Por ejemplo: si se desea estimar la temperatura del año 1983, se contemplan los periodos 1980-1982 y 1984-2020 para calibrar el modelo ERA5 con las observaciones, estimar los coeficientes de la regresión y luego crear el modelo final de regresión. De forma análoga, utilizando el mismo periodo de calibración, el ajuste por QM crea una FCD observada y modelada por RLM para un día en particular del verano extendido tal como se indica en en el paso 1 de la sección 2.1.3.

Adicionalmente, se inspecciona la representatividad del modelo para un verano en particular variando la extensión del periodo de calibración en QM y eligiendo aleatoriamente los años que se consideran como predictores (Figura 6). Tras repetir este experimento para dos veranos de alta y baja correlación entre el modelo RLM y las observaciones, se observa que los estadísticos de validación se aproximan a un error particular a medida que se extiende el periodo de calibración y

por ende se utiliza el mayor periodo posible, que corresponde al descrito en el párrafo anterior.



Figura 6: Izquierda (derecha): Diagrama de Taylor para 10 modelos diferentes, creados a partir de un periodo de calibración que contempla 10 (35) años elegidos aleatoriamente, sin repetición. Los gráficos corresponden al experimento realizado para el verano de 1982.

#### 2.1.5. Definición de Olas de Calor (OCs) y Eventos Cálidos Extremos no persistentes (CEs)

En la sección 1.3, se introduce el concepto de OCs como "un período de días consecutivos con condiciones considerablemente más cálidas de lo habitual para una región y periodo del año específicas" descrito por Feron et al., [2019]. Aunque esta definición es coherente con la definición descrita en el Vocabulario Meteorológico Internacional, (WMO, [1992]) y el quinto informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC. [2014]), se evidencia una falta de consenso metodológico práctico para la identificación de estos fenómenos meteorológicos.

Localmente, la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) determinaba, desde el año 2017 hasta finales del 2019, un umbral definido por el percentil 90 mensual del registro de estaciones meteorológicas a lo largo de todo Chile (DMC, [2019]). Sin embargo, el 1 de enero del año 2019 adaptó su metodología tras evidenciar irregularidades en la identificación de eventos durante la transición de un mes a otro. La nueva versión propone al igual que De la Torre & Jacques-Coper [2019] calcular un umbral diario definido de forma algebraica como:
$$T_{90}(j) = P_{90}(X); \text{ donde } X = \left\{ T(y,d) | y_s \le y \le y_e, \ j-7 \le j \le j+7 \right\}$$
(3)

Donde  $T_{90}(j)$  es el valor del umbral diario de ola de calor para un día j, equivalente al percentil 90 ( $P_{90}(X)$ ) de temperatura máxima X, definida como la matriz T(y, d) que contempla los valores de temperatura máxima y entre los años  $y_s$  e  $y_e$ , que corresponden al año inicial y final de periodo climatológico, respectivamente (normalmente, 30 años, e.g. 1981–2010), y entre los 7 días previos y los 7 días posteriores al día j (ventana móvil de 15 días).

La señal obtenida exhibe ruido de alta frecuencia producto de una muestra poco representativa limitada por la disponibilidad de datos (De la Torre & Jacques-Coper [2019]). Para esto, DMC suaviza la serie obtenida usando un ajuste sinusoidal con la transformada rápida de Fourier y expresan que al utilizar polinomios de cualquier orden "Se ajusta en algunos puntos y en otros se escapa del rango aceptable, como en los extremos del año (al principio y al final)" (DMC, [2019]). Por otro lado De la Torre & Jacques-Coper [2019] justifica utilizar un ajuste por un polinomio de 4to orden ya que el error cuadrático medio (RMSE) calculado entre la curva original y las curvas suavizadas por diferentes métodos converge a partir de polinomios de 4to orden (De la Torre & Jacques-Coper [2019]). La diferencia encontrada en ambas definiciones nace a partir del periodo de ajuste de ambas señales; mientras que DMC contempla una serie anual, De la Torre limita su período de análisis al verano extendido (nov-mar) donde suelen monitorearse con mayor énfasis estos eventos meteorológicos. De esta forma, como el periodo de análisis de eventos encontrados también se limita al verano extendido y adicionalmente existe una justificación basada en el análisis estadístico, para el presente estudio se adopta la metodología sugerida por De la Torre & Jacques-Coper [2019].

#### 2.1.6. Análisis de Clusters

El análisis de clusters es un método que permite agrupar eventos similares, más aún cuando se tiene una extensa colección de registros de estos mismos. En el contexto de este trabajo, esta herramienta permite clasificar las diversas condiciones sinópticas que modulan un conjunto de eventos meteorológicos extremos. Para esto se utilizó un algoritmo que identifica patrones comunes dentro de los datos diarios de anomalías de presión a nivel del mar del reanálisis ERA5 exhibidas durante el primer día en que es superado el umbral climatológico de temperatura máxima definido por el P90. Adicionalmente, se elige el dominio r2 con el fin de limitar la búsqueda de patrones sinópticos exclusivos dentro del cinturón de tormentas de latitudes medias del hemisferio sur y que sean cercanos a la región de estudio.

El algoritmo de agrupamiento k-means es un método de cuantificación vectorial (Wong y Hartigan, [1979]). Este permite agrupar datos dentro de un número determinado de subconjuntos, denominados clusters, mediante un algoritmo no jerárquico, es decir, que permite reasignar las observaciones a medida que avanza el análisis.

En la práctica, esta técnica requiere dos parámetros de entrada definidos por el usuario: (1) el número de grupos (k), en que se dividirán los datos, y (2) la posición inicial del centroide para cada grupo. Cabe destacar que el algoritmo k-means asigna de manera forzosa cada elemento del conjunto a uno de los clusters creado, aún cuando la distancia entre el elemento y el centroide del grupo asignado sea la menor considerando todos los grupos, pero considerable. Por otro lado, la función implementada en Matlab determina las posiciones iniciales de los centroides basándose en el algoritmo k - medias + + definiendo el primer centroide al azar y el resto a partir de probabilidades.

Una vez definidos los dos parámetros descritos anteriormente, el algoritmo k-means procede a:

- calcular las distancias entre cada vector correspondiente a un día en particular y los centros definidos previamente, asignándole una pertenencia particular.
- calcular la media de las observaciones en cada grupo para obtener k nuevas ubicaciones para los centroides.
- 3. repetir los pasos 2 y 3 hasta que no ocurra ninguna reasignación de pertenencia, o bien, hasta que se haya alcanzado el número máximo de iteraciones definidas por el usuario.

#### 2.1.7. Método del codo y Análisis de sensibilidad

La necesidad de pre-especificar el número de grupos y su pertenencia inicial puede ser una desventaja del método k-means, ya que permite variar la capacidad de reasignar observaciones potencialmente mal clasificadas (Wilks, [2011]). Una forma práctica para determinar el número aceptable de K es utilizar el método del codo, ya que examina el porcentaje de la varianza explicada, en función del número de grupos o clusters (Bholowalia and Kumar, [2014]). Particularmente, en este trabajo se inspecciona la varianza entre los datos de anomalías de presión al nivel del mar observados durante el primer día en que la serie de temperatura máxima supera el P90 (día 0).

Así, este método se basa en la idea de minimizar la varianza intracluster y maximizar la varianza intercluster. Dicho de otra forma, busca que cada observación se encuentre muy cerca de otras catalogadas dentro de su mismo grupo y los grupos lo más lejos posible entre ellos. Idealmente, el método concentra entre los primeros grupos la mayor cantidad de varianza y, paulatinamente, se observa cómo la diferencia de varianza entre cada grupo disminuye a medida que K incrementa. Esto ocurre porque el nuevo cluster creado está muy cerca de alguno de los existentes. Por lo tanto, se examina para qué valor de K la curva exhibe un punto de inflexión.

El problema con el método del codo resulta en que este "codo" no siempre puede identificarse de forma inequívoca, ya que a veces no hay ningún codo evidente. Por esto, se cierra el problema metodológico utilizando este método como una primera aproximación para luego examinar los patrones sinópticos en las anomalías de presión para K $\pm$ 1 clusters. Es decir, se incorpora un criterio experto en función de las configuraciones sinópticas medias resultantes en cada clúster.

#### 2.1.8. Análisis de la ecuación de la tendencia

Para cuantificar el impacto inducido por la condición sinóptica promedio de cada cluster sobre el estado termodinámico de la tropósfera baja se cuantifican los términos asociados a las variaciones temporales de temperatura en un punto fijo del espacio. Esta cuantificación se realiza numéricamente a partir del reanálisis ERA5, y tiene como referencia los términos correspondientes a la ecuación termodinámica 4 (Holton, [2013]):

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_{A} = \underbrace{-V \cdot \nabla T}_{a} + \underbrace{\left(\frac{RT}{c_{p}p} - \frac{\partial T}{\partial p}\right)\omega}_{b} + \underbrace{\frac{J}{Cp}}_{c} \tag{4}$$

El término del lado izquierdo (A) representa la variación temporal de la temperatura para un punto en el espacio y se calcula a partir de la diferencias finitas centradas (DFC) aplicadas a datos horarios de temperatura obtenidos de ERA5. Los términos del lado derecho representan: (a) advección de temperatura por el viento horizontal (zonal y meridional), calculado a partir de DFC entre puntos de grillas a 0,5° de distancia; (b) cambio de temperatura debido a compresión adiabática y advección vertical (R es la constante de los gases (0,287 [kJ/kg\*K]), cp es el calor específico a presión constante (1,0052 [kJ/kg\*K]), T/P es calculado a partir de la temperatura promedio en-

tre 900 hPa y 1000 hPa divido en 950 hPa,  $\frac{\partial T}{\partial p}$  es la variación vertical de temperatura calculado como la DFC de un delta de 100 hPa y  $\omega$  es la velocidad vertical (Pa  $s^{-1}$ ) obtenida de ERA5); (c) calentamiento o enfriamiento diabático que incluye la radiación de onda corta y de onda larga, así como flujos de calor latente y sensible (en este estudio, este término es estimado a partir del residual obtenido entre la variación temporal de temperatura (A), calculado como DFC con delta de 2h, menos la suma de (a) y (b)).

Tanto (a) como (b) representan tendencias de temperatura debidas a procesos adiabáticos, mientras que (c) corresponde al término de calentamiento diabático. Así, la ecuación 4 explica el cambio de temperatura total, para un punto fijo en particular, como resultado de la suma de procesos diabáticos y adiabáticos. La descripción sobre el análisis de sensibilidad y comparación de resultados obtenidos para la ecuación 4 se muestra en la sección 4.5 de la discusión.

# 3. Resultados

# 3.1. Evaluación de los modelos de regresión lineal (RLM) y RLM con ajuste de sesgo por cuantiles (RLM+QM)

Al comparar las observaciones de cada estación meteorológica y los respectivos modelos RLM y RLM+QM, los estadísticos calculados para el periodo 1980–2022 dan cuenta de una alta correspondencia (tabla 3). Mientras que el modelo RLM exhibe correlaciones que varían entre 0,91 y 0,64 al ser calculados para Ed. Frei y San Martín respectivamente, el RMSE muestra que el error asociado puede alcanzar hasta los 2,40 °C en San Martín. Así mismo, cuando se emplea un ajuste de sesgo por cuantiles (modelo RLM+QM) el estadístico asociado a la razón de amplitudes (Sy/So) alcanza valores más cercanos a 1, valor que representa su condición ideal, mientras que las variaciones del RMSE y correlación varían en un orden decimal y centesimal, respectivamente. También, cabe destacar que para ambos modelos, RLM y RLM+QM, el sesgo obtenido (calculado como:  $Tmax_{modelada} - Tmax_{observada}$ ) varía por debajo del orden decimal.

		Modelo R	RLM		Modelo RLM+QM			
Estación	RMSE	Correlación	Sy/So	Sesgo	RMSE	Correlación	Sy/So	Sesgo
	[°C]			[°C]	[°C]			[°C]
Ed. Frei	0,87	0,91	0,91	-0,02	0,90	0,90	0,99	0
Carlini	1,53	0,76	0,76	-0,01	1,63	0,76	0,98	0,01
C. Met Antártico	1,13	0,80	0,80	-0,03	1,21	0,79	0,99	0
B. Prat	1,29	0,75	0,77	-0,05	1,42	0,73	0,99	-0,01
B. San Martín	2,40	0,64	0,68	-0,13	2,63	0,64	0,99	0,01

Cuadro 3: Estadísticos de validación del downscaling estadístico de RLM y RLM+QM. Estadísticos calculados durante el periodo 1980-2022.

La variabilidad temporal de los estadísticos de la tabla 3 es estimada para el caso de los datos en la estación Ed. Frei debido a su amplio registro histórico que permite una adecuada validación. La figura (figura 7) exhibe una marcada diferencia entre ambos modelos tras observar el estadístico Sy/So: el parámetro obtenido a partir del modelo RLM+QM presenta en promedio valores de  $\sim 0, 1$  por sobre el modelo RLM lo que a largo plazo implica una razón de amplitudes perfecta (Sy/So=1) entre el modelo y sus respectivas observaciones. Por otro lado, no se observan mayores variaciones al analizar la variabilidad interanual de los estadísticos de correlación, RMSE y sesgo. Se observa, además, que el sesgo exhibe una transición desde un periodo (1980–1994) de subestimación del promedio estacional de las observaciones, hasta una etapa (1995–2020) donde existe una sobreestimación de los valores registrados.



Figura 7: Estadísticos de validación del downscaling estadístico usando RLM y RLM+QM: variabilidad interanual de los parámetros (de arriba a abajo): RMSE, correlación, Sy/So y sesgo. La línea recta indica la media a largo plazo de los valores obtenidos. La ausencia de valores para un año en particular indica que no se alcanza el 60 % de los datos para su respectivo cálculo.

La figura 7 permite identificar años particulares en que los modelos presentan deficiencias o robustez al estimar el dato registrado por cada estación meteorológica. Particularmente, los años 1986 y 2002 destacan por exhibir estadísticos lejanos a su valor ideal (r=1 Sy/So=1 RMSE=0 y sesgo=0), mientras que los años 1988 y 2017 son años donde el modelo exhibe una mejor relación estadística. La diferencia entre ambos modelos ocurre en la evaluación del estadístico Sy/So: destaca el desempeño del modelo RLM+QM, que a partir de ahora también podrá ser referiro como "serie modelada". Dicho esto, la figura 8 muestra series de temperatura máxima observadas y modeladas durante el verano correspondiente a los años mencionados en el párrafo anterior. El año 1986 exhibe periodos intraestacionales en que el modelo presenta menor variabilidad y amplitud que la señal observada, tal como sucede durante los días cercanos al 10 de diciembre y 28 de febrero. Esto mismo se observa durante el año 2002 en torno al 19 de enero, cuando el modelo tiende a sobreestimar la temperatura máxima observada. Por otro lado, durante los años en que estadísticamente se tiene una correspondencia mayor entre la serie modelada y la observada, también existen diferencias puntuales pero menores en términos de amplitud que perturban la identificación de eventos extremos. Por ejemplo, el 8 de febrero del año 1988, ambas señales identifican un evento extremo que está por sobre el P90 móvil. Sin embargo, pocos días después se identifican nuevos eventos extremos sólo a partir de la serie de temperatura máxima modelada.



Figura 8: Series de temperatura máxima [°C] para la estación Ed. Frei: observada (negro) y modelada con RLM+QM (rojo). Los años 1986 y 2002 fueron escogidos por poseer la correlación más baja en la figura 7, mientras que los años 1988 y 2017 exhiben la mejor condición posible de los estadísticos. La línea segmentada indica el P90 mientras que las barras verticales grises (rojas) indican eventos extremos identificados en la señal observada (modelada).

En efecto, la figura 9 muestra que solo el 42,5 % de los eventos ocurridos en la serie modelada ocurren el mismo día que en las observaciones. También se observa cómo la probabilidad de tener un evento en la serie modelada con cierto desfase de  $\pm 4$  días respecto a un evento en la serie observada no supera el 12,4 %.



Figura 9: Probabilidad condicionada de encontrar un evento en la serie observada de Ed. Frei, dado un evento encontrado en la señal modelada (RLM+QM). Complementariamente, se analiza esta probabilidad en un rango temporal comprendido entre  $\pm 4$  días.

### 3.2. Análisis general de eventos extremos:

A medida que aumenta la persistencia de un evento cálido extremo (figura 10, panel izquierdo) se exhibe en promedio una mayor intensidad, definida en este caso como la anomalía obtenida respecto al umbral el P90. Así mismo, se observa cómo los eventos CEs ocurren ocho veces más frecuentemente que los eventos OCs, y la duración de estos últimos es típicamente inferior a cuatro o cinco días consecutivos. Los registros de tres estaciones, específicamente Ed. Frei, C. Met. Antártico y Ar Prat, muestran eventos cuya duración máxima fue de 7 días, superado por aquellos encontrados en las estaciones Carlini y San Martín, los cuales perduraron por hasta 9 y 10 días respectivamente.

El panel derecho de la figura 10 exhibe el máximo de anomalía de temperatura máxima observada entre eventos de igual duración. La intensidad de estos valores oscila entre 3 [°C] a 8 [°C], tanto en eventos OCs como CEs; también se destaca que el día en que suele ocurrir el máximo de anomalía de temperatura se retarda a medida que el evento presenta una persistencia mayor.



Figura 10: Características generales de eventos cálidos extremos identificados en las series de temperatura máxima generadas mediante RLM+QM para las 5 estaciones meteorológicas utilizadas. Panel izquierdo: anomalía de temperatura promedio para eventos de diferente duración (número de eventos indicado en números sobre las barras). Panel derecho: valor máximo de anomalía de temperatura máxima para cada grupo de eventos clasificados según su duración (los números sobre las barras marcan el día promedio en que ocurre el máximo de temperatura). La anomalía es obtenida respecto al umbral P90. El sombreado de fondo en gris claro (gris oscuro) distingue los eventos CEs y OCs, definidos de acuerdo a su duración.

Considerando el promedio del ensamble compuesto por los registros generados para las estaciones utilizadas en este estudio, la figura 11 describe la evolución interanual media de los eventos cálidos extremos y la temperatura máxima promedio estacional. En el panel superior se observa una tendencia negativa, no significativa, durante el periodo 1980-2020 (-0,002 [°C/año]), la cual indica un enfriamiento en la región de estudio. Este resultado es coherente con las tendencias del número de eventos OCs y CEs por año durante ese periodo, las cuales son de -0,004 [eventos/año] y -0,048 [eventos/año] respectivamente. Sin embargo, ninguna de estas tres tendencias son estadísticamente significativas.

Por otra parte, tras subdividir el periodo de análisis, se observa en el panel superior dos periodos de calentamiento (1980–1990 y 2014–2020) y un periodo de enfriamiento (1990–2014), descritos por tendencias estadísticamente significativas. Así mismo, el panel inferior describe una evolución similar al analizar el número de eventos OCs y CEs: la única tendencia estadísticamente significativa corresponde a la calculada durante el periodo 2014–2020, que exhibe un aumento de eventos OCs y CEs equivalente a 0,47 [eventos/año] y 1,59 [eventos/año] respectivamente.



Figura 11: Panel superior: Evolución interanual del promedio de verano extendido (noviembremarzo) de la temperatura máxima del aire. Los veranos se asignan al año correspondiente a los meses enero-marzo. En el panel superior, las líneas punteadas corresponden a las tendencias lineales de temperatura estacional y el panel inferior muestra eventos extremos (amarillo) y olas de calor (rojo) para los períodos 1970–1990 (calentamiento), 1990–2014 (enfriemiento) y 2014– 2020 (calentamiento), respectivamente. El nivel de significancia de los valores de las tendencias se representa por uno, dos y tres asteriscos, correspondientes al 90 %, 95 % y 99 %, respectivamente. Todos los datos corresponden al promedio del ensamble de los registros modelados para todas las estaciones utilizadas; por ello, el panel inferior es graficado mediante boxplots con un intervalo de confianza del 95 % y  $\pm 1$  desviación estándar en torno a la media.

De forma complementaria, la figura 12 compara la anomalía estacional de temperatura máxima con la cantidad de eventos extremos en cada verano extendido correspondiente. La anomalía, en este caso, es obtenida como el promedio estacional de cada verano extendido - el promedio temporal de largo plazo. A partir de este análisis, ambos casos exhiben una relación directamente proporcional, donde todas las correlaciones obtenidas son estadísticamente significativas con  $\alpha = 0, 5\%$ (figura 13). Adicionalmente, los coeficientes de determinación múltiple ( $r^2$ ), indican que en promedio la temperatura media de verano explica un 62 % (38 %) de la varianza del número de eventos CEs (OCs) por año.



Figura 12: Diagrama de dispersión entre la anomalía de temperatura máxima estacional y el número de eventos extremos en cada verano extendido. Izquierda (derecha): eventos CEs (OCs). La anomalía es calculada como la señal interanual menos el promedio de largo plazo (1980-2020). Complementariamente, se calculan los coeficientes de determinación múltiple, todos estadísticamente significativos  $\alpha = 0, 5$ %. La leyenda de colores indica las estaciones correspondientes.

Cabe destacar que las correlaciones obtenidas no varían al extraer la tendencia de largo plazo de las series de tiempo; al hacerlo, se obtienen valores similares a los presentados en la figura 12, y las diferencias son de orden milesimal.



## Test de significancia de Montecarlo

Figura 13: Distribución de correlaciones obtenidas en Monte Carlo. Las regiones sombreadas marcan la significancia al 90 %, 95 % y 99 %. El punto naranjo marca la correlación obtenida.

La figura 14 estima mediante probabilidad condicionada la representatividad temporal de los eventos extremos identificados en estaciones determinadas, dado un evento identificado en la estación Ed. Frei. Para eventos CEs, la probabilidad varía entre  $\sim 70\%$  a  $\sim 40\%$  obtenida en las estaciones C. Met. Antártico y San Martín, respectivamente. Tras omitir la probabilidad encontrada con lag=0, la máxima probabilidad se encuentra entre los  $\pm 2$  días de desfase, con valores cerca-

nos al 15 %. Por otro lado, los eventos OCs, exhiben comportamiento similar entre la máxima y mínima probabilidad obtenida: estos valores nuevamente son identificados en Centro Met. y San Martín, respectivamente, disminuyendo su probabilidad de 50 % a 25 %. Además, dichas probabilidades están por debajo del 8 % para cualquier desfase estudiado.



Figura 14: Probabilidad condicionada de observar el primer día de un evento cálido extremo en una estación determinada, dado un evento cálido en Ed. Frei. Complementariamente se analiza un desfase de  $\pm 4$  días.

#### 3.3. Análisis de cluster

Tal como se menciona en la sección 2.1.7 y ahora observable en la figura 15, en este caso el método del codo no exhibe por sí solo un punto de inflexión que ayude a determinar la cantidad K de clusters a emplear en la función k-means. Sin embargo, es destacable que, al escoger 4 clústers, estos explican en promedio  $\sim 70 \%$  de la varianza total asociada a todos los eventos identificados en cada estación. Así mismo, el aumento diferencial en la varianza promedio explicada tras escoger

dos, tres, cuatro o cinco clusters es de 13,3 %, 7,3 %, 3,9 % y 3,4 % respectivamente. Por esto, la determinación final de K se basa en la observación del compuesto correspondiente a cada clúster partiendo con K=4 y variando en  $\pm 1$ . Por ejemplo, en Ed. Frei se identifican cuatro clústers observados en la figura 16 al incrementar K a 5 se debilita la condición promedio (compuesto) asociada al clúster 4 en K=4, pero se exhibe un patrón espacial muy similar al original (no mostrado). De otra forma, con K=3, los eventos asociados al clúster 4 en K=4 son incluidos dentro del clúster 3, cuando evidentemente exhiben una posición espacial del anticiclón migratorio diferente. Por esto es que se necesita el criterio experto para clasificar las condiciones sinópticas promedio.



Figura 15: Método del codo para análisis de clusters realizado a partir de anomalías de presión exhibidas durante el día 0 de un evento extremo. Análisis realizado para eventos identificados en cada estación. Sólo se grafica hasta los primeros 7 clústers.



Figura 16: Compuesto de eventos CEs y OCs identificados en estación Ed. Frei pertenecientes a los clusters 1-4. Panel superior: anomalías de presión a nivel del mar (sombreado) y valor absoluto de la altura geopotencial a 500 hPa (contornos; intervalo: 200 m; la línea destacada marca los 5400 m). Panel inferior: anomalías de temperatura del aire a 2 m (sombreado, ver escala de colores) y anomalías de presión a nivel del mar (contornos; intervalo: 2 hPa). El contorno de altura geopotencial segmentado (continuo) destacado marca los -4 hPa (4 hPa); se omite el contorno nulo. Fuente de datos: Reanálisis ERA5.

Así, la figura 16 muestra 4 patrones sinópticos: el clúster 1 (C1) que exhibe una condición de tren de ondas de carácter transiente, el clúster 2 (C2) que reúne características típicas de una condición prefrontal con vientos del noroeste sobre PA asociados a un ciclón migratorio de "onda larga" (es decir, aparentemente persistente), el clúster 3 (C3) que también exhibe características asociadas a advección del noroeste sobre PA asociadas a un anticiclón migratorio con centro al este de PA y, finalmente, el clúster 4 (C4) que está asociado a vientos del oeste sobre PA inducidos por un anticiclón migratorio con centro sobre el paso de Drake, aproximadamente (52 °S, 72 °W). Así mismo, el panel inferior de la figura 16 exhibe las anomalías diarias promedio de temperatura para cada cluster. Se aprecia que estas son superiores en eventos C4 y C3 que en eventos C1 y C2. Específicamente, C3 exhibe un calentamiento diario anómalo de  $\sim 3, 5$  [°C] en toda la PA mientras que C4 modula la temperatura principalmente en la PA oriental.

Es relevante recalcar que el método k-means no enumera exactamente el mismo patrón sinóp-

tico promedio tras repetir el análisis a cada serie generada para cada estación. Por dar un ejemplo: el C1 de Ed. Frei puede corresponder al C2 de la estación Carlini. Por esto, los grupos son renumerados según su semejanza espacial promedio, tomando como referencia los clusters inicialmente identificados para el registro de Ed. Frei. Así, la tabla 4 (figura 17) indica (sintetiza) que el C4 sólo está presente dentro de los eventos observados en las estaciones Ed. Frei y Ar. Prat; además, este cluster es el que menos eventos cálidos aglutina. C1, C2 y C3 explican la mayoría de eventos CEs sin alguna preferencia clara entre ellos, mientras que los eventos OCs ocurren preferentemente bajo condiciones que en promedio exhiben un dipolo de bajas-altas presiones al nivel del mar, los cuales corresponden a C2 y C3.



Figura 17: Boxplot del N° de eventos por cluster. Se hace distinción entre eventos OCs (CEs) en el panel superior (inferior).

	Ed. Frei		Carlini		C. Met.		Ar. Prat		San Martín		Ed. Frei	
					Antártico						(Observaciones)	
OCs	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
Clúster 1	7	15,9	6	17,1	9	23,7	9	16,1	8	16,3	7	21,2
Clúster 2	16	36,4	12	34,3	12	31,6	17	30,4	19	38,8	12	36,4
Clúster 3	18	40,9	17	48,6	17	44,7	22	39,3	22	44,9	10	30,3
Clúster 4	3	6,82	0	0	0	0	8	14,3	0	0	4	12,1
Total	44	100	35	100	38	100	56	100	49	100	33	100
CEs	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
Clúster 1	118	33,4	122	33,3	121	35,4	77	24,4	87	26	139	34,5
Clúster 2	120	33,8	135	36,9	132	38,6	105	33,3	130	38,9	105	26,1
Clúster 3	79	22,8	109	29,8	89	26	75	23,8	117	35	99	24,6
Clúster 4	38	10,7	0	0	0	0	58	18,4	0	0	60	14,9
Total	355	100	366	100	342	100	315	100	334	100	403	100

Cuadro 4: Síntesis del número de eventos extremos (N) y porcentaje del total respectivo (%). En columnas: distinción para cada serie de temperatura máxima analizada, en filas: distinción entre eventos CEs y OCs, clasificados entre los cuatro clústers encontrados.

La figura 18 describe la evolución temporal de las condiciones sinópticas medias asociadas a cada cluster entre los días -4 a +2. Mientras que C1 exhibe una propagación de un tren de ondas transiente que se desplaza de Oeste a Este, C2 y C3 también indica una propagación pero de carácter más estacionario y C4 sólo representa una intensificación y posterior debilitamiento del anticiclón de bloqueo con centro en PA, aprox. (52°S 72°W). Por otro lado, C2 y C3 muestran en promedio anomalías de presión en superficie cercanas a PA con valores por sobre (bajo) los 6 [hPa] (-6 [hPa]) dos días después de que la temperatura máxima supere por primera vez el P90 móvil.



Figura 18: como en 16, panel superior; se incluye la secuencia temporal de las condiciones sinópticas medias para los días -4, -2 0 y +2; el día 0 corresponde al primer día donde la temperatura máxima supera el P90 móvil. Cada fila (columna) corresponde a cada cluster (día).

### 3.4. Variabilidad asociada a Oscilación de Madden-Julian

La Oscilación de Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés) es un modo de variabilidad tropical intraestacional causado por celdas de convección de gran escala orientadas en el plano ecuatorial entre 10°N y 10°S (Madden and Julian, [1972]). Dichas celdas se propagan hacia el Este entre la región del Océano Índico hasta el Pacífico Oriental con un periodo típico entre 40 a 50 días (Madden and Julian, [1994]) modulando en parte la propagación de ondas de Rossby en latitudes medias (Lee & Seo [2019]). Este fenómeno tiende a crear perturbaciones de carácter más estacionarias en la circulación atmosférica extratropical, las cuales son favorables o inhibidoras de múltiples eventos meteorológicos a escala global; i.e., precipitación (Grimm et al., [2019]; Rondanelli et al., [2019]), temperatura (Jacques-Coper et al., [2021]; Jenney A et al., [2019]).

Para monitorear esta oscilación y estimar vínculos con los eventos extremos encontrados en esta investigación, se usa el índice presentado por Wheeler & Hendon [2004], el cual se obtiene a partir de las dos primeras componentes principales que resultan tras aplicar Funciones Ortogonales Empíricas a datos diarios de viento zonal a 850hPa y 200hPa, así como radiación de onda larga saliente, excluyendo variabilidad de baja frecuencia y considerando como dominio sólo el plano ecuatorial entre 10°N y 10°S. En esta misma investigación se presentan las 8 fases de la MJO, que señalan la localización geográfica de la actividad convectiva principal en los trópicos.

La inspección de la posible asociación entre el estado de la MJO, representado por sus fases activas, y la modulación de la frecuencia de ECs y OCs exhibe una marcada preferencia de eventos OCs identificados en las cinco series de temperatura máxima utilizadas en este estudio. Concretamente, ECs y OCs tienden a ser más frecuentes durante la fase 7 activa (figura 19). El promedio de estas series indica que en el periodo 1980–2020 se identificaron 44,4 eventos OCs, de los cuales 30,6 ocurrieron en una fase activa de la MJO. A su vez, de estos, un 24,1 % son registrados durante una fase 7 activa. Este patrón también es destacable al revisar siete días antes (es decir, el día 7 con respecto al día 0), cuando se muestra una marcada preferencia de frecuencia de "días precursores" durante una fase 5 activa (figura 20). En ambos casos, para los días 0 y -7, constatamos que la distribución de frecuencias resulta ser diferente a la esperada al tomar la climatología como referencia (barras grises al fondo en la figura). Esta diferencia entre frecuencias observadas y esperadas es estadísticamente significativa según un test de chi cuadrado con 7 grados de libertad. Además, considerando la evolución de fases de la MJO durante un ciclo activo, este resultado sugiere una duración promedio de  $\sim 3$  días por fase.



Figura 19: número de ECs y OCs que comienzan (i.e., su día 0) durante una fase activa de la MJO (gráfico normalizado respecto al número de eventos identificados). Se repite el análisis en las series correspondientes a cada estación meteorológica. En gris se muestra la distribución de frecuencia esperada desde la climatología de las fases activas de la MJO para el periodo noviembremarzo, 1980-2020. Para cada estación se indican los números de eventos (N) y un asterisco designa la significancia estadística a un nivel de 95 %, determinado mediante un test de chi cuadrado con 7 grados de libertad.



Figura 20: Cómo en figura 19 pero para el día -7, es decir, 7 días antes del día 0.

Otro aspecto relevante es que, de los 342 eventos CEs que en promedio ocurren en cada una de las 5 estaciones utilizadas, 219 ocurren durante una fase activa de la MJO. Sin embargo, no se observa ninguna distribución estadísticamente diferente a la climatológica, ni tampoco una preferencia marcada por alguna fase de la MJO; esto tanto en la figura (figura 19) como en la figura (figura 20). Este resultado difiere cuando los eventos son agrupados según los clústers descritos en la sección anterior. Así, la fase 7 activa exhibe una preferencia para el día 0 solo en aquellos eventos CEs que pertenecen al C2 (figura 21). La relación observada es estadísticamente significativa sólo en las estaciones Carlini y C. Met. Antártico, donde  $\sim 20\%$  de los 80 eventos que pertenecen a ocurrir con el día 0 en fase 3 activa, mostrando una distribución estadísticamente significativa sólo para Ed. Frei. Al inspeccionar esta relación quince días antes del día 0, se identifica que aquellos eventos que pertenecen al C2 tienden a aglutinarse en una fase 5 activa de la MJO; esta relación esta

estadísticamente significativa en las estaciones Ed. Frei, Carlini y C. Met. Antártico. En cambio, aquellos eventos que pertenecen al C1 no exhibieron ninguna preferencia por fase de la MJO durante ningún día previo.



Figura 21: Como en figura 19, pero para eventos CEs agrupados por k-means.

### **3.5.** Estudio de casos particulares

En las secciones anteriores se compararon distintos aspectos de los resultados obtenidos para la estación Ed. Frei, tanto para la señal modelada como la observada. Además, se analizó la representatividad de su señal respecto al resto de las estaciones utilizadas. Por esta razón, el análisis particular de esta sección se basa en eventos extremos identificados sólo en la serie modelada en Ed. Frei.

La figura 22 clasifica los eventos cálidos (CEs y OCs) registrados según los clústers establecidos. Aunque no se observa alguna secuencia entre eventos de diferentes clústers, sí existen ocasiones en las que reiteradamente, en forma de secuencia, ocurren eventos categorizados en un mismo clúster durante un lapso de  $\sim 9$  días. Considerando este criterio de persistencia de un clúster determinado, el análisis de eventos particulares se remite a los periodos señalados en la tabla 5, exceptuando aquel que corresponde al evento tipo C4, el cual se ha escogido porque incluye el máximo histórico de temperatura alcanzado durante el 6 de febrero del año 2020.

	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3	Cluster 4
Fecha de inicio	23-01-2020	20-02-1989	08-11-2010	01-02-2020
	00:00 UTC	00:00 UTC	00:00 UTC	00:00 UTC
Fecha de término	31-01-2020	28-02-1989	17-11-2010	9-02-2020
	23:00 UTC	23:00 UTC	23:00 UTC	23:00 UTC

Cuadro 5: tabla resumen correspondiente a los periodos de análisis particulares.



Figura 22: Registro de eventos cálidos extremos (CEs) en Ed. Frei durante el verano extendido del periodo 1980–2020. El color indica su clasificación según el análisis de clústers.

### 3.6. Caso evento clúster C1

El periodo de estudio contempla desde el 23 hasta el 31 de enero del año 2020, en el cual ocurren tres eventos CEs tipo C1 los días 25, 27 y 30 de enero. En cada día se observa un ciclón migratorio típicamente ubicado a 60°S y al oeste de las Islas Shetland del Sur, cuya máxima intensidad corresponde al mínimo valor en la anomalía de presión ( $\sim -20$  hPa), que se observa durante el día 27 de enero (figura 23).

Este desarrollo es coherente con la evolución temporal observada en anomalías diarias de flujo de radiación de onda corta en superficie durante el periodo seleccionado (figura 24). Durante los días 27 y 28 de enero, se observa una banda delgada con orientación meridional y valores típi-

camente inferiores a -100 [W/m<sup>2</sup>] que cruza la parte norte de la PA y por consiguiente las Islas Shetland del Sur. El día 30 de enero ocurre una situación diferente, ya que las anomalías tanto de presión como de radiación de onda corta poseen una intensidad similar a las de los días previos, pero con una estructura espacial desplazada hacia el norte. Esto se asocia a anomalías positivas inferiores a 100 [W/m<sup>2</sup>] en las islas Shetland del Sur durante el mismo día.

Por su parte, los días 27 y 28 de enero se observa precipitación de agua líquida en Ed. Frei, cuyos montos acumulados según el reanálisis ERA5 bordean los 10 mm (figura 26). Este monto se mantiene durante el día 29 y disminuye durante el 30 de enero, cuando se acumularon 4 mm en la misma ubicación. Por su parte, en PA se observan valores de transporte integrado de vapor de agua (IVT) típicamente por debajo de los 250  $kgm^{-1}s^{-1}$  durante los 9 días de estudio (figura .25).

Finalmente, la figura 27 exhibe que la temperatura máxima modelada es coherente en su evolución temporal con la registrada en Ed. Frei durante los tres eventos, pero la sobreestima hasta en  $\sim 2^{\circ}$ C. En particular, la serie modelada alcanza valores que varían entre los 6°C a 7°C, interrumpidas por un descenso que marcó valores de  $\sim 4^{\circ}$ C durante los días 26 y 29 de enero. De esta manera, estas disminuciones dividen una potencial OC de 6 días en 3 eventos CEs destacados en azul. Durante el 27 de enero se registra la variación temporal de temperatura más marcada entre 750 hPa y 950 hPa; se observa, en general, un balance entre el término diabático ([c] de la ecuación 4) y el término asociado a compresión adiabática y advección vertical ([b] de la ecuación 4). Sin embargo, cuando el reanálisis reproduce una variación temporal positiva de la temperatura en los niveles cercanos a la superficie,  $\sim 0,5^{\circ}$ C/h entre 27- 01- 2020 12:00 UTC y 28-01-2020 12:00 UTC, el balance se produce entre la suma de dos términos, el advectivo horizontal con el de procesos diabáticos (términos [a] y [c] de la ecuación 4) y aquel asociado a movimientos verticales (término [b] de la ecuación 4), observable en la figura 28.



Figura 23: evolución temporal del evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020); se muestran los promedios diarios de anomalías de presión en superficie (altura geopotencial) en colores (contornos). La anomalía es calculada respecto al periodo 1981–2010; los contornos rojos marcan la anomalía de presión en intervalos de 10 hPa (se omite el contorno nulo). Los contornos de altura geopotencial tienen un intervalo cada 100 m; la línea negra destacada marca los 5200 m.



Anomalías de "Mean surface direct short-wave radiation flux" [h500 en contornos]

Figura 24: evolución temporal del evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020); se muestran los promedios diarios de radiación de onda corta en superficie (altura geopotencial) en colores (en contornos). Para la la altura geopotencial, el intervalo es de 100 m; la línea destacada marca los 5200 m.

# Vapor de agua integrado en la vertical



Figura 25: evolución temporal del evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020); se muestran los promedios diarios transporte integrado de vapor (IVT) en colores. Los vectores indican la dirección y magnitud del transporte.



Precipitación total acumulada

Figura 26: evolución temporal de un evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020), se muestra la precipitación diaria acumulada en la región cercana a las islas Shetland del Sur. La escala de colores se ajusta a la precipitación diaria típica registrada en Ed. Frei durante el periodo verano desde 1980 hasta el 2020 ( $\sim 10 \text{ [mm/día]}$  estimados a partir del Explorador climático CR2).



Figura 27: evolución temporal de distintas variables en torno al evento evento C1 seleccionado (27 de enero de 2020). El eje izquierdo exhibe la variación de los términos de la ecuación termodinámica interpolados a la ubicación de Ed. Frei, en 950 hPa. El eje derecho describe la temperatura horaria interpolada en 975 hPa, temperatura máxima observada, temperatura máxima modelada y el P90 móvil.



Ec. Tendencia, Base Ed. Frei [23-Jan-2020 / 01-Feb-2020]

Figura 28: evolución temporal durante el periodo de estudio de un evento C1 de los términos de la ecuación termodinámica interpolados a la ubicación de Ed. Frei, entre 950 hPa y 750 hPa.
#### 3.7. Caso evento clúster C2

El periodo de estudio para dos eventos consecutivos tipo C2 contempla desde el 20 hasta el 28 de febrero del año 1989 en el cual ocurre un evento CE y una OC tipo C2 los días 21 y 23 de febrero. La figura 29 exhibe una condición inicial de un centro de baja presión en superficie entre 65°S y 100°W, de carácter persistente, que tiende a intensificarse durante el 21 de febrero, cuando ocurre un evento CE. Esto sucede durante el paso de un frente entre el 20 y 21 de febrero, caracterizado por una franja de anomalías negativas de radiación de onda corta, observable en la figura 30. El 23 de febrero comienza una OC de 5 días de duración, que exhibe una anomalía negativa de presión con una elongación hasta latitudes más bajas, parecidas al promedio climatológico de eventos tipo C2 mostrado en la figura 16. Esta anomalía tiende a intensificarse durante los días 23-24 y 26-27 de febrero, marcados por anomalías negativas de radiación de onda corta. Tal característica también está presente durante el día 25 de febrero, pero con una estructura espacial diferente, la cual abarca un área superior en el extremo norte de la PA (figura 30).

La figura (figura 32) exhibe la ocurrencia de precipitación en Ed. Frei durante ocho días del periodo de análisis. La máxima acumulación diaria ocurre durante el día 25 de febrero (día +2, es decir, 2 días después del día 0 de la OC), con montos que bordearon los ~ 9 mm/día. Esta condición es favorecida por un transporte de humedad proveniente de latitudes medias a partir del día 23 de febrero, cuya máxima intensidad (~  $500kgm^{-1}s^{-1}$ ), observable en la figura (figura 31), ocurre durante el 25 del mismo mes.

Finalmente, la figura 33 exhibe una evolución coherente entre la temperatura modelada por RLM+QM, interpolada directamente a partir del reanálisis ERA5 en la estación Ed. Frei, y la serie registrada. El máximo de temperatura observado ocurre durante el día 25 de febrero, cuando

el reanálisis muestra la máxima precipitación acumulada diaria, favorecida por el transporte de humedad de latitudes medias. El patrón observado en la figura 34 indica que durante el evento OC; los días 23 y 25, entre las 18:00-23:00 UTC y 27 de febrero a las 00:00 UTC, el reanálisis reproduce una variación temporal positiva de la temperatura en los niveles cercanos a la superficie (~0,6 °C/h). Aunque este calentamiento es interrumpido por intermitentes periodos de enfriamiento, la disminución de temperatura no disminuyó lo suficiente para interrumpir la duración del evento OC. En cada periodo el balance se produce (al igual que en el evento C1) entre la suma de dos términos, el advectivo horizontal con el de procesos diabáticos (términos [a] y [c] de la ecuación 4), y aquel asociado a movimientos verticales (término [b] de la ecuación 4) observable en la figura 34.



Figura 29: Como en 23 pero para el evento C2.



Anomalías de "Mean surface direct short-wave radiation flux" [h500 en contornos]

Figura 30: Cómo en figura 24 pero para el evento C2.

## Vapor de agua integrado en la vertical



Figura 31: Cómo en figura 25 pero para un evento C2.



Precipitación total acumulada

Figura 32: Como en figura 26 pero para un evento C2.



Figura 33: como en figura 27 pero para un evento C2.



## Ec. Tendencia, Base Ed. Frei [20-Feb-1989 / 01-Mar-1989]

Figura 34: como en figura 28 pero para un evento C2.

#### **3.8.** Caso evento clúster C3

El periodo de estudio para tres eventos CEs consecutivos tipo C3 contempla desde el 8 hasta el 16 de noviembre del año 2010. Los CEs ocurren los días 10, 14 y 16 de noviembre. El primer evento tiene una duración de dos días, mientras que el resto duran un día cada uno. La figura 35 exhibe un anticiclón migratorio al nivel del mar durante todos los eventos CEs. Los primeros dos muestran condiciones barotrópicas y una posición relativa del centro de alta presión cercana al sur de la Patagonia (56°S, 55°W) con una elongación hasta la PA, mientras que el evento ocurrido el 16 de noviembre presenta una única condición más cercana al compuesto C3 observado en la figura 16. Complementariamente, la figura 36 exhibe anomalías cercanas a 0 [ $Wm^{-2}$ ] de radiación directa de onda corta sobre la superficie, que indican cielos parcialmente despejados durante los dos días de cada evento (10, 14 y 16 de noviembre), y luego se infiere la presencia de nubosidad prefrontal y frontal el día 14 de noviembre, que se debilita cuando atraviesa el paso Drake hacia el día 16 del mismo mes. Esta información es coherente con la retención de radiación de onda larga en superficie (figura 37) ante la presencia de cielos parcialmente nublados.

En cuanto a precipitación, la figura 39 exhibe valores acumulados inferiores a 1 mm durante los primeros dos eventos y cercanos a 2,5 [mm] durante el día 16 de noviembre. Por otro lado, la figura 38 muestra un transporte de humedad hacia el Mar de Bellingshausen cercano a los 400  $[kgm^{-1}s^{-1}]$  durante los días 9 y 13 de noviembre previos a dos eventos CEs.

Finalmente, la figura 40 exhibe una evolución coherente y estrechamente relacionada entre las series de temperatura máxima observada, interpolada desde ERA5 y modelada por RLM+QM. En cuanto a los términos de la ecuación termodinámica en 950 hPa, durante el 10 y 11 de noviembre existe un balance entre el término diabático (positivo) y aquél asociado a movimientos verticales (negativo), levemente interrumpido por la advección horizontal durante las 00:00 UTC del día 11

de noviembre.

Según el reanálisis, la tasa de mayor calentamiento se produce entre los 850 y 750 hPa durante las 00:00 UTC del día 10 de noviembre (figura 34), cuyos valores bordean los ( $\sim$ 0,7 °C/h). Este incremento se explica mediante la suma del término diabático de la ecuación termodinámica 4 y aquel asociado a movimientos verticales (término [b] de la ecuación 4).



Figura 35: Como en 23 pero para el evento C3.



Anomalías de "Mean surface direct short-wave radiation flux" [h500 en contornos]

Figura 36: Cómo en figura 24 pero para el evento C3.



Anomalías de "Mean surface downward long-wave radiation flux" [h500 en contornos]

Figura 37: evolución temporal de un evento C3 de los promedios diarios de retención de radiación de onda larga en superficie (altura geopotencial) en colores (en contornos; intervalo: 100 m; la línea destacada marca los 5200 m).

## Vapor de agua integrado en la vertical



Figura 38: Cómo en figura 25 pero para un evento C3.



Precipitación total acumulada

Figura 39: Como en figura 26 pero para un evento C3.



Figura 40: como en figura 27 pero para un evento C3.



## Ec. Tendencia, Base Ed. Frei [08-Nov-2010 / 17-Nov-2010]

Figura 41: como en figura 28 pero para un evento C3.

#### 3.9. Caso evento clúster C4

El periodo de estudio para el evento tipo C4 comprende desde el 1 hasta el 9 de febrero del año 2020. La figura (figura 42) describe la formación e intensificación de una alta presión de bloqueo bajo el eje de una dorsal en niveles medios posicionada sobre el paso Drake (58°S, 62°O) a partir del 5 de febrero. Esta condición atenúa la presencia de nubosidad, como se infiere a partir del incremento de radiación de onda corta observada en las cercanías de las Islas Shetland del Sur (figura 43). Sin embargo, tales anomalías comienzan a ser positivas a partir del 7 de febrero sobre la región de estudio.

A pesar de que las condiciones sinópticas durante el evento extremo explican la ausencia de precipitación en las Islas (observable en la figura 46), sí existe un transporte de humedad previo hacia el mar de Bellingshausen (figura 45), el cual favorece la potencial formación de nubosidad baja y mayor retención de radiación de onda larga observable en la figura (figura 44) en valores positivos.

Complementariamente, la figura 47 exhibe calentamiento tanto en la serie modelada por RLM+QM como en la observada en Ed. Frei; ambas series alcanzan temperaturas por sobre los 6°C. Esta condición está fuertemente influida en 950 hPa por el término diabático, el cual alcanza valores por sobre los 2 °C/h durante los días 6, 7 y 9 de febrero. Particularmente, durante el 6 de febrero, la figura 48 describe un abrupto calentamiento entre 750 hPa y 950 hPa ocurrido alrededor de las 12 UTC. Este fenómeno se explica únicamente a partir del aporte del término diabático de la ecuación termodinámica 4.



Figura 42: Como en 23 pero para el evento C4.



Anomalías de "Mean surface direct short-wave radiation flux" [h500 en contornos]

Figura 43: Cómo en figura 24 pero para el evento C4.



# Anomalías de "Mean surface downward long-wave radiation flux" [h500 en contornos]

Figura 44: Cómo en figura 37 pero para el evento C4.

## Vapor de agua integrado en la vertical



Figura 45: Cómo en figura 25 pero para un evento C4.



Precipitación total acumulada

Figura 46: Como en figura 26 pero para un evento C4.



Figura 47: como en figura 27 pero para un evento C4.



Ec. Tendencia, Base Ed. Frei [01-Feb-2020 / 10-Feb-2020]

Figura 48: como en figura 28 pero para un evento C4.

## 3.10. Resumen de casos particulares

A partir de lo expuesto anteriormente, se escoge un día típico perteneciente a cada periodo de estudio analizado en la sección anterior. Estos días se escogen con el criterio de que presenten la mayor similitud, en cuanto a anomalías de presión en superficie, con los compuestos respectivos exhibidos en la figura 16.

En síntesis, se observa a partir de la figura 54 un patrón prefrontal durante los eventos que pertenecen al C1 y C2, los cuales favorecen la advección cálida de latitudes bajas y liberación de calor latente por precipitación de agua líquida. La principal diferencia entre ellos se basa en la intensidad y ubicación de la baja presión migratoria, junto al desplazamiento zonal que explica un fenómeno más transiente (es decir, de evolución temporal más rápida) en aquellos eventos que pertenecen al C1, comparado con aquellos que pertenecen al C2.

Los eventos categorizados en C3 y C4 exhiben características moduladas por un anticiclón migratorio. A partir de esta configuración se puede inferir una condición predominante de cielo parcialmente nublado, que favorece la retención parcial de radiación de onda larga sobre la superficie terrestre y, a la vez, radiación de onda corta en superficie. La principal diferencia entre ellos se basa en la dirección de la advección de temperatura, la cual tiene una componente más marcadamente meridional en el caso del evento C3 –favorecida por una baja presión migratoria–, mientras que el evento perteneciente al C4 indica una advección principalmente zonal –favorecida por un anticiclón migratorio intensificado–.



Figura 49: Síntesis de características asociadas a eventos cálidos extremos. Cada columna exhibe una variable en particular previamente descrita durante los análisis particulares. Cada fila corresponde a un día típico de cada clúster.

# 4. Discusión

La presente investigación estudió los eventos cálidos extremos (CEs) y olas de calor (OCs) identificados durante el verano extendido (noviembre-marzo) del periodo 1980–2020 en la PAO. La caracterización sinóptica se enfocó en los CEs. Ambos tipos de eventos fueron definidos a partir del P90 móvil en series de tiempo de temperatura máxima, generadas a partir del reanálisis ERA5, posteriormente corregido mediante un downscaling estadístico, específicamente ajuste de sesgo por cuantiles (RLM+QM), aplicado para representar de la manera más cercana los registros instrumentales de cinco estaciones meteorológicas: Ed. Frei, Carlini, C. Met Antártico Ar. Prat y San Martín (tabla 1). Considerando el conjunto de CEs identificados, se observó que el compuesto en anomalías de presión al nivel del mar exhibe una condición sinóptica diferente a la observada durante los eventos cálidos más extremos registrados en Base Esperanza durante los veranos de 2015 y 2020. Por esto, el foco principal de este trabajo se centró en describir las diferentes configuraciones sinópticas y mecanismos asociados que favorecen la ocurrencia de eventos extremos en PAO. Además, de manera complementaria, se proporcionan breves análisis sobre la variabilidad interanual de los eventos extremos y posibles teleconexiones asociadas a la MJO durante el periodo de estudio. Las subsecciones siguientes proporcionan discusiones sobre aspectos específicos del estudio.

## 4.1. Sobre el uso de modelos estadísticos

Las observaciones incompletas de estaciones meteorológicas suelen ser infrautilizadas en los análisis científicos y técnicos, lo que impacta particularmente en su utilidad práctica. Este trabajo muestra que la aplicación de un downscaling estadístico sobre este tipo de datos parece ser una aceptable alternativa para completar registros históricos, ya que aumenta la correspondencia entre el modelo de circulación global y el clima real mediante el establecimiento de relaciones empíricas. Esto permite, en particular, estudiar eventos que se definen en función de la persistencia, como son las olas de calor. Este modelo adquiere mayor realismo cuando se dispone de observaciones que permitan aplicar un ajuste de sesgo por cuantiles, ya que equipara la amplitud del modelo y

las observaciones. Otro aspecto destacable del método empleado es la determinación empírica de los regresores del modelo de RLM (en este caso, determinado por el área del reanálisis utilizada y los puntos de grilla contenidos en ella), ya que son escogidos mediante un algoritmo que evalúa múltiples combinaciones de estos, hasta encontrar aquel conjunto que disminuye el error asociado al modelo. Esto entrega al usuario un modelo robusto que, en el caso de este estudio, estima la temperatura máxima diaria con un RMSE inferior a 2,6 [°C] y con sesgo a largo plazo de 0 [°C].

Thrasher [2012], en un estudio enfocado en la escala global durante el periodo 1961–1999, enfocado en un ajuste de sesgo por cuantiles en datos de temperatura máxima, sin un downscaling previo, estima que el RMSE asociado alcanza en promedio los 6,5 [°C], tras ser calculado usando 17 modelos de circulación global. Esto, aún cuando la temperatura es ajustada mediante la amplitud térmica observada ( $T_{max} - T_{min}$ ) y no directamente desde los datos de temperatura máxima observada. Sin embargo, sus resultados pueden no ser totalmente comparables con el método utilizado en la presente investigación, dado que:

- En el presente caso, el ajuste de sesgo por cuantiles es aplicado sobre cada serie de cinco estaciones meteorológicas con registros incompletos, empleando para cada una un modelo de regresión lineal. En el caso de Thrasher [2012], se aplica este procedimiento en puntos de grilla de 17 modelos de circulación global, interpolados a una resolución común de 2° de distancia entre ellos, sobre otro modelo de mayor resolución espacial (0,5°), el cual los autores consideran como registro observado.
- Los periodos de calibración y validación son diferentes. Mientras nosotros utilizamos un esquema de validación cruzada, Thrasher [2012] utiliza un periodo de calibración de 20 años y luego su modelo es validado en un periodo de 19 años.
- 3. El modelo de circulación global y área de estudio son diferentes.

A pesar de esto, ambos casos exhiben una disminución del sesgo tras la aplicación de los respectivos métodos, por construcción. Adicionalmente, en el presente caso, el modelo RLM+QM muestra una varianza similar a la observada en cada estación meteorológica, lo que se considera una fortaleza del procedimiento en términos de realismo.

Finalmente, la capacidad de que el modelo RLM+QM logre identificar eventos de manera simultánea a las observaciones está indicada en la figura 9. Aún cuando se define  $\pm 1$  día de desfase como "rango aceptable", la correspondencia calculada como suma de probabilidades sería del 58,6%. Ciertamente, este resultado limita el grado de representatividad del análisis respecto a la realidad. No obstante, hay aspectos que realzan la validez de este estudio, a saber: 1) la obtención de los mismos cuatro patrones de circulación en superficie (i.e., clústers C1–C4) identificados sobre eventos obtenidos tanto en la serie observada como en la modelada de Ed. Frei, 2) la obtención de tendencias interanuales similares, que marcan períodos de enfriamiento o calentamiento en la zona de estudio, y 3) la similitud de los resultados del análisis a partir de la serie de Ed. Frei y las otras cuatro estaciones meteorológicas. Todos estos aspectos agregan mayor sustento al método empleado.

## 4.2. Sobre el análisis general de eventos extremos

El uso de modelos estadísticos no permite establecer con exactitud cuál es, en la realidad, el evento más intenso o de mayor duración registrado en la zona de estudio, dado que su ajuste a los registros observacionales no es completamente perfecto. Sin embargo, el análisis de características generales entre grupos de eventos de igual duración –replicado para cada estación meteorológica– ofrece un resultado robusto para identificar características básicas de los eventos cálidos extremos (duración, intensidad, día de máxima temperatura). De aquí es posible inferir que a medida que los eventos exhiben una mayor duración, en promedio presentan una mayor anomalía de temperatura

respecto al P90 y a su vez el máximo de temperatura tiende a ocurrir cada vez más tarde respecto al día 0.

Por otro lado, aunque se estima que la variabilidad estacional de temperatura puede explicar un 62 % (38 %) de la varianza observada en el número de eventos CEs (OCs) por año, las tendencias interanuales de temperatura encontradas difieren en magnitud a lo expuesto por Carrasco et al., [2021], Oliva [2017], Turner [2016] (comparación en tabla 6). Esto puede tener múltiples causas atribuibles, por ejemplo: el cálculo de tendencias sobre periodos diferentes, la utilización de una serie interanual construida a partir de un ensamble obtenido entre los registros de las cinco estaciones utilizadas, o simplemente al uso de temperatura máxima, y no media diaria, como variable de control. A pesar de esto, ambos casos exhiben periodos de enfriamiento y calentamiento de forma coherente.

	Periodo	Periodo	Periodo
Tendencia de	1979–1997	1999–2014	2015-2020
referencia	0,32 [°C/dec]	-0,47 [°C/dec]	0,36 [°C/dec]
Tendencia	1980–1990	1990–2014	2014–2020
calculada en	0,7 [°C/dec]	-0,2 [°C/dec]	2,5 [°C/dec]
este trabajo			

Cuadro 6: tabla comparativa de tendencias de temperatura media en PAO comunicadas por Carrasco [2021] para los períodos 1979–1997 y 2015–2020, Oliva [2017] para los períodos 1979– 1997 y 1999–2014, Turner [2016] para los períodos 1979–1997 y 1999-2014 y de temperatura máxima calculadas en la presente investigación.

Por otro lado, la figura 11 (panel inferior) indica una dispersión de CEs y OCs identificados entre las series de tiempo modeladas para cada estación meteorológica. Esto se aprecia al analizar el número de eventos por año, indicado por el ancho de los boxplots graficados. De esta forma, se observa que, considerando las series de todas las estaciones meteorológicas (espacialmente hablando), hay mayor rango de dispersión entre el número de eventos OCs que CEs durante cada verano. Esto puede darse tanto por el comportamiento particular que exhibe cada estación debido a su configuración geográfica local, como también por el limitado número de eventos OCs que ocurren en PAO durante cada verano extendido. Así mismo, el hecho de que los eventos CEs ocurran en promedio ocho veces más que los eventos OCs se interpreta desde su propia definición, puesto que se agrega un requisito de persistencia que filtra el número total de eventos.

## 4.3. Sobre el análisis por agrupamiento k-means

Una de las características por lo cual destaca el método de agrupamiento k-means es que su algoritmo define centroides de manera empírica. Sin embargo, la elección del parámetro K recae en el usuario. Esto es particularmente sensible cuando el método del codo, u otro análogo, carece de precisión al determinar el número de grupos idóneos dentro de un conjunto de datos. Un aspecto especial a considerar es que una situación sinóptica particular puede ser difícil de categorizar ante una falta de semejanza con los compuestos observados en los K grupos definidos finalmente. En este sentido, y como ejemplo, cuando se analizaron los eventos consecutivos tipo C1 en la figura 23, el primer evento identificado (25 de enero) exhibe una anomalía diaria de presión al nivel del mar debilitada (intensidad  $\sim 0$  hPa) y además desplazada hacia el norte respecto a su condición promedio por lo que podría argumentarse que este evento se encuentra débilmente asociado al C1.

Otro aspecto importante es que la ausencia de eventos tipo C4 en las series modeladas sobre las estaciones Carlini, C. Met. Antártico y San Martín, no implica que la condición sinóptica asociada a estos eventos afecte únicamente a Ed. Frei y Ar. Prat. Una prueba de esto se constata durante el evento histórico observado a principios de febrero del año 2020, el cual estuvo asociado a condiciones ciclónicas persistentes según Min Xu et al., [2021]. Estas condiciones propiciaron un

aumento de temperatura sobre la toda la PA, tanto en la región barlovento como en sotavento, como se muestra en la figura 50 (González et al., [2022]).



Figura 50: Temperatura máxima registrada en estaciones meteorológicas en la PA durante el período del 6 al 11 de febrero de 2020; fuente: SYNOP. Los cuadrados incluyen el nombre de la estación y se rellenan con colores sombreados que indican la fecha en que se observó la temperatura más alta. Los nombres en negrita identifican las estaciones de larga duración empleadas para los análisis adicionales. Para la estación de Esperanza, se muestra el valor récord comunicado por el panel de expertos de la OMM [Fuente: González et al., [2022], en su figura 1].

Ante el número de eventos identificados, parece natural tener menos eventos OCs que CEs, debido a la persistencia de altas temperaturas que se exige dentro de su propia definición. Sin embargo, de acuerdo a Jacques-Coper, et al., [2021], en Chile central se han registrado 191 eventos OCs durante el periodo diciembre-febrero desde 1872 hasta 2010. De acuerdo a esto y lo obtenido en nuestros resultados se determina que en Chile central ocurren 4,3 veces más eventos OCs que en PAO. Sin embargo, es necesario considerar que los periodos de análisis y los métodos aplicados para identificar eventos no son exactamente los mismos. Adicionalmente, el método de agrupamiento k-means indica que las condiciones más favorables para la ocurrencia de OCs son aquellas vincu-

ladas a un dipolo de perturbaciones en latitudes medias sobre la Península Antártica, es decir C3 y C4 (figura 16, tabla 4). Además, como se ve en la figura 18, estas condiciones tienden a persistir más que aquellas que pertenecen a los grupos C1 y C4.

### 4.4. Sobre teleconexiones con la MJO

Respecto a la modulación por la MJO de los eventos extremos encontrados, se observó que el 68,9 % del total de OCs ocurre durante una fase activa de la MJO; de esta fracción, un 22 % ocurre específicamente con el día 0 clasificado como fase 7 activa. En cuanto a CEs, sólo los eventos clasificados como C2 exhiben preferencia por una fase 7 activa en el día 0. Así, resulta de interés revisar el compuesto de días clasificados como fase 7 activa de la MJO (un total de 599 días), durante el verano extendido desde 1979 hasta 2020 (figura 51). Este compuesto indica condiciones ciclónicas en niveles bajos y medios sobre PAO. En promedio, esta configuración favorece la advección cálida sobre PAO desde latitudes bajas y un desarrollo de sistemas de bajas presiones más persistentes, tal como los analizados durante los casos particulares de eventos C2.



Figura 51: Compuesto de 599 días clasificados como fase 7 activa de la MJO durante el verano extendido, periodo 1979–2020. En colores se muestran anomalías de presión a nivel del mar (según escala), en contornos se muestra la altura geopotencial a 500 [hPa]. Las isohipsas son graficadas cada 200 m, la línea destacada marca los 5400 m.

Lee & Seo [2019] también describe una relación entre las perturbaciones de latitudes medias exhibidas PAO y la MJO durante las fases activas 2 y 7. Sin embargo, su estudio se enfoca en un análisis del invierno austral (junio-agosto) durante el periodo 1979-2015. Con esto, es importante recalcar que el resultado obtenido en la sección 3.4 (figura 19), respecto a la modulación de OCs, indica una preferencia estadísticamente significativa de la fase activa 7. Sin embargo, esto no implica que esta fase de la MJO sea el único factor que desencadene este tipo de eventos. Una prueba de esto se observa en la figura 52, la cual muestra cómo fases 4 y 5 activas también puede favorecer la condición sinóptica observada en el clúster C4, aportando mayor persistencia del fenómeno físico observado.



Figura 52: Panel izquierdo: Compuestos con variables descritas en figura 51. Arriba: días asociados a una fase 4 ó 5 de la MJO durante el verano extendido, periodo 1970–2020. Abajo: condiciones promedio para el periodo 5-11 de febrero de 2020. Panel derecho: Evolución temporal de la MJO durante el periodo 28/ene/2020 – 15/feb/2020. Los puntos en rojo indican los días donde hubo un aumento de temperatura en PAO. El círculo unitario de fondo marca el umbral a partir del cual se considera una fase activa de la MJO.

### 4.5. Sobre métodos para análisis de casos de estudio particulares.

El análisis particular que busca describir los mecanismos físicos principales que subyacen el aumento de temperatura en cada clúster se basa en dos métodos complementarios. Por un lado, se analiza la evolución de campos diarios; estos entregan una descripción regional de variables meteorológicas, pero impiden la representación de procesos subdiarios. Por otro lado, se resuelve numéricamente la ecuación termodinámica; este método entrega información de procesos subdiarios, y se cuantifica el aporte relativo de distintos términos que explican el cambio temporal de temperatura. Sin embargo, este método tiene asociados errores causados, por ejemplo, por desfases espaciales o temporales del fenómeno físico a estudiar, el cual varía según las condiciones iniciales y parametrizaciones de cada modelo, o por la sensibilidad relacionada con la implementación de diferencias finitas para su resolución numérica. Frente a esto, el enfoque de validación empleado en

este estudio consistió en encontrar una combinación de parámetros y consideraciones que dieran por resultado valores similares a las series de tiempo expuestas por Min Xu [2021] en su figura 6, considerando sólo los términos a) y b) de la ecuación termodinámica 4. Esto, debido a que el término A) no es graficado en el documento de referencia y c) es obtenido por Min Xu et al., [2021] a partir del modelo atmosférico de predicción determinística de ERA5 y además asumiendo simplificaciones de procesos. La comparación de ambos resultados se observa en la figura 53.



Figura 53: Series de los términos asociados a la ecuación termodinámica, calculados para Base Esperanza durante el periodo 1/feb/2020–9/feb/2020. (panel superior) cálculo de este estudio; (panel inferior) cálculo de Min Xu et al., [2021]. En el panel superior, se agrega el término asociado a las variaciones parciales de temperatura respecto al tiempo (línea amarilla), la temperatura interpolada al punto de estudio a partir de ERA5 (línea roja segmentada) y el primer día en que se identifica un evento cálido extremo (CE) en Ed. Frei (rectángulos de fondo).

Tras consultar al autor por las consideraciones empleadas en su trabajo, anexas a lo descrito en

su publicación, indicó que:

- Utilizaron diferencias finitas ( $dx = dy = 0, 5^{\circ}$ ).
- Calcularon los términos a 975 hPa con datos instantáneos cada 3 horas (00UTC a 21UTC).
- Los resultados fueron evaluados comparando la suma de los tres términos (a, b y c de la ecuación 4) y la tendencia de la temperatura calculada a partir de las observaciones.

Sin embargo, la información recibida no permitió replicar su resultado obtenido. Por esto, tras un análisis de sensibilidad (figuras en el anexo), utilizando siempre diferencias finitas se concluye que:

- Los términos asociados a flujos verticales aumentan a medida que aumenta la diferencia entre niveles sigma. De aquí se estima que la diferencia de temperatura entre 1000 hPa y 900 hPa es similar a la diferencia entre la temperatura a 2 metros y la temperatura en 850 hPa utilizada por Min Xu et al., [2021].
- 2. Los términos asociados a advección horizontal son semejantes a lo descrito por Min Xu et al., [2021] sólo tras calcular las diferencias finitas con la mínima distancia horizontal posible de emplear, dado la resolución espacial del reanálisis, i.e dx=dy=0,5°, en 950 hPa. Con esta inspección, se observa además que el aumento de la distancia para la implementación de diferencias finitas no implica mayores valores de los términos horizontales.
- Existe mayor variabilidad de alta frecuencia en la serie obtenida en el presente trabajo respecto al representado en Min Xu et al., (2021). Esto puede estar asociado a una mayor resolución temporal utilizada.
- 4. En el presente trabajo, se calcula el término diabático de la ecuación termodinámica (c) a partir del residual obtenido entre la variación parcial de temperatura en el tiempo (A) y la
suma de los términos (a) y (b) asociados a advección por viento horizontal y compresión adiabática más advección vertical respectivamente. Esto impide una validación completa de las consideraciones escogidas. Esto implica una incertidumbre asociada al peso relativo entre el término de advección horizontal y aquél asociado a flujos verticales para todos los casos de estudio, y a los errores asociados a la resolución numérica de la ecuación.

Tras comparar las figuras (56 y 55, incluidas en el anexo), también resulta importante señalar que el término asociado a movimientos verticales explica principalmente el aumento de temperatura observado en Base Esperanza durante el evento extremo ocurrido en febrero del 2020; entre tanto, Eduardo Frei (161 km al noroeste) exhibe un calentamiento inducido únicamente por el término diabático de la ecuación 4 (figura 48).

# 5. Conclusiones

A continuación, y en base a los resultados obtenidos y su discusión, se presenta una síntesis de los principales hallazgos de este estudio:

- La aplicación del downscaling estadístico generado a partir de una RLM sobre el registro incompleto de cada estación meteorológica utilizada, entrega datos de temperatura máxima que en promedio exhiben un RMSE, correlación y sesgo igual a 1.44[°C], 0,77 y 0,04[°C] respectivamente (tabla 3, Modelo RLM). Este resultado indica que sin pérdida de generalidad, es posible crear un modelo suficientemente robusto a partir de mediciones interrumpidas ante extremas condiciones ambientales.
- La aplicación de un ajuste de sesgo por cuantiles eleva la varianza de los datos modelados a partir de la RLM, lo cual implica una razón de amplitudes perfecta (Sy/So~ 1) entre el modelo y sus respectivas observaciones, manteniendo los valores de los estadísticos mencionados anteriormente (tabla 3, Modelo RLM+QM).
- 3. La temperatura media de verano puede explicar un 62 % (38 %) de la varianza observada en el número de eventos CEs (OCs) por año figura 12.
- 4. A pesar de la tendencia negativa de promedios de verano de la temperatura máxima durante 1980–2020, se observa un incremento estadísticamente significativo a partir del año 2015; este resultado es consistente con los registros de la estación Eduardo Frei.
- 5. En la alta frecuencia (sinóptica a intraestacional), estos eventos pueden agruparse en cuatro condiciones sinópticas generales; los mecanismos que explican el aumento de temperatura son esencialmente dos: 1) condición pre-frontal que favorece la advección meridional y la liberación de calor latente por precipitación de agua líquida durante su evolución y 2) aumento de la radiación de onda corta incidente debido a cielos parcialmente nublados y retención parcial de radiación de onda larga sobre la superficie terrestre ante la presencia de nubes bajas.

Junto con esto, un 68,9 % de las OCs ocurren durante una fase activa de la MJO exhibiendo una frecuencia preferencial de inicio ( $\alpha = 5$  %) durante la fase 7 activa.

### 5.1. Preguntas abiertas

- Sobre el primer punto anterior queda pendiente investigar si la variable utilizada como predictor en el periodo de calibración del modelo RLM, en este caso temperatura máxima (Tmax) del reanálisis ERA5, es la mejor para explicar la Tmax registrada por las estaciones meteoro-lógicas utilizadas. Así mismo, estudiar los regresores que escogió el algoritmo "stepwisefit" en la construcción de la RLM durante cada iteración, permitiría optimizar el tiempo de cada proceso de regresión a futuro.
- Sobre el tercer punto anterior, es necesario descartar la hipótesis recíproca formulada como "El número de eventos CEs (OCs) por año explica un 62 % (38 %) la varianza observada en la temperatura máxima de verano", para así interpretar inequívocamente la relación entre temperatura estacional y el número de eventos extremos (CEs y OCs).
- La figura 7 exhibe una transición desde un periodo (1980–1994) de subestimación del promedio estacional de las observaciones, hasta una etapa (1995–2020) donde existe una sobreestimación de los valores registrados (mencionada en la sección 3.1). Con esto queda pendiente determinar si el error asociado responde a un fenómeno de gran o pequeña escala que el modelo ERA5 no logra reproducir.
- El último punto mencionado en la sección anterior es tal vez el más importante, no sólo por los resultados expuestos, sino también por la cantidad de preguntas que se pueden deducir a partir de él, por ejemplo:
  - La robustez estadística de los cuatro grupos encontrados se obtiene a partir de la iteración del método k-means sobre los eventos identificados en cada serie modelada,

comparando estos grupos con aquellos identificados a partir del registro de temperatura máxima en la estación meteorológica Ed. Frei. Sin embargo, ¿Es k-means, el mejor método para clasificar eventos según su configuración sinóptica?.

- Sobre los mecanismos físicos encontrados: ¿Qué porcentaje de eventos clasificados en cada clúster exhibe la característica generalizada observada?.
- El transporte de humedad integrado (IVT) desde bajas latitudes hacia la PA no es excluyente en ningún clúster encontrado. Así mismo, esta condición no siempre se encuentra en la sinóptica asociada a eventos cálidos extremos. Por esto, es necesario cuantificar cuántos de estos eventos están catalogados como RA hacia PA, identificando su intensidad y frecuencia típica; así también, estudiar mecanismos de teleconexión asociados a estos eventos que permitan anticipar su ocurrencia.
- Un 68,9 % de los eventos OCs ocurren durante una fase activa de la MJO, Esto podría mejorar el pronóstico intraestacional de la temperatura en la región de estudio. Sin embargo es necesario analizar otros mecanismos de tipo teleconexión que podrían modular el número o persistencia de eventos extremos (i.e. ENSO, SAM). Por otro lado, es necesario determinar cómo la atmósfera local de las Islas Shetdland del Sur es modulada dadas las condiciones geográficas locales, la cual incluye la variabilidad del océano adyacente.

## 6. Anexos



Figura 54: Análisis de sensibilidad empleado a los términos de la ecuación termodinámica 4. Primer panel: término de advección horizontal ([a] en la ecuación 4) variando la distancia espacial entre las DFC. Panel intermedio: igual que en el primer panel pero manteniendo la distancia espacial (dy = dx = 0.5) y estimándolo en diferentes niveles. Tercer panel: término asociado a compresión adiabática y advección vertical ([b] en la ecuación 4) variando la distancia entre niveles de presión para el cálculo de las DFC.



#### Ec. Tendencia, Base Ed. Frei [2020,02,01-2020,02,10]

Figura 55: Igual que en figura 48 pero con la escala de colores ajustada al rango de valores expuestos por Min Xu et al., [2021]



#### Ec. Tendencia, Base Esperanza [2020,02,01-2020,02,10]

Figura 56: Como en figura 55 pero interpolado en la estación meteorológica Base Esperanza.

### Referencias

Turner, J., R. Bindschadler, P. Convey, G. di Prisco, E. Fahrbach, J. Gutt, D. Hodgson, P. Mayewski & C. Summerhayes 2009. Antarctic climate change and the environment. SCAR & Scott Polar Research, Cambridge: 526 pp.

Oliva, M., Navarro, F., Hrbacek, F., Hernandez, A., Nyvlt, D., Pereira, P., et al., (2017). Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. Science of the Total Environment, 580, 210–223.

Toro, M., Camacho, A., Rochera, C., Rico, E., Bañó, M., Fernández-Valiente, E., Marco, E., Justel, A., Avendano, M.C., Ariosa, Y., Vincent, W.F., Quesada, A., 2007. Limnological characteristics of freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in Maritime Antarctica. Polar Biol. 30 (5), 635–649.

Terauds, A., & Lee, J. R. (2016). Antarctic biogeography revisited: updating the Antarctic Conservation Biogeographic Regions. Diversity and Distributions, 22(8), 836-840.

Bozkurt, D., Rondanelli, R., Marin, J. C., & Garreaud, R. (2018). Foehn event triggered by an atmospheric river underlies record-setting temperature along continental Antarctica. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 123(8), 3871-3892.

Stammerjohn, S. E., & Scambos, T. A. (2020). Warming reaches the South pole. Nature Climate Change, 10(8), 710-711.

NOAA National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Monthly Global Climate Report for Annual 2021, published online January 2022, retrieved on September 9, 2022.

Raphael, M.N., Marshall, G.J., Turner, R.L., Fogt, R.L., Schneider, D., Dixon, D.A., Hosking, J.S., Jones, J.M. & Hobbs, W.R. 2016. The Amundsen Sea low. Bulletin of American Meteorological Society, 97, 10.1175/BAMS-D-14-00018.1.

Marshall, G.J. 2007. Half-century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. International Journal of Climatology, 27, 10.1002/joc.1407.

Turner, J., Lu, H., White, I., King, J. C., Phillips, T., Hosking, J. S., ... & Deb, P. (2016). Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. Nature, 535(7612), 411-415.

Carrasco, J. F., Bozkurt, D., & Cordero, R. R. (2021). A review of the observed air temperature in the Antarctic Peninsula. Did the warming trend come back after the early 21st hiatus?. Polar Science, 28, 100653.

Jones, M. E., Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Carrasco, J., Plavcová, E., Zou, X., & Wang, S. H. (2019). Sixty years of widespread warming in the southern middle and high latitudes (1957–2016). Journal of Climate, 32(20), 6875-6898.

Smith, K.L., Polvani, L.M. Spatial patterns of recent Antarctic surface temperature trends and the importance of natural variability: lessons from multiple reconstructions and the CMIP5 models. Clim Dyn 48, 2653–2670 (2017).

Feron, S., Cordero, R. R., Damiani, A., Llanillo, P. J., Jorquera, J., Sepulveda, E., ... & Torres,G. (2019). Observations and projections of heat waves in South America. Scientific reports, 9(1),1-15.

Ferón, S., Cordero, RR, Damiani, A. et al., Se prevé que los eventos de calentamiento sean más frecuentes y duren más en la Antártida. Informe científico 11, 19564 (2021).

Lazzara MA, Keller LM, Markle T, Gallagher J. 2012b. Fifty-yearAmundsen-Scott South Pole station surface climatology. Atmos. Res.118: 240–259, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.06.027

Fraiman, R., A. Justel, R. Liu, and P. Llop, 2014: Detecting trends in time series of functional data: A study of Antarctic climate change. The Canadian Journal of Statistics, 42, 1–13,

Francelino, M. R., Schaefer, C., Skansi, M. D. L. M., Colwell, S., Bromwich, D. H., Jones, P., ... & Cerveny, R. S. (2021). WMO evaluation of two extreme high temperatures occurring in February 2020 for the Antarctic Peninsula Region. Bulletin of the American Meteorological Society, 102(11), E2053-E2061.

Xu, M., Yu, L., Liang, K. et al., Dominant role of vertical air flows in the unprecedented warming on the Antarctic Peninsula in February 2020. Commun Earth Environ 2, 133 (2021).

Robinson, S. A., Klekociuk, A. R., King, D. H., Pizarro Rojas, M., Zúñiga, G. E., & Bergstrom,D. M. (2020). The 2019/2020 summer of Antarctic heatwaves. Global Change Biology, 26(6),3178-3180.

Bevan, S., Luckman, A., Hendon, H., & Wang, G. (2020). The 2020 Larsen C Ice Shelf surface melt is a 40-year record high. The Cryosphere, 14(10), 3551-3564.

González-Herrero, S., Barriopedro, D., Trigo, R.M. et al., Climate warming amplified the 2020 record-breaking heatwave in the Antarctic Peninsula. Commun Earth Environ 3, 122 (2022).

Laffin, M. K., Zender, C. S., van Wessem, M., & Marinsek, S. (2021). Antarctic Peninsula ice shelf collapse triggered by föhn wind-induced melt. The Cryosphere Discussions, 1-19.

Fowler, H. J., Blenkinsop, S. y Tebaldi, C. 2007. Review Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. s.l.: International Journal of Climatology, 2007. William C, et all., Skamarock.A Description of the Advanced Research WRF Version 2, June 2005.

William C, et all., Skamarock.A Description of the Advanced Research WRF Version 2, June 2005.

Schmidli, J., Frei, C., & Vidale, P. L. (2006). Downscaling from GCM precipitation: a benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 26(5), 679-689.

Fiseha, B. M., Melesse, A.M, Romano, E., Volpi, E., Fiori, A. 2012. Statistical Downscaling of Precipitation and Temperature for the Upper Tiber Basin in Central Italy. Roma : Intech, 2012.

Wilks, D. S. (2011). Statistical methods in the atmospheric sciences (Vol. 100, pag 40). Academic press.

Agbazo, M. N., & Grenier, P. (2019). Characterizing and avoiding physical inconsistency generated by the application of univariate quantile mapping on daily minimum and maximum temperatures over Hudson Bay. International Journal of Climatology.

Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes?. Journal of Climate, 28(17), 6938-6959.

Thrasher, B., Maurer, E. P., McKellar, C., & Duffy, P. B. (2012). Bias correcting climate model simulated daily temperature extremes with quantile mapping. Hydrology and Earth System Sciences, 16(9), 3309-3314.

James G., Witten D., Hastie T., Tibshirani R. (2013). An introduction to Statistical Learning. Springer Texts in Statistics. 426 pp.

WMO, G., & OMM, G. (1992). International meteorological vocabulary.

Camino, E. R., Ruggeroni, J. R. P., & Hernández, F. H. (2014). Quinto informe de evaluación del IPCC: Bases físicas. Revista Tiempo y Clima, 5(43).

DMC., Informe Técnico - Olas de Calor en Chile: Una nueva metodología para el estudio y monitoreo de los eventos de altas temperaturas (2019).

De la Torre, M., & Jacques-Coper, M. (2019). "Propuesta de una nueva definición de olas de calor para la Dirección Meteorológica de Chile (DMC)".

Wong MA, Hartigan JA (1979) Algorithm as 136: A k-means clustering algorithm. J R Stat Soc Ser C Appl Stat 28(1):100108.

Bholowalia, P. and Kumar, A. (2014). Ebk-means: A clustering technique based on elbow method and k-means in wsn. International Journal of Computer Applications (0975 – 8887), volume 105.

Holton, J. R. & Hakim, G. J. In An Introduction to Dynamic Meteorology 5th edn, (eds Holton, J.R. & Hakim, G. J.) 69–70 (Academic Press, 2013).

Madden, R. A., & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. Journal of Atmospheric Sciences, 29(6), 1109-1123.

Madden, R. A. and Julian, P. (1994). Observations of the 40– 50 day tropical oscillation—a review. Mon. Wea. Rev., 122, 814–837.

Lee, H. J., & Seo, K. H. (2019). Impact of the Madden-Julian oscillation on Antarctic sea ice and its dynamical mechanism. Scientific reports, 9(1), 1-10.

Grimm, A. M. (2019). Madden–Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. Climate Dynamics, 53(1), 907-932.

Rondanelli, R., Hatchett, B., Rutllant, J., Bozkurt, D., & Garreaud, R. (2019). Strongest MJO on record triggers extreme Atacama rainfall and warmth in Antarctica. Geophysical Research Letters, 46(6), 3482-3491.

Jacques-Coper, M., Veloso-Aguila, D., Segura, C., & Valencia, A. (2021). Intraseasonal teleconnections leading to heat waves in central Chile. International Journal of Climatology, 41(9), 4712-4731.

Jenney, A. M., Nardi, K. M., Barnes, E. A., & Randall, D. A. (2019). The seasonality and regionality of MJO impacts on North American temperature. Geophysical Research Letters, 46(15), 9193-9202.

Wheeler, M. and Hendon, H. (2004). An all-season real-time multivariate mjo index: development of an index for monitoring and prediction. Mon Wea Rev. 132: 1917–1932.