



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Tesis de Licenciatura en Ciencias de la
Atmósfera

Efecto de Sombra de Precipitación en los Andes Neuquinos

Tesista: Florencia Ghetti Paciaroni

Directora: Dra. Moira Evelina Doyle

Co-director: Dr. Maximiliano Viale

Agradecimientos

A mis compañeros, por las horas de estudio compartidas y el apoyo mutuo, especialmente a Popi, Dai y Dal con quienes formamos una linda amistad por fuera de la facultad.

A mis amigas de toda la vida, que me ayudaron a sobrellevar la vida lejos del hogar y a distraerme cuando lo necesité.

A mi hermana, quien con su paciencia y comprensión me acompañó en todos mis altibajos emocionales.

A mi abuela, que primero en el plano terrenal y ahora en el espiritual, siempre me acompaña.

A mis papas, que siempre me apoyaron y confiaron en mí y mis capacidades, incluso cuando yo misma no lo hacía.

Y especialmente a Moira y Maxi, mis directores de tesis, que desde el primer momento me acompañaron, me ayudaron y me brindaron toda su sabiduría en este camino de la tesis.

Resumen

El fenómeno de sombra de precipitación se refiere a una región con una brusca reducción de la precipitación a sotavento de una barrera orográfica, en comparación con las áreas a barlovento. Sin embargo, esta definición carece de una especificación clara sobre la escala temporal, la extensión geográfica, los mecanismos físicos implicados y la forma de calcular dicha reducción. En este estudio, se analiza la sombra de precipitación en dos eventos de Ríos Atmosféricos (RAs) que cruzan los Andes en el norte de Neuquén, utilizando diferentes métodos de cuantificación y abordando las condiciones dinámicas y termodinámicas asociadas. Se verifican también datos provenientes de diferentes fuentes de información (estimados a partir de datos satelitales, modelos numéricos y reanálisis), con mediciones pluviométricas, para evaluar la precisión de estas fuentes en la caracterización de estos eventos. El primer caso, relacionado con dos RAs consecutivos y un transporte de vapor integrado en la vertical (IVT) del noroeste, mostró una distribución homogénea de la precipitación y un índice de sombra de precipitación (R) negativo (ausencia de sombra de precipitación). En contraste, el segundo evento, con IVT con dirección zonal más marcada, presentó una sombra de precipitación más intensa, con R positivo. Además, realizando un análisis intra tormenta en ambos eventos, se observó que el índice de sombra de precipitación se maximiza tras la precipitación más intensa, y cuando la sombra es más fuerte, el derrame es menor y más cercano a la cresta a sotavento. En cuanto a la verificación de los datos provenientes de diferentes fuentes, se observa que estos representan de manera más precisa el evento asociado a mayor sombra de precipitación.

Índice

Introducción	1
Datos	9
2.1. Región de estudio y Datos Pluviométricos	9
2.2 Datos estimados de precipitación	11
<i>a. PERSIANN.....</i>	<i>11</i>
<i>b. CHIRPS</i>	<i>12</i>
<i>c. IMERG.....</i>	<i>13</i>
2.4 Datos de reanálisis y modelos	14
<i>a. ERA5.....</i>	<i>14</i>
<i>b. WRF 4KM CON CONVECCIÓN PERMITIDA</i>	<i>15</i>
Metodologías.....	17
3.1 Selección de los 2 eventos de precipitación estudiados.....	17
3.2 Agrupación en bandas transversales a los Andes y partición en 3hs de los datos pluviométricos.....	20
3.3 Diferentes metodologías para el cálculo de sombra de precipitación utilizando datos pluviométricos.....	23
<i>a. Índice de sombra de precipitación.....</i>	<i>23</i>
<i>b. Fracción de derrame y distancia de derrame</i>	<i>24</i>
<i>c. Diferencia de la tasa de precipitación horaria a ambos lados de la barrera.</i>	<i>28</i>
3.4 Comparación de los datos pluviométricos con los datos de precipitación estimada.	28
Verificación de productos satelitales, reanálisis y modelos.....	30
4.1. Comparación cualitativa	30
4.2. Verificación de los datos de precipitación estimada en base a datos satelitales.	33
4.3. Comparación general entre los datos pluviométricos y los datos de precipitación provenientes de reanálisis.....	36
4.4 Conclusiones parciales.....	38
Cuantificación de la sombra de precipitación	40
5.1 Cuantificación de la sombra de precipitación con la precipitación acumulada total de cada evento	40
5.2 Cuantificación de la sombra y sus variaciones intra-tormentas con datos tri-horarios	42
5.3 Diferencia de la tasa de precipitación horaria a ambos lados de la barrera.....	46
5.4 Cálculo de sombra de precipitación utilizando datos estimados de precipitación.....	48

5.5 Conclusiones parciales.....	48
Caracterización de los eventos de Precipitación y el Efecto de Sombra de Precipitación según sus condiciones Dinámicas y Termodinámicas.	
.....	51
6.1 Caracterización Sinóptica de los eventos de precipitación y el efecto de sombra de precipitación a partir de las variables de ERA5.....	51
6.2 Comparación de los datos del WRF con convección permitida con los datos del ERA5.....	56
6.3 Conclusiones parciales.....	58
Conclusiones.....	60
Referencias	64
Apéndice	67

Índice de Figuras

2.1: a) Mapa de la región de los Andes Neuquinos. El recuadro rojo señala el área de estudio de la tesis. Los símbolos negros (azules) indican la ubicación de los pluviómetros con observaciones diarias (horarias). Estaciones que miden equivalente en agua nieve dentro de círculos bordó; b) Perfil topográfico medio de la cordillera en la región de estudio.	10
2.2: Región para la que se obtienen las variables de ERA5 y WRF, región de estudio (recuadro gris) y punto 36.83°S -73.0°O (estrella).	16
3.1: a) Flujo de Vapor Integrado en la Vertical ($kg\ m^{-1}s^{-1}$, IVT) y presión a nivel del mar (hPa) de ERA5 a las 0000 UTC (izquierda) y 1200 UTC (derecha) del 8 (arriba) y el 9 (abajo) de junio de 2018. b) Evolución cada 1hs de la Isoterma de 0 °C (línea negra), magnitud (línea roja) y dirección de IVT (línea punteada roja) de ERA5 y Categoría de RA entre el 7 y el 13 de junio del 2018 provistas por IANIGLA-CONICET.	18
3.2: a) Flujo de Vapor Integrado en la Vertical ($kg\ m^{-1}s^{-1}$, IVT) y presión a nivel del mar (hPa) de ERA5 a las 1200 UTC del 25 y del 26 (arriba) y 1200 y 0000 UTC del 27(abajo) de Junio de 2018. b) Evolución cada 6hs de la Isoterma de 0 °C (línea negra), magnitud (línea roja) y dirección de IVT (línea punteada roja) de ERA5 y Categoría de RA entre el 24 de junio y el 01 de julio del 2018 provistas por IANIGLA-CONICET.	19
3.3: Cresta de la cordillera o “barrera” (línea azul), elevación topográfica(sombreado) y estaciones pluviométricas pertenecientes a la banda 1 (rosada), banda 2 (verde), banda 3 (turquesa) y banda 4 (violeta).....	20
3.4: Series promedio de precipitación acumulada cada 3 horas de cada banda para el Evento 1.	22
3.5: Ídem que la Figura 3.4 para el Evento 2.	23
3.6: Isohietas obtenidas mediante el análisis de Cressman graficadas cada 5 mm para cada día del Evento 1(arriba) y del Evento 2(abajo).	26
3.7: Precipitación tri-horaria normalizada en cada pluviómetro (puntos) y curvas de mejor ajuste M-d obtenidas promediando cada 5km de los puntos obtenidos mediante el análisis de Cressman (curva celeste).....	27
4.1: Precipitación acumulada en cada estación en el Evento 1.....	32
4.2: Precipitación acumulada en cada estación en el Evento 2.....	32
4.3: Diagrama de dispersión del promedio de la precipitación observada y CHIRPS(a), IMERG(b) y PERSIANN(c) por día en cada una de las 138 estaciones para el evento 1(rojo) y el evento 2(azul), con sus respectivas rectas de regresión lineal.	36

4.4: Diagrama de dispersión del promedio diario de la precipitación observada y WRF 4KM(a) y ERA5(b) en cada una de las 138 estaciones para el evento 1(rojo) y el evento 2(azul), con sus respectivas rectas de regresión lineal.....	38
5.1: Precipitación acumulada en cada estación para el a) Evento 1 y b) Evento 2.	40
5.2: Promedio de precipitación tri-horario (a) al este (naranja) y al oeste (celeste) de la barrera, Índice de sombra de precipitación (b), Fracción de derrame (c) y Distancia de derrame (d) para el Evento 1.	44
5.3: Ídem Figura 5.2 para el Evento 2.	45
5.4: Frecuencia de horas de la diferencia de tasas de precipitación horaria (PP Oeste - PP Este) para el Evento 1 (izquierda) y el Evento 2 (derecha).....	47
6.1: Flujo de Vapor Integrado en la Vertical($kg\ m^{-1}s^{-1}$)(sombreado), Viento horizontal en 850 hPa ($m\ s^{-1}$)(vectores) y Presión a nivel del mar(hPa)(contornos) del reanálisis ERA5 para las 0000 UTC y 1200 UTC de los días 8 (a,b), 9 (c,d) y 26 (e,f) y 27 (g,h) de junio de 2018 . Región de estudio enmarcada en cuadro gris.	53
6.2: Isoterma de 0°C, Temperatura, U y Humedad Relativa en 850 hPa para el Evento 1(izquierda) y el Evento 2(derecha) del ERA5.	56
6.3: Temperatura, viento zonal y Humedad Relativa en 850 hPa para el Evento 1(izquierda) y el Evento 2(derecha) del WRF(naranja) y ERA5 (negro).	58

Índice de Tablas

3.1: Umbrales de precipitación propuestos por MASS et al. (2015).	28
3.2: Medidas estadísticas para el análisis basado en métricas continuas, donde: G =observaciones pluviométricas, \bar{G} = promedio de observaciones pluviométricas, S =estimaciones , \bar{S} = promedio de estimaciones y N = número de pares de datos.	29
4.1: Resultados de la comparación estadística entre los datos pluviométricos y cada base de datos de estimados a partir de datos satelitales promediados para cada evento.....	35
4.2: Resultados de la comparación estadística entre el promedio diario por evento de los datos pluviométricos y los respectivos datos de cada base de datos de reanálisis y modelo numérico.	38
5.1: Índice de realzamiento orográfico (fila 1) y de sombra de precipitación (filas 2 y 3) entre las diferentes bandas para ambos eventos.....	41

Capítulo 1

Introducción

La topografía puede alterar sustancialmente el clima de una región, sobre todo en el caso de la orografía con orientación norte-sur afectada por los vientos subtropicales y extra tropicales perpendiculares a ella. En latitudes medias, donde predomina el flujo del oeste, se observa un fuerte efecto de sombra de precipitación asociado a cadenas montañosas con orientación meridional (Siler et al., 2013). Tal es el caso al sur de los 35°S, en la región de los Andes extra tropicales, donde el flujo de los oestes proveniente del Pacífico, y sus sistemas frontales asociados, son desprovistos de humedad al atravesar la barrera montañosa. Aunque las nubes estratiformes producen precipitaciones a ambos lados de la cordillera, se observa que el promedio anual de precipitación y la frecuencia de nubes está realzada en la ladera a barlovento. En este sentido, se registra aproximadamente el doble de nubosidad a barlovento y la tasa de precipitación es aproximadamente entre cinco a diez veces menor a sotavento al sur de 35°S (Viale et al., 2019). Estos gradientes generan la formación de dos regiones climáticas contrastantes con biomas distintivos a ambos lados de la cordillera. Sobre la pendiente chilena, se observan bosques húmedos y grandes reservorios de agua, mientras que en la región argentina se extiende la estepa Patagónica, exhibiendo un clima árido. Este gran contraste es considerado uno de los gradientes de vegetación más marcados del mundo (Mazzonia y Vázquez, 2009). Más aún, un estudio reciente señala que la sombra de precipitación tiene influencia en las variaciones morfológicas de ratas en la Patagonia, las que presentan un mayor desarrollo a barlovento de los Andes (Teta et al., 2022), por lo que estudiar el efecto de sombra de precipitación es clave tanto para el manejo óptimo de los recursos hídricos, como para la ecología y evolución de las especies, y la productividad a sotavento de los Andes.

La definición formal de una zona donde se identifique la ocurrencia de sombra de precipitación propuesta por la Sociedad Americana de Meteorología (SAM, 2020) la describe como una “región con una brusca reducción de la precipitación a sotavento de la barrera orográfica, comparada con regiones a barlovento de ella”. A primera vista, esta definición pareciera definir satisfactoriamente el fenómeno y se ha

consolidado como un término ampliamente utilizado tanto en meteorología como en otras ciencias. Sin embargo, al analizarla en detalle, carece de precisiones para poder cuantificar la sombra de precipitación en una región donde se produce este efecto. Por ejemplo, no aborda la escala temporal en la que este fenómeno se desarrolla, ni la escala espacial hasta la cual puede observarse su influencia a sotavento. Además, no ofrece una explicación clara sobre cómo se cuantifica la “reducción brusca” de la precipitación, ni identifica explícitamente los mecanismos físicos responsables de su generación (Stockham et al., 2018). Realizando una búsqueda bibliográfica, se constata que existen relativamente pocos trabajos que analicen el fenómeno y sus causas. En la biblioteca web de la Sociedad Americana de Meteorología, se encontraron únicamente cuatro trabajos donde en su título aparece la palabra “rain shadow”: Ralph et al. (2003), Siler et al. (2013), Siler and Durran (2016) y Stockham et al. (2018). Expandiendo la búsqueda en la página Académica de Google (<https://scholar.google.com/>), se encuentran otros 191 trabajos con la característica de llevar la palabra “rain shadow” en su título, pero en su mayoría utilizan solo el término, pues son investigaciones paleoclimáticas, ecológicas, geomorfológicas o de estudio de composición y distribución de nubes. Entre estos últimos trabajos, solo uno analiza la sombra de precipitación sobre los Andes en latitudes pertenecientes a Argentina (Rojas y Minder, 2024). Es por ello que, dado lo expuesto, aún queda mucho por investigar en relación a la sombra de precipitación y trabajos regionales son necesarios para avanzar en la generación de conocimiento sobre el tema.

El término de sombra de precipitación se ha utilizado tanto para descripciones de tormentas en cuanto a su precipitación total (por ejemplo, Ralph et al. 2003), como así también para referirse a promedios estacionales y anuales de precipitación (por ejemplo, Nieto Ferreira et al., 2013; Viale et al., 2011; Mass et al., 2015; Siler et al. 2013), y hasta en escalas geológicas (Galewsky, 2009). Dada la amplitud de escalas temporales en las que puede observarse y se viene referenciando el fenómeno, Stockham et al. (2018), sugiere que no habría una necesidad de asociar la reducción de la precipitación al atravesar una cadena montañosa al término sombra de precipitación en una determinada escala temporal.

En cuanto a la distribución espacial de la precipitación y la distancia a la que se extiende la zona con una “brusca reducción” de precipitación, Stockham et al. (2018)

proponen, como una primera aproximación, que esta dependerá de la altura de las montañas, la estabilidad estática y la humedad, asociado a que para generar un mínimo importante de precipitación a sotavento sería necesario el rompimiento de las ondas de montaña, por tal motivo cualquier cálculo relacionado a la distancia de la zona con sombra de precipitación dependerá de las condiciones atmosféricas y de la altura de la topografía en la región de estudio. En otras palabras, se evidencia que el efecto de sombra de precipitación está modulado por los mecanismos físicos-dinámicos y microfísicos que determinan la proporción de precipitación que no es evaporada por el descenso orográfico y alcanza a precipitar en la ladera a sotavento, conocido como “derrame o precipitación desbordante”.

El concepto de “derrame” está asociado a la deriva de hidrometeoros, donde hidrometeoros formados en la región a barlovento de la topografía son advectados a la región a sotavento, precipitando sobre la región de sombra precipitación (e.g., Sinclair et al., 1997, Mo et al., 2019). Según Sinclair et al. (1997), la intensidad del derrame se incrementa con la velocidad del viento y/o la disminución de la estabilidad estática, ya que el aumento del flujo normal a la barrera resulta en una mayor deriva de los hidrometeoros, mientras que flujos de aire moderados bajo condiciones estables resultan en una máxima precipitación desplazada hacia barlovento. Además, este proceso también va a depender de la altura del nivel de congelamiento. Un nivel de congelamiento bajo, combinado con vientos intensos, aumenta el transporte de los hidrometeoros hacia la ladera a sotavento debido a la menor velocidad de caída de la nieve en comparación a la de lluvia, lo que puede resultar en una caída de hidrometeoros intensificada localmente, y en consecuencia la observación de un máximo de la tasa de precipitación a sotavento (Zängl, 2007). Por ejemplo, se evidencia que existe una menor sombra de precipitación a sotavento cuando domina el mecanismo “seeder-feeder, en el cual las gotas de precipitación o partículas de hielo provenientes de una nube sembradora superior recogen agua al atravesar una nube inferior mediante colisión y coalescencia o acreción. Este proceso da lugar a un aumento de la precipitación, que impulsado por fuertes ascensos orográficos a barlovento generan nubes orográficas sobre la cresta de las montañas, incrementando las partículas precipitantes y, gracias al efecto de derrame por el viento, provoca que el máximo de precipitación podría encontrarse a sotavento. Mientras que, cuando predominan vientos débiles sobre y debajo del nivel de la cresta

se puede observar una mayor sombra de precipitación a sotavento debido a la falta de realce y transporte de las partículas precipitantes (Wastl y Zängl, 2010).

Por otro lado, la ocurrencia de sombra de precipitación también puede asociarse con diferentes patrones sinópticos, como pasa por ejemplo en la Cordillera de las Cascadas en América del Norte, donde frentes cálidos y ocluidos y sus respectivas tormentas, están asociadas con una débil sombra de precipitación mientras que las tormentas asociadas al sector cálido de un ciclón de latitudes medias se vinculan con un efecto de sombra de precipitación más pronunciado (Siler et al., 2013).

Desde otra perspectiva, la sombra de precipitación y sus variaciones también pueden estar asociados con fluctuaciones de gran escala en la circulación atmosférica. Siler et al. (2013), encontraron que existe una correlación significativa entre la sombra de precipitación media de invierno en la Cordillera de las Cascadas en América del Norte y El Niño–Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), influenciando la intensidad de la sombra de precipitación al controlar la latitud de los stormtracks del Océano Pacífico. En el caso de eventos El Niño, se evidencia sombra de precipitación más débil, ya que los stormtracks se desplazan hacia el ecuador y vienen acompañados de frentes cálidos que impactan la cordillera y que, al estar acompañados de ondas de montaña más débiles, resultan en menor sombra de precipitación. Por el contrario, en caso de eventos La Niña, se observa sombra de precipitación más pronunciada, asociada a stormtracks desplazados más hacia el polo que traen consigo precipitación del sector cálido de un ciclón, creando condiciones ideales para ondas de montaña profundas que intensifican el efecto de sombra de precipitación. Sobre los Andes, en la región comprendida entre 36°S y 43°S, la precipitación de invierno explica el mayor porcentaje de los totales anuales regionales, cuya variabilidad interanual está mayormente explicada por el ENSO, el Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés) y cambios interanuales en las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el Océano Índico tropical, que inducen la generación de trenes de ondas de Rossby que alteran la circulación en la región (González y Vera, 2010). Sin embargo, a pesar de estas asociaciones climáticas, actualmente no existen estudios que aborden la ocurrencia y las características de la sombra de precipitación en la región Patagónica en relación a estas teleconexiones.

Los Ríos Atmosféricos (RAs), conceptualizados formalmente en el Glosario de Meteorología en 2018, son corredores largos y angostos donde se produce un fuerte transporte de vapor de agua en la atmósfera. Ralph et al. (2018) proveen la definición y detallan el proceso de su establecimiento. Los RAs, estudiados mayormente por sus efectos adversos, como la generación de inundaciones, son cruciales para la sobrevivencia de las sociedades y ecosistemas en numerosas regiones alrededor del mundo (Paltan et al., 2017). La intensidad de las precipitaciones generadas por los RAs, junto con su singular combinación de duración, vientos y temperatura, hacen de ellos piezas importantes de la climatología y paisajes de las regiones que intervienen. Tanto es así que, sistemas naturales y comunidades afectadas por ellos, en una mayor o menor medida, se han adaptado a sus consecuencias (Ralph et al., 2020). Estos eventos pueden ser clasificados según su intensidad e impactos mediante la escala desarrollada por Ralph et al. (2019). Dicha escala, que determina que se observan condiciones RA a partir de que la magnitud del vapor de agua integrado en la vertical (IVT, por sus siglas en inglés) sea mayor a $250 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, depende de la magnitud del flujo de humedad y su duración en puntos costeros. La escala está compuesta por 5 categorías, siendo la categoría 1 la más débil con impactos primariamente beneficiosos y la categoría 5 la más intensa con impactos primariamente peligrosos.

En cuanto a los RAs en el sudoeste de Sudamérica (SA), su consecuencia más importante radica en la generación de eventos de precipitación orográfica extrema que proveen la mayor parte de los recursos hídricos de la región. Analizando los RAs provenientes del Océano Pacífico, al norte de aproximadamente 43°S , se observa que estos son más frecuentes durante los periodos de invierno-primavera y, a su vez, son responsables de entre el 40 y el 55% de las precipitaciones anuales en la costa oeste de las latitudes medias (37°S - 47°S). A nivel de escala diaria, las precipitaciones asociadas a estos eventos son de 2 a 2.5 veces más intensas que en los casos en que no se observan condiciones de RAs (Viale et. al, 2018). A su vez, ocasionalmente pueden llegar a causar inundaciones, deslizamiento de tierras y desborde de ríos, provocando pérdidas irreparables. Un ejemplo de ello puede ser el caso ocurrido en agosto del 2005, donde en los alrededores de la ciudad de Santiago de Chile, se registraron precipitaciones intensas (150 mm en 2 días) que causaron inundaciones y daños en la ciudad, forzando a aproximadamente 1500 residentes a abandonar sus hogares. Además, en la alta montaña, la intensa caída de nieve y los fuertes vientos

causaron el cierre del principal paso entre Argentina y Chile por 6 días, interrumpiendo el comercio internacional (Viale y Norte, 2009). Otro ejemplo destacado tuvo lugar en junio de 2006, donde en este caso la penetración del RA produjo una precipitación tan intensa sobre la región central de Chile y los Andes, que, en medio día en la ciudad de Santiago de Chile, precipitó el equivalente al 20% de la precipitación media anual total (Viale et al., 2013). Por consiguiente, el estudio del comportamiento de los RAs es de gran importancia teniendo en cuenta su capacidad para generar eventos climáticos extremos.

En cuanto a la relación de los RAs con la sombra de precipitación, Mo et al. (2019) encontraron que la fuerte convergencia del flujo de vapor a barlovento de las montañas, junto con la combinación de advección de hidrometeoros y la convergencia cercana a la cresta, afectan la precipitación orográfica aumentada por los RAs. Cuando un RA arriba sobre terrenos complejos, la convergencia friccional y el ascenso orográfico pueden proveer el movimiento vertical necesario que causa que el aire húmedo condense. Al mismo tiempo, los sistemas de vientos responsables de la deriva de los hidrometeoros, que usualmente están influenciados por las características de la orografía local, ocasionan que las precipitaciones fuertes se desplacen a las laderas a barlovento y se pueda generar el derrame a sotavento de las montañas. Para nuestra región, Rojas y Minder (2024), encontraron que los RAs están asociados con el 62% de los eventos de fuerte sombra de precipitación y con el 32% de los eventos de sombra de precipitación débil. Además, sugieren que los eventos con fuerte sombra de precipitación, los cuales también se caracterizan por fuerte precipitación orográfica, pueden estar influenciados por la llegada de los RAs. Estos tienden a incrementar la precipitación cuesta arriba a barlovento y disminuir la sombra de precipitación, debido a un flujo con orientación predominante del norte, en contraste con una orientación más zonal observada en los casos con una intensa sombra de precipitación.

Por último, en las regiones montañosas, donde los terrenos complejos dificultan la instalación y el monitoreo de instrumentos de medición, no siempre se dispone de información meteorológica. Por tal motivo, los productos obtenidos a partir de datos satelitales son una alternativa viable para este tipo de estudios. Entre estos conjuntos de datos se puede encontrar el Precipitation Estimation from Remotely Sensed

Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN), Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) y el Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG), entre otros. Por otro lado, salidas de reanálisis o de modelos atmosféricos de alta resolución también resultan útiles para este tipo de investigaciones. Sin embargo, justamente por la complejidad de las áreas montañosas, la representación de las variables, tanto en productos de datos satelitales como de reanálisis y/o de modelos, se dificulta y tienen mayores diferencias en cuanto a la realidad que otras zonas donde el terreno es más llano. En este sentido, es importante poder validar el comportamiento de estos productos en la región, principalmente por la dificultad de obtener datos pertenecientes a instrumentos meteorológicos. Mediante una revisión bibliográfica, se encontró el estudio de validación del CHIRPS en los Andes Centrales en Argentina (Rivera et al., 2018), pero en cuanto a los otros productos mencionados, hasta el momento, no se ha realizado una investigación similar en la región.

Por lo presentado, se evidencia que existe una notable ausencia de investigaciones centradas en el fenómeno de sombra de precipitación, sus causas y su cuantificación, específicamente en asociación con los RAs, y particularmente sobre la región de los Andes Patagónicos. Además, se confirma la falta de análisis en cuanto a la bondad de otras fuentes de información distintas a los instrumentos meteorológicos para representar este fenómeno.

Este trabajo de tesis tiene como objetivo general ***cuantificar la sombra de lluvia utilizando distintas bases de datos y caracterizarla considerando los aspectos dinámicos, termodinámicos y sinópticos a partir de dos casos de estudio***. Para ello se plantean 3 objetivos específicos:

- I. Cuantificar la incertidumbre en la sombra de la precipitación al utilizar diferentes fuentes de información pluviométrica (reanálisis, simulación de alta resolución con el Weather Research and Forecasting (WRF), productos satelitales)
- II. Cuantificar el efecto de sombra de lluvia en la ladera oriental de los Andes Norpatagónicos, a través de diferentes métricas con datos pluviométricos de superficie a ambos lados de la cordillera (transecta de pluviómetros).

- III. Caracterizar los eventos de precipitación y el efecto de sombra de lluvia según algunas condiciones dinámicas (flujo perpendicular o paralelo a la cordillera) y termodinámicas (entorno más frío o más cálido).

El trabajo está organizado de la siguiente forma. Los datos y metodologías empleados se describen en los capítulos 2 y 3, respectivamente. En el capítulo 4 se realiza un análisis estadístico entre los datos pluviométricos y los datos estimados de precipitación a partir de datos satelitales y entre los datos pluviométricos y los datos de reanálisis y modelos numéricos para verificar el desempeño de los diferentes productos. En el capítulo 5 se utilizan 3 metodologías diferentes de cuantificación de la sombra de precipitación, para ver tanto el desarrollo como el comportamiento de las tormentas. En el capítulo 6 se hace un análisis sinóptico de ambas tormentas para poder compararlas y analizar sus diferencias en cuanto a la sombra de precipitación. Finalmente, en el capítulo 7 de conclusiones, se presenta un breve resumen de los resultados principales y se plantean las interrogantes que surgieron y aún están por responderse.

Capítulo 2

Datos

2.1. Región de estudio y Datos Pluviométricos

Se definió la región de estudio entre 36°S-38°S y 70°O-74°O, la cual comprende el noroeste de la provincia de Neuquén en Argentina y las provincias de Concepción, Bio Bio, Malleco, Punilla, Itata, Cauquenes y Linares en Chile (Figura 2.1 a). Esta región presenta alturas entre los 0 *msnm* en la costa chilena y picos montañosos pertenecientes a la Cordillera de los Andes de hasta 4693 *msnm*, con un promedio de altura máxima alrededor de los 2000 *m* (Figura 2.1 b), donde la interacción entre la atmósfera y la topografía genera un gran gradiente climático. La estacionalidad de la precipitación es bien marcada en esta región, tanto en el lado oriental como occidental de los Andes, con lluvias más frecuentes durante la época invernal que en la estival. A su vez, la mayor precipitación de los meses fríos (Abril–Septiembre) en estas zonas, que es casi igual a la precipitación anual total, está asociado a los días con precipitaciones más fuertes, con una frecuencia de sólo el 25% de los días de invierno por año (Viale et al., 2011). Por otro lado, en la ladera oeste, caracterizada por densos bosques lluviosos, la frecuencia de precipitación es aproximadamente dos veces mayor que en la zona costera y hasta cuatro veces mayor que en la ladera a sotavento, sobre la región de sombra de precipitación. Además, la frecuencia de nubes bajas (estratocúmulos) y medias (nimbostratus), nubes precipitantes, van en aumento gradual desde el océano Pacífico hasta la ladera a barlovento, mientras que las nubes altas y no precipitantes son las que dominan en la ladera a sotavento, asociado a la disminución de nubes bajas por el descenso orográfico (Viale et al., 2019).

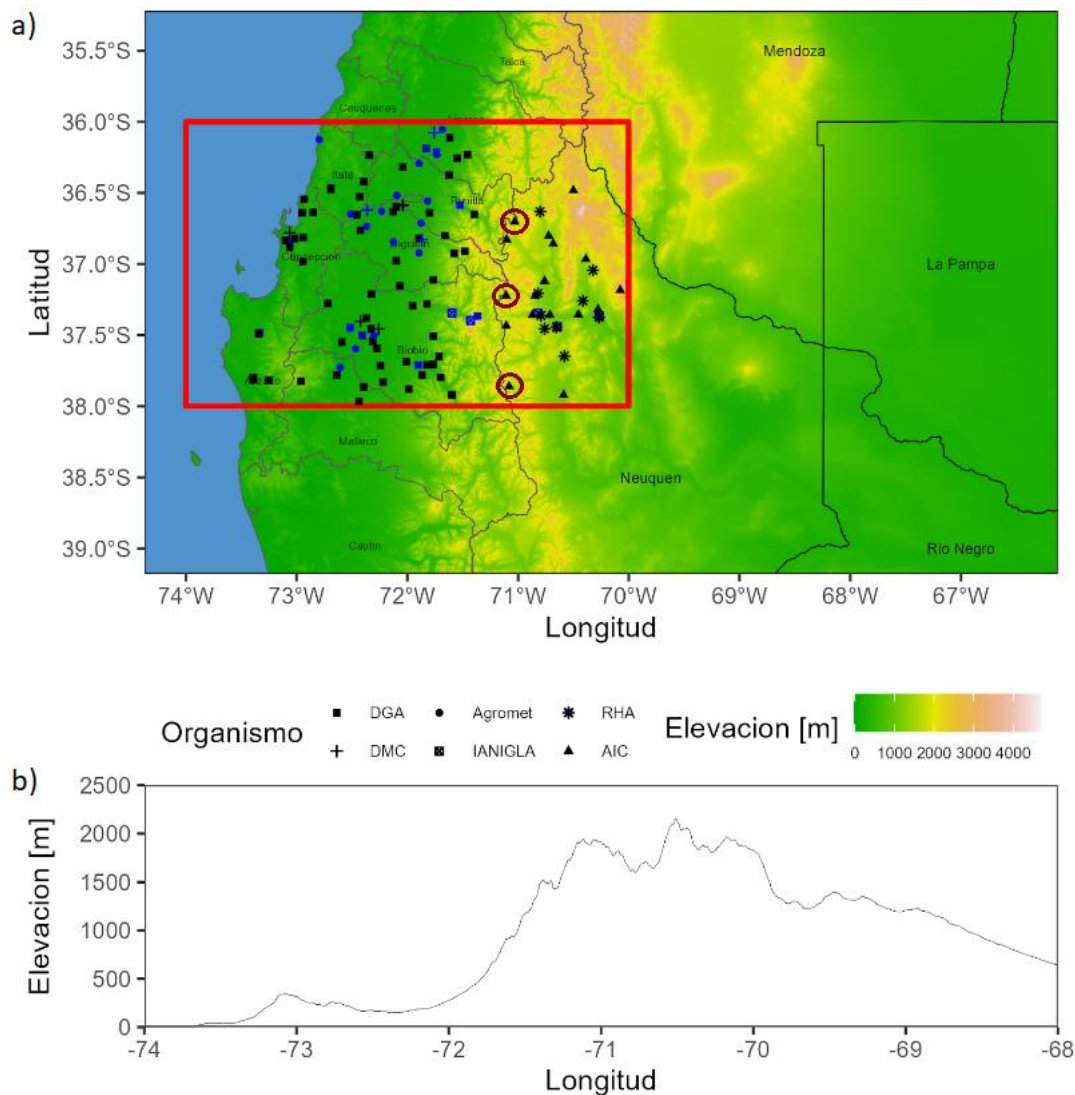


Figura 2.1: a) Mapa de la región de los Andes Neuquinos. El recuadro rojo señala el área de estudio de la tesis. Los símbolos negros (azules) indican la ubicación de los pluviómetros con observaciones diarias (horarias). Estaciones que miden equivalente en agua nieve dentro de círculos bordó; b) Perfil topográfico medio de la cordillera en la región de estudio.

Para este trabajo de tesis se obtuvieron datos pluviométricos de 138 estaciones meteorológicas ubicadas a ambos lados de la cordillera para los días del mes de Junio 2018 en los que se desarrollaron los casos de estudio. Del total de las estaciones, 55 estaciones chilenas y 26 argentinas realizan observaciones diarias de la precipitación, mientras que en 52 estaciones chilenas y en 5 argentinas las observaciones son horarias. Los datos diarios fueron suministrados por la Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro (AIC, 17 estaciones), la Red Hidrológica Nacional argentina (RHN, 9 estaciones), la Dirección General de Aguas de Chile (DGA, 60 estaciones) y la Dirección Meteorológica de Chile (DMC, 3 estaciones). Las

observaciones horarias fueron provistas por el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA, 5 estaciones), la DGA (33 estaciones), la DMC (5 estaciones) y el Ministerio de Agricultura de Chile (Agromet, 17 estaciones). La Figura 2.1 a) presenta la distribución de las estaciones disponibles para el análisis. De las estaciones de la AIC, tres de ellas, situadas a altitudes superiores a los 1500 *msnm*, realizan mediciones de nieve en términos de 'equivalente agua nieve'. Por lo tanto, los datos de precipitación registrados por estas estaciones incluyen ambos tipos de precipitación (Figura 2.1 a), círculos bordó). En la sección “Apéndice” se encuentra la tabla con los metadatos de las estaciones meteorológicas utilizadas.

2.2 Datos estimados de precipitación

Dada la escasez de pluviómetros ubicados en la región, asociado a su dificultad de instalación y mantenimiento, utilizar datos obtenidos en base a información satelital es de gran utilidad en estos tipos de estudios. Se utilizaron los datos precipitación estimada acumulada por día del sistema de Precipitación Estimada por Sensoramiento Remoto mediante Redes Neuronales Artificiales (PERSIANN), de Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) y de Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG). Estos conjuntos de datos tienen la ventaja de ser una fuente de información continua y ampliamente disponible, además de tener alta resolución tanto temporal como espacial.

a. PERSIANN

El algoritmo PERSIANN (Hsu et al.,1997), se basa en la sinergia entre la información de baja frecuencia temporal de satélites de órbita terrestre baja (LEO) y la de alta frecuencia proveniente de satélites geoestacionarios (GEO). Como su nombre lo indica, PERSIANN utiliza la técnica redes neuronales artificiales para determinar la relación entre la temperatura del tope de nube y la tasa de precipitación. Actualmente, la primera variable es estimada a partir de las mediciones en el infrarrojo y las imágenes visibles diurnas de los sensores a

bordo de los satélites GEO (GOES-8, GOES-10, GMS-5, Metsat-6 y Metsat-7). A partir de las mediciones en microondas pasivas realizadas por los satélites LEO (TRMM, NOAA, and DMSP) se estima la precipitación que es utilizada para adaptar y corregir continuamente los parámetros del modelo de redes neuronales (Nguyen et al., 2019). Las estimaciones de precipitación PERSIANN tienen una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ por pixel abarcando las latitudes entre 60°S - 60°N . Si bien el algoritmo utiliza información en alta resolución temporal para realizar las estimaciones de precipitación, los rangos en los cuales se encuentra disponible el producto son: horario, 3-horas, 6-horas, diaria, mensual y anual desde el año 2000 hasta el presente. El Centro de Hidrometeorología y Sensoramiento Remoto (CHRS) de la Universidad de California, Irvine (UCI) que actualmente elabora este producto y lo pone disponible en el portal <https://chrsdata.eng.uci.edu/> con un retraso de dos días. En este trabajo se utilizaron los datos diarios de PERSIANN de los días comprendidos en cada evento sobre la región de estudio para así poder comparar con el resto de las bases de datos.

b. CHIRPS

El segundo conjunto de datos utilizado, CHIRPS (Funk et al., 2014), fue diseñado explícitamente para proveer estimaciones de precipitación basadas en la fusión de observaciones in-situ y estimaciones satelitales de precipitación que abarquen casi todas las regiones continentales y que además tengan baja latencia, alta resolución, bajo sesgo y un largo registro de información. Específicamente, proporciona mediciones diarias, pentádicas y mensuales de precipitación de alta resolución (0.05°) con una cobertura casi global (entre 50°S y 50°N) desde 1981 hasta el presente (Funk et al., 2015). Para ello utiliza el producto CHPclim, que consta de las medias de los 12 meses y las 72 péntadas del año del periodo 1980–2009, construidas en base a información media mensual climática de observaciones in-situ y de cinco productos satelitales (3 de precipitación y 2 de temperatura) junto con datos de elevación, latitud y longitud.

CHIRPS es el producto de un proceso de dos etapas. En primer lugar, se crean las estimaciones pentádicas de precipitación en alta resolución, a partir de

datos temperatura de toques de nubes de observaciones satelitales IR (IRP). Luego, estas péntadas del IRP se expresan como porcentaje de lo normal dividiendo los valores por sus medias del IRP a largo plazo (1981-2012). Estos valores sin unidades representan variaciones en el tiempo con respecto a la media a largo plazo (precipitaciones por debajo de lo normal, normal o por encima de lo normal). Luego, el porcentaje de la p ntada IRP normal se multiplica por la correspondiente p ntada CHPClim para producir una estimación insesgada denominada Precipitación IR del Grupo de Riesgos Climáticos (CHIRP). En la segunda parte del proceso, las observaciones de estaciones se combinan con los datos CHIRP para producir el producto final, CHIRPS. (Funk et al., 2015). Si bien el producto se elabora a nivel pent dico, en un paso posterior se genera la información en subescalas de tiempo. Los datos diarios se construyen usando la información de temperatura de tope de nube para determinar los días sin precipitación y un método de regresión para distribuir la precipitación pent dica en los días con precipitación.

c. IMERG

IMERG es el tercer producto satelital que se utiliza en esta tesis. Se considera que la mayor parte de estimaciones de precipitación provenientes de los sensores pasivos de microondas (PMW) son relativamente precisas, pero éstas sólo est n disponibles desde plataformas LEO. IMERG está diseñado para compensar el limitado muestreo disponible de satélites LEO individuales utilizando tantos satélites LEO como sea posible y luego llenando los vacíos con estimaciones GEO infrarroja (IR). Esto sucede de dos maneras. Primero, los datos LEO-PMW se transforman aplicando una técnica morph (interpolación lineal siguiendo el movimiento de características basado en GEO-IR). En segundo lugar, se incluyen las estimaciones de precipitación GEO-IR utilizando un filtro de Kalman cuando los PMW LEO son demasiado escasos. Finalmente, los análisis de pluviómetros se utilizan para proporcionar una regionalización y una corrección de sesgo a las estimaciones satelitales (Huffman y otros 2014). http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/IMERG_ATBD_V4.4.pdf

IMERG fusiona las estimaciones de precipitación recopiladas durante la operación del satélite TRMM (The Tropical Rainfall Measuring Mission) (2000 - 2015) con las estimaciones de precipitación recientes recopiladas por la misión GPM (The Global Precipitation Measurement Mission) (2014 - presente) creando un conjunto continuo de datos de precipitación que abarca más de dos décadas. El sistema se corre varias veces para cada observación, brindando primero una rápida estimación (IMERG Early Run) y sucesivamente, a medida que arriban más datos se obtienen mejores estimaciones (IMERG Late Run). En la última corrida (IMERG Final Run) se utilizan también datos pluviométricos mensuales. Para este trabajo se utilizaron datos diarios de precipitación acumulada de IMERG Final Run estimados mediante productos satelitales con 0.1° de resolución espacial (Huffman et al., 2014).

2.4 Datos de reanálisis y modelos numéricos

Otros de los productos que se pueden utilizar en este tipo de estudio son los reanálisis y modelos numéricos de alta resolución. En esta investigación se utilizó el reanálisis ERA5 por sus ventajas en cuanto a su alta resolución espacial y temporal, su cantidad de variables meteorológicas y mejoras en cuanto a la representación de fenómenos extremos, en comparación con otros reanálisis como ERA interim, el NCEP/NCAR o el CFSR, entre otros. Por otro lado, en cuanto a los modelos de alta resolución, en este caso se utilizó el WRF con resolución de 4km producido por el Grupo de Afinidad de SudAmérica (SAAG, por sus siglas en inglés), con la novedad de utilizar convección permitida (CP) por lo que se elimina la parametrización de la convección profunda, y así permite una representación más detallada de las variables a pesar de las heterogeneidades de la superficie.

a. ERA5

El reanálisis ERA5, confeccionado por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), dentro del Copernicus Climate Change Service (C3S), incorpora un registro detallado de la atmósfera global y de la

superficie terrestre y oceánica a partir del año 1940 (Hersbach et al., 2018). ERA5 es producido utilizando un sistema de asimilación de datos 4D-Var y modelos de pronóstico en Cy41r2 del ECMWF Integrated Forecasting System (IFS), con 137 niveles híbridos sigma/presión, con el nivel de tope a 0.01 hPa , y una resolución horizontal de 31 km .

Para el análisis de los eventos se utilizaron las siguiente variables: precipitación acumulada diaria(calculada a partir de los datos tri-horarios), vapor de agua integrado en la vertical (IVT, por sus siglas en inglés), presión a nivel del mar sobre la región $90^{\circ}O - 65^{\circ}O$ y $30^{\circ}S - 45^{\circ}S$, e isoterma de $0^{\circ}C$, temperatura en 850 hPa , viento zonal en 850 hPa y humedad relativa en 850 hPa sobre el punto $36.83^{\circ}S - 73.0^{\circ}O$ (Figura 2.2).

b. WRF 4KM CON CONVECCIÓN PERMITIDA

El Grupo de Afinidad del SudAmérica (SAAG, por sus siglas en inglés), formado por el Programa de Sistemas Hídricos del Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR), se estableció en pos de la mejora de las ciencias hidroclimáticas en Sudamérica (SA). En este sentido, desarrollaron dos simulaciones de modelo con convección permitida (CP) multi decadales, con una resolución de 4 km , tanto para climas históricos como futuros en el continente sudamericano. Estas simulaciones se llevaron a cabo con 2 objetivos en mente. El primero, tiene en cuenta la mejora del conocimiento de la física de los procesos hidroclimáticos claves en la región, para así mejorar su predicción, incluyendo cambios proyectados en un clima cambiante. Dentro de estos procesos a tener en cuenta entran, por ejemplo, los Jets de Capas Bajas (LLJ) y los Ríos Atmosféricos que interactúan con la orografía y afectan tanto a la precipitación como también al transporte de humedad. Mientras que, el segundo objetivo, se basa en proporcionar información relacionada con la disponibilidad de agua y los eventos hidrometeorológicos extremos a las comunidades locales para que puedan realizar la toma de decisiones de manera consciente (Domínguez et al., 2024). La novedad de estas simulaciones es que son producidas con convección permitida, lo que permite abordar de manera más efectiva los desafíos encontrados en las simulaciones de modelos climáticos

globales y regionales al eliminar la parametrización de la convección profunda. Consecuentemente, estas simulaciones reducen los sesgos existentes en los modelos y capturan de manera más precisa los procesos hidroclimáticos con un nivel de detalle sin precedentes sobre Sudamérica.

Para realizar las simulaciones se utilizó el Weather Research and Forecasting (WRF) Model version 4.1.5 (Skamarock et al., 2019) con una resolución espacial de 4 *km* sobre un dominio de 1,472 × 2,028 puntos de grilla con 61 niveles verticales extendiéndose hasta 10 *hPa* para toda Sudamérica y su costa. A su vez, las condiciones iniciales y de borde son provistas por valores horarios del ERA5.

En este trabajo de tesis se emplearon los datos de precipitación acumulada diaria, calculada a partir de datos horarios, sobre la región de estudio para compararlos con los datos pluviométricos en la sección de verificación de productos, y los datos sobre el punto 36.83°S-73.0°O para las variables tri horarias de temperatura en 850 *hPa*, viento zonal en 850 *hPa* y humedad relativa en 850 *hPa* (Figura 2.2) para analizar las condiciones sinópticas de la masa de aire al ingresar a la región en la sección de “Caracterización de los eventos de precipitación y el Efecto de Sombra de Precipitación según sus condiciones dinámicas y termodinámicas”.

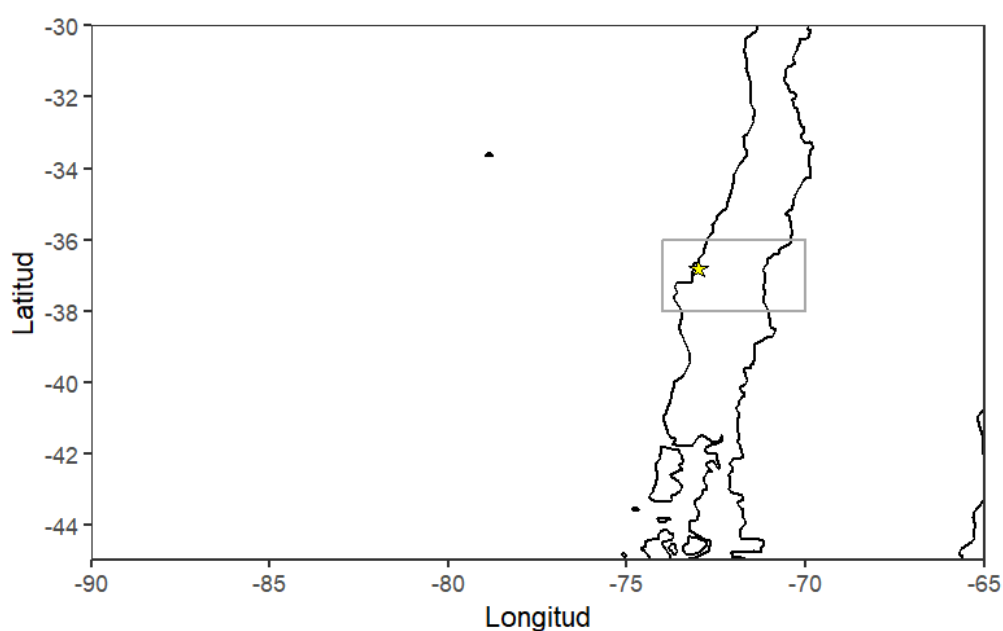


Figura 2.2: Región para la que se obtienen las variables de ERA5 y WRF, región de estudio (recuadro gris) y punto 36.83°S -73.0°O (estrella).

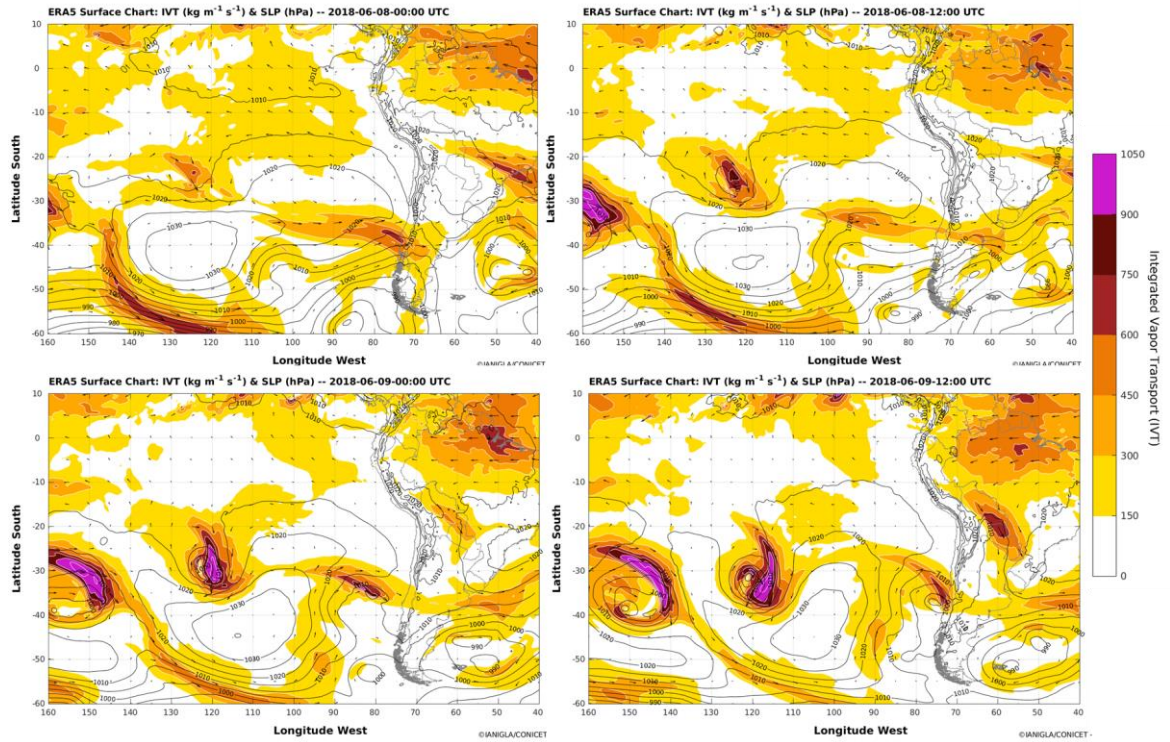
Capítulo 3

Metodologías

3.1 Selección de los 2 eventos de precipitación estudiados

En este trabajo de tesis se estudiará la sombra de precipitación generada por eventos de precipitación asociados a RAs. Cada uno de estos RAs, provenientes desde el océano Pacífico, impactó de manera distinta la cordillera de los Andes, lo que resultó en una distribución espacial y temporal diferente de la precipitación en cada uno de los eventos. En el primer caso, se observa el impacto sucesivo de dos RAs desde el noroeste, entre el 8 y el 9 de junio de 2018 (Figura 3.1 a). El primero impactó sobre el punto de la costa 37°S 73.5°O con un máximo de IVT de aproximadamente $550 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ en las primeras horas de 8 de junio y el segundo impactó con mayor intensidad hacia el mediodía del 9 de junio con IVT máximo de aproximadamente $730 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figura 3.1 b). A su vez, el IVT fue mayor a $250 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ entre la ocurrencia de ambos RA, umbral necesario para definir la presencia de RA según la escala de Ralph et al. (2019), llevando a que se los considere como un solo evento. Luego, el segundo caso, ocurrido entre el 26 y 27 de junio de 2018, se lo asoció con el impacto de un solo RA con una orientación más zonal (Figura 3.2 a), donde el máximo de IVT alcanzó los $606 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ sobre la costa (Figura 3.2 b). En ambos eventos los RAs fueron categorizados por IANIGLA-CONICET(https://ianigla.net/rios_atmosfericos/) como categoría 2, según la escala de 5 categorías de Ralph et al. (2019). Se los relaciona con dicha categoría pues la duración de ellos fue de entre 24 y 48 horas y el IVT llegó a estar entre los 500 y $750 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ sobre la costa de la región en cada uno de ellos. Esta categoría de RAs se asocia con condiciones beneficiosas para la región pero que pueden llegar a ser peligrosas. En cuanto a la precipitación media total registrada en cada evento, el primer evento presentó una precipitación media de aproximadamente 44.75 mm al oeste de la cresta de la cordillera y de 51.99 mm al este, mientras que, en el segundo, la precipitación media fue de aproximadamente 64.08 mm al oeste de la cordillera y de 50.49 mm al este.

a)



b)

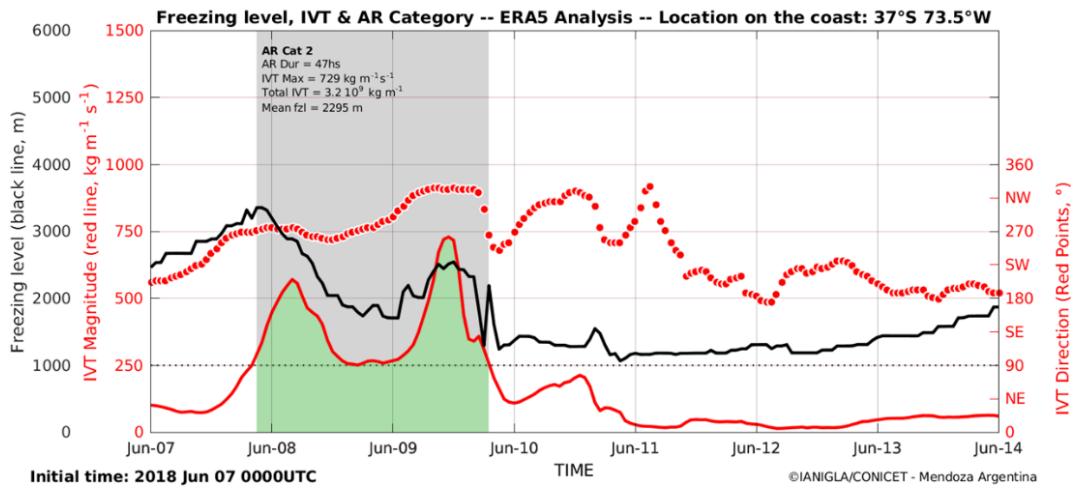
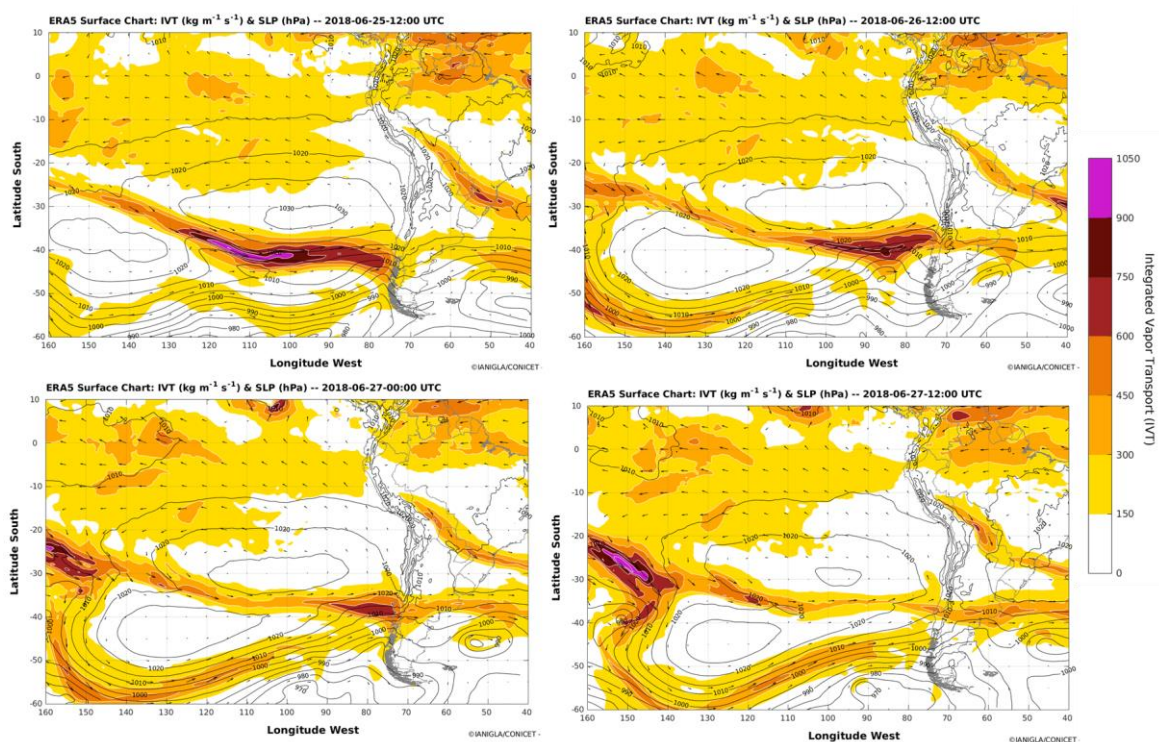


Figura 3.1: a) Flujo de Vapor Integrado en la Vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$, IVT) y presión a nivel del mar (hPa) de ERA5 a las 0000 UTC (izquierda) y 1200 UTC (derecha) del 8 (arriba) y el 9 (abajo) de junio de 2018. b) Evolución cada 1hs de la Isoterma de 0 °C (línea negra), magnitud (línea roja) y dirección de IVT (línea punteada roja) de ERA5 y Categoría de RA (sombreado) entre el 7 y el 13 de junio del 2018 provistas por IANIGLA-CONICET.

a)



b)

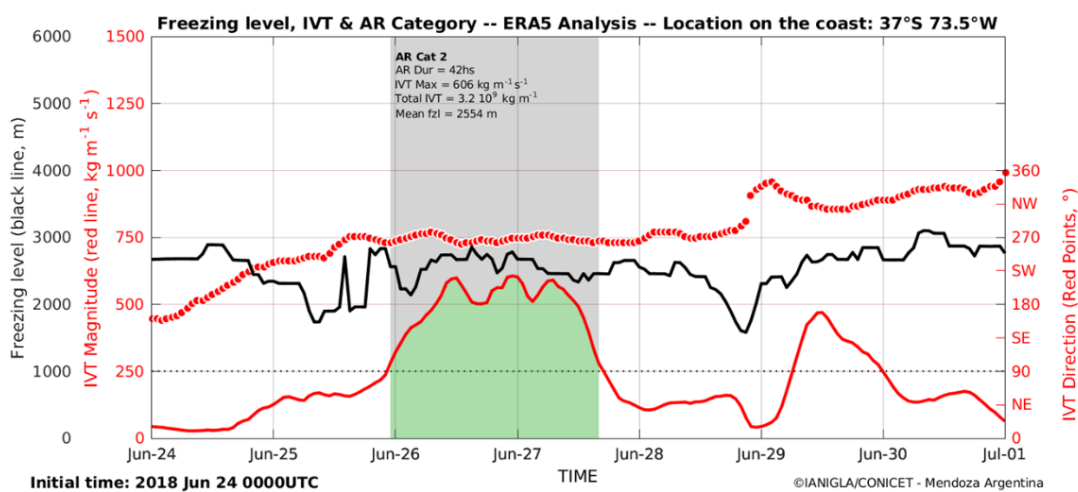


Figura 3.2: a) Flujo de Vapor Integrado en la Vertical ($\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$, IVT) y presión a nivel del mar (hPa) de ERA5 a las 1200 UTC del 25 y del 26 (arriba) y 1200 y 0000 UTC del 27 (abajo) de Junio de 2018. b) Evolución cada 6hs de la Isotherma de 0°C (línea negra), magnitud (línea roja) y dirección de IVT (línea punteada roja) de ERA5 y Categoría de RA (sombreado) entre el 24 de junio y el 01 de julio del 2018 provistas por IANIGLA-CONICET.

3.2 Agrupación en bandas transversales a los Andes y partición en 3hs de los datos pluviométricos

Dado que la definición del efecto de sombra de precipitación compara lo que precipita a barlovento y a sotavento de una cadena montañosa, es necesario establecer un límite geográfico que determine qué pluviómetros se encuentran a barlovento y cuáles a sotavento de la cordillera, para así poder realizar las diferentes cuantificaciones y encontrar las características de la sombra de precipitación. En la región de estudio en esta tesis, este límite que marca el punto de separación entre ambas laderas, conocido también como cresta de la cordillera o “barrera”, está dado por la longitud 71.15°O (Figura 3.3). Esta elección se debe a que es la longitud que, en gran parte de la zona a estudiar, coincide con la frontera geográfica entre Chile y Argentina. La frontera está trazada siguiendo los picos relativamente más altos, que en el caso de la región de estudio van entre 916 metros y 2872 metros, y en consecuencia la barrera representa la ubicación de estos picos, y a cada lado se ubican las respectivas laderas. Esto se fundamenta según el artículo 1 del Tratado de Límites con la República de Chile de 1881 (Ley N°1116), el cual propone que la línea de frontera entre ambos países de norte a sur hasta la latitud 52°S serán las cumbres más elevadas de la Cordillera de los Andes.

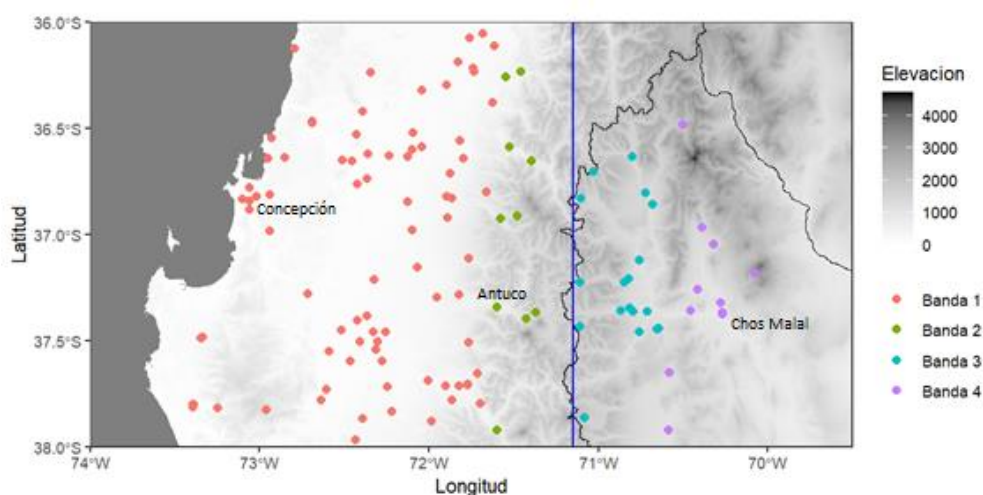
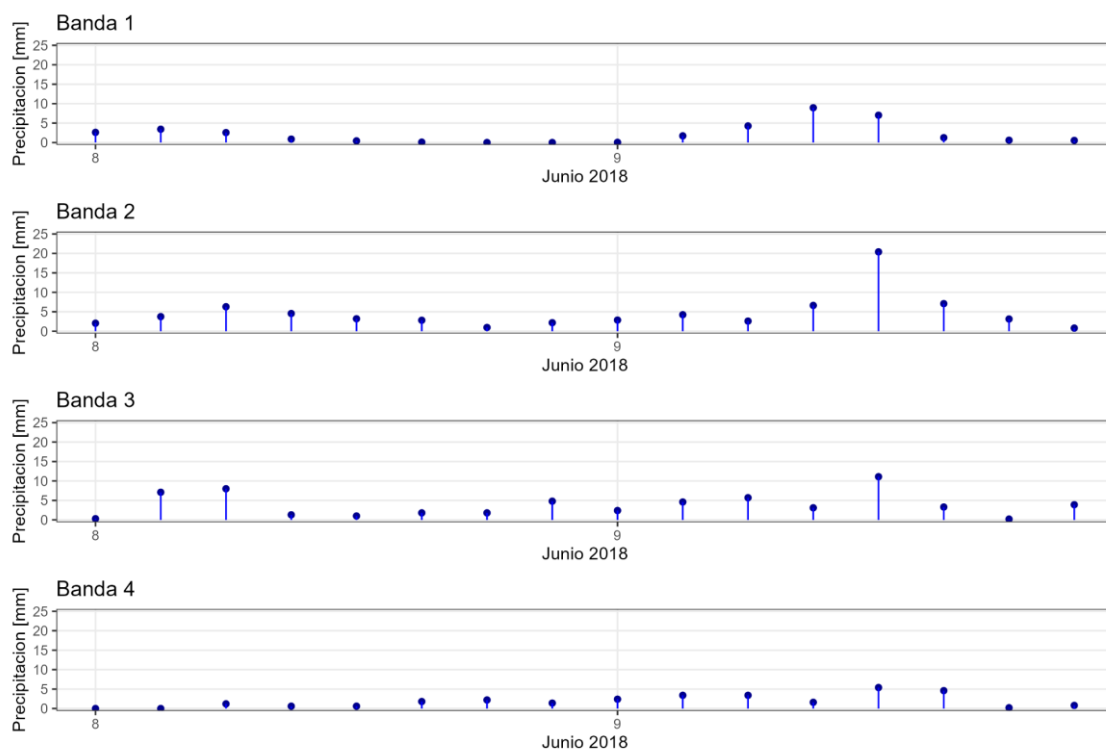


Figura 3.3: Cresta de la cordillera o “barrera” (línea azul), elevación topográfica(sombreado) y estaciones pluviométricas pertenecientes a la banda 1 (rosada), banda 2 (verde), banda 3 (turquesa) y banda 4 (violeta).

Dado que de las 107 estaciones chilenas 52 miden la precipitación en forma horaria y 55 en forma diaria, y que, del lado argentino, del total de 31 estaciones, sólo hay 5 estaciones pluviométricas horarias y 26 diarias, para incrementar la cantidad de observaciones y poder estudiar las características de la sombra de precipitación a nivel subdiario, se decidió hacer la partición de los datos diarios a partir de los datos horarios. Asimismo, es importante destacar que hay diferencias en la forma en que se computan los acumulados por día en cada set de datos. En este sentido, las observaciones realizadas por AIC acumulan la precipitación desde las 00hs hasta las 23hs del día, mientras que las instituciones RHN, DGA y DMC acumulan la precipitación desde las 12 UTC del primer día del evento hasta las 12 UTC del día siguiente. Por lo tanto, se procedió a formar series de datos cada tres horas, para poder, luego de terminada la partición, reorganizar las observaciones considerando el mismo día pluviométrico en todas las bases de datos definido desde las 00 HOA a las 23 HOA. Esta partición se llevó a cabo siguiendo la metodología propuesta por Sinclair et al. (1997). Los autores proponen agrupar los pluviómetros con datos en forma horaria en cuatro bandas: estaciones a más de 40 *km* de la barrera a barlovento (banda 1), estaciones a menos de 40 *km* de la barrera a barlovento (banda 2), estaciones a menos de 40 *km* de la barrera a sotavento (banda 3) y estaciones a más de 40 *km* a sotavento (banda 4) (Figura 3.3). Esta metodología calcula una serie horaria promedio para cada banda (Figura 3.4 y Figura 3.5); a partir de las mismas, se procede a calcular para cada banda, los porcentajes de precipitación tri-horarios respecto al total de precipitación de cada día. Finalmente, usando estos porcentajes de precipitación tri-horaria los valores diarios de precipitación se dividen en 8 valores diferentes según el porcentaje de precipitación de las series medias que representen cada 3 horas y la banda a la que pertenecen, generando así nuevas series subdiarias para las estaciones con datos diarios.

Por otro lado, también se aplicó esta metodología para generar las series de tiempo y poder hacer la verificación de los datos estimados a partir de productos satelitales y los provenientes de reanálisis y modelos numéricos. En el caso de los datos derivados de productos satelitales, que corresponden a datos de precipitación diaria acumulada, estos se calculan según el horario de

0000 a 2400UTC, por lo que se aplica la metodología de conversión para reacomodar los datos pluviométricos tal que la precipitación acumulada diaria está calculada entre las 0000 (21 HOA del día anterior) y las 2400 (21 HOA del día a estudiar). En cuanto a los valores de reanálisis y modelos numéricos utilizados, al también utilizar el horario UTC, se emplean los datos particionados cada 3 horas seleccionándolos de modo que queden los días según el horario de 0000 a 2400UTC, garantizando así la coherencia temporal en las nuevas series de tiempo para poder realizar las verificaciones pertinentes.



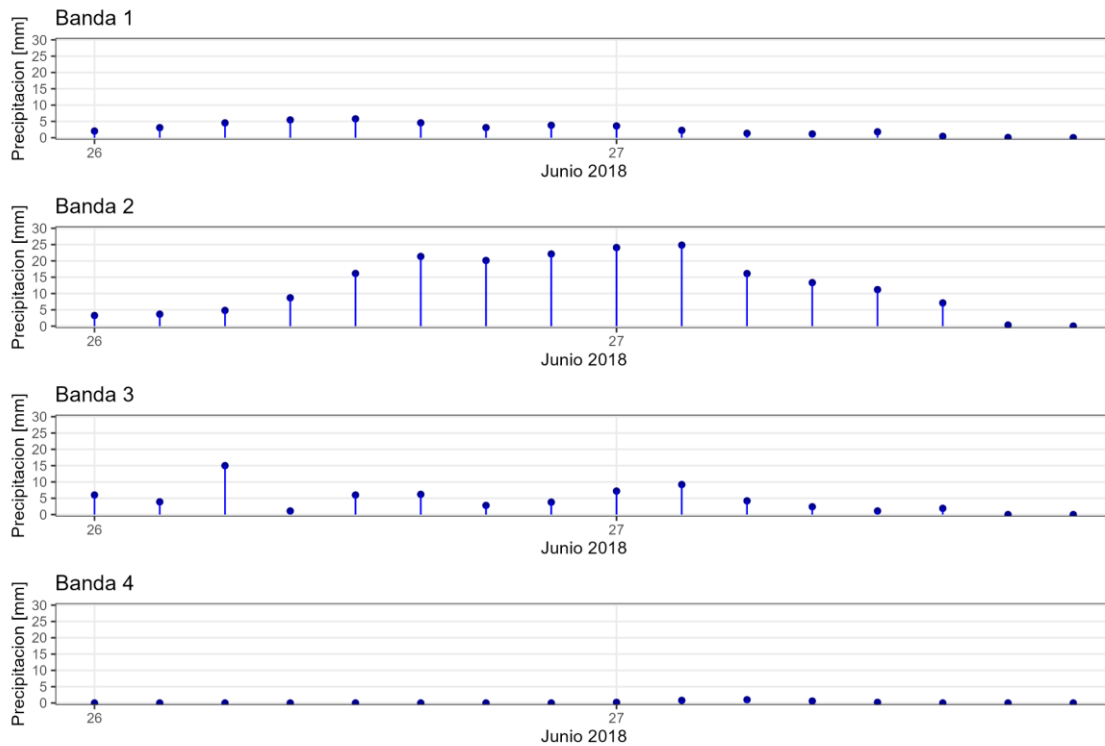


Figura 3.5: Ídem que la Figura 3.4 para el Evento 2.

3.3 Diferentes metodologías para el cálculo de sombra de precipitación utilizando datos pluviométricos.

Como se mencionó en la introducción, no existe una única manera de cuantificar la sombra de precipitación y esta dependerá de la escala de tiempo en la que se lleve a cabo la investigación. En esta tesis se analizan 2 eventos de sombra de precipitación a escala diaria utilizando tres metodologías diferentes. Estos métodos permitirán analizar cómo se comporta el efecto de sombra de precipitación en cada tormenta y determinar las diferencias entre estos eventos.

a. Índice de sombra de precipitación

Siler et al. (2013) definieron el “índice de sombra de precipitación” (R) a partir de un análisis estadístico de precipitación de invierno (Diciembre-Febrero), con series temporales de 28 años normalizadas a partir de restar su media y

dividir las por su desvío estándar, pertenecientes a seis pluviómetros representativos de toda la sección transversal de la cordillera de las Cascadas en Washington, en el oeste de Estados Unidos. Para estas 6 estaciones, notaron que podían caracterizarlas como combinaciones lineales de las estaciones ubicadas en los extremos este y oeste de la región, con coeficientes determinados a partir de la regresión de cuadrados mínimos. En base a estos resultados, propusieron el “índice de sombra de precipitación” como:

$$R = PO - PE$$

donde PO es la precipitación al oeste de la barrera y PE la precipitación al este. Este índice indica que para valores altos de R la sombra de precipitación es intensa, mientras que los valores bajos indican sombra de precipitación débil.

En esta tesis se utilizó el índice R para determinar la intensidad de la sombra, considerando diferentes intervalos temporales. En un primer momento se estimó la diferencia de la precipitación entre ambos lados de la cordillera tomando el promedio de precipitación acumulada en todo el evento, y en una segunda etapa, para un análisis tri-horario de la tormenta, se utilizaron los promedios de precipitación cada tres horas para calcular la intensidad de la sombra de precipitación.

b. Fracción de derrame y distancia de derrame

Para cuantificar el derrame se aplicó la metodología propuesta por Sinclair et al. (1997) usando los datos de precipitación cada 3hs. Este método consiste de los siguientes pasos:

- a) Normalización de la precipitación tri-horaria (M). La normalización del dato tri-horario se obtiene como el cociente entre el dato del intervalo tri horario i y la media de todos los datos de dicho intervalo i .
- b) Se calculó el valor “ d ” para cada pluviómetro como la distancia más cercana a la barrera (71.15°O) con el objetivo de que queden organizados en función de la distancia como una transecta normal a la barrera. Valores positivos (negativos) representan estaciones al este (oeste) de la barrera (Figura 3.7, puntos).

- c) Para calcular la “Fracción de Derrame”, primero se calculan las curvas de mejor ajuste $M-d(Z)$, obtenidas promediando cada 5km de los puntos obtenidos mediante el análisis de Cressman (1959) en una dimensión usando distancia entre puntos de grilla de 2.5 km y un radio de influencia de 30 km (Figura 3.6 y Figura 3.7, curvas), teniendo en cuenta la limitada representatividad espacial de las estaciones, especialmente en las áreas montañosas de la región. El análisis de Cressman se lleva a cabo en una grilla regular pasando los datos a Lambert conic y “pesa” cada observación dentro de una distancia r_0 (radio de influencia) de cada punto de retícula por los pesos: $W = (r_0^2 - r^2)(r_0^2 + r^2)$, que decrecen cuando aumenta la distancia r (distancia entre el punto de retícula y la observación). Luego de obtener las curvas de mejor ajuste, a partir del análisis de Cressman, se obtiene la “Fracción de Derrame” cada 3 horas dividiendo el área bajo la curva a sotavento ($d>0$)(Z_S) por el área bajo la curva a ambos lados de la barrera(Z_T):

$$\text{Fracción de derrame} = \frac{\Sigma Z_S}{\Sigma Z_T} * 100$$

- d) La “Distancia de derrame”, que equivale a la distancia corriente abajo de la barrera en la que cae la precipitación a sotavento, se calcula como $\Sigma d_s M_s / \Sigma M_s$, donde la sumatoria es sobre todas las observaciones normalizadas de precipitación a sotavento(M_s) a una distancia $d_s(>0)$ de la barrera.

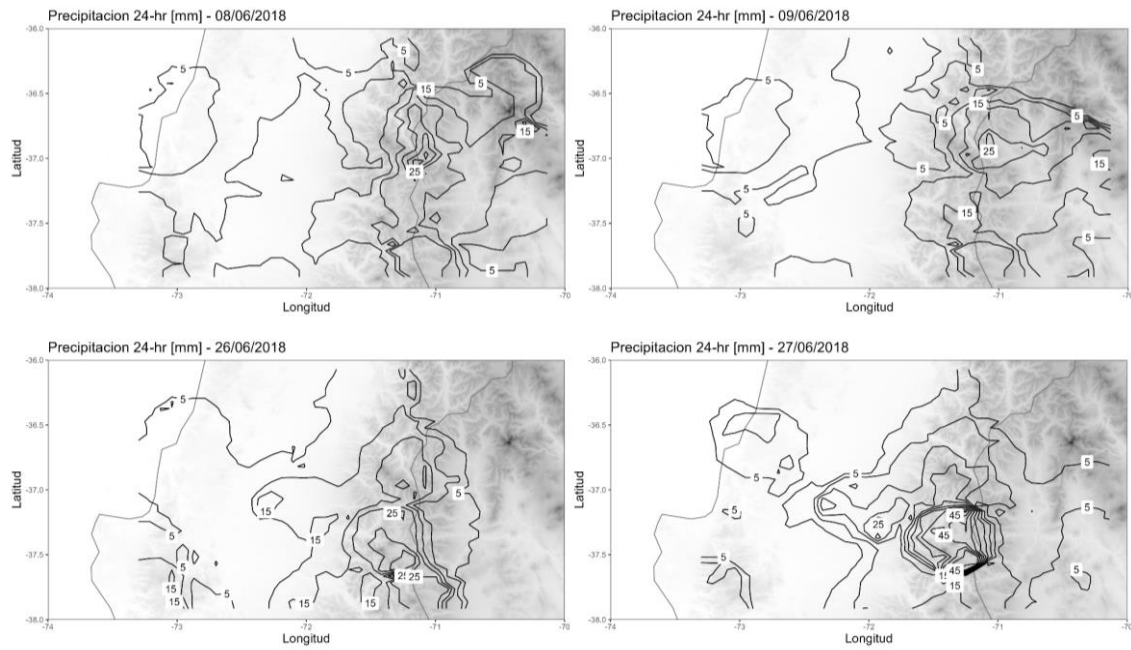


Figura 3.6: Isohietas obtenidas mediante el análisis de Cressman graficadas cada 5 mm para cada día del Evento 1 (arriba) y del Evento 2 (abajo).

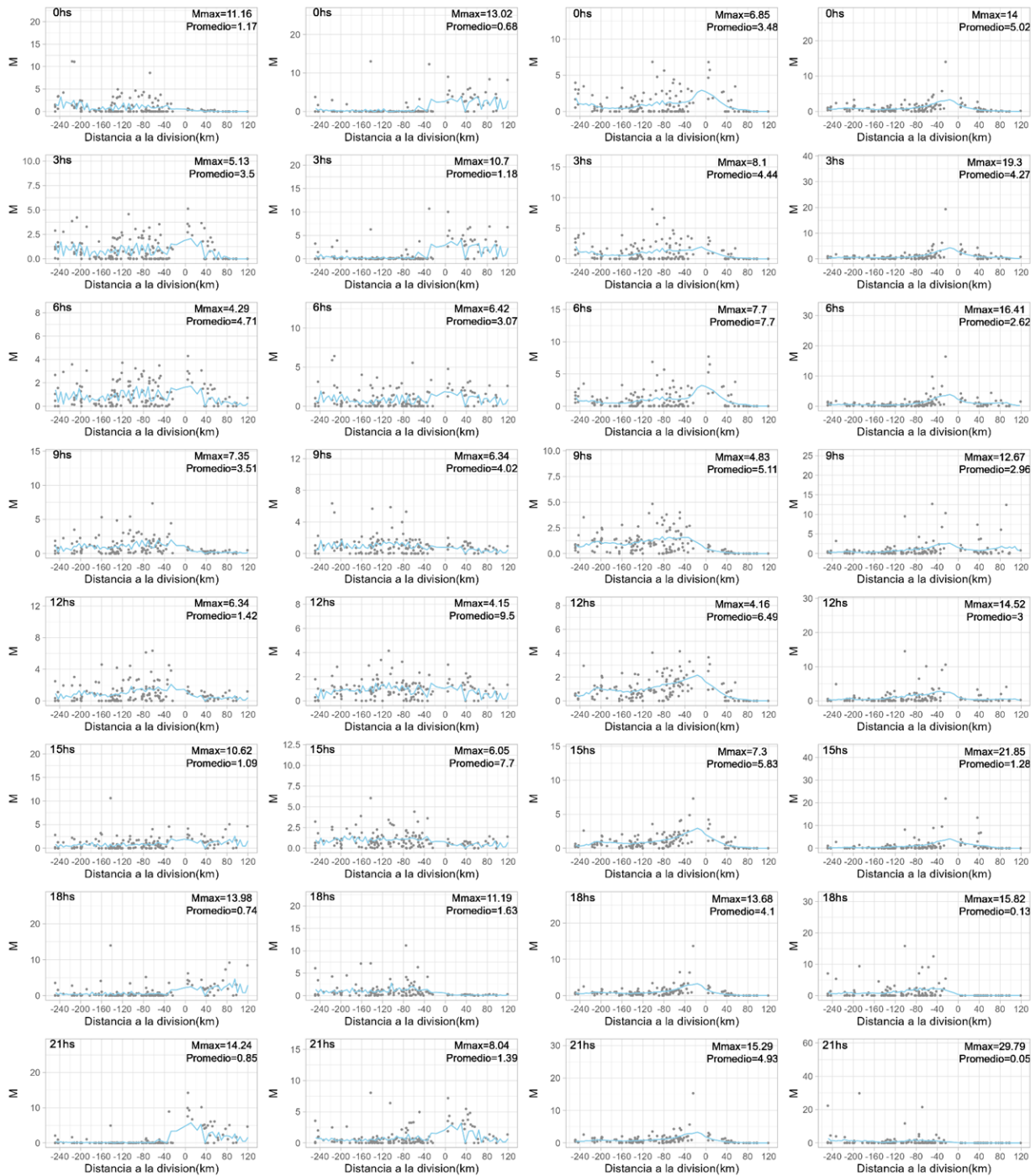


Figura 3.7: Precipitación tri-horaria normalizada en cada pluviómetro (puntos) y curvas de mejor ajuste M-d obtenidas promediando cada 5km de los puntos obtenidos mediante el análisis de Cressman (curva celeste).

c. Diferencia de la tasa de precipitación horaria a ambos lados de la barrera.

Para analizar cómo fue la distribución de la precipitación dentro de las tormentas y analizar el contraste entre ambos lados de la topografía se calculó la diferencia de precipitación entre ambas laderas (Mass et al., 2015). Los autores propusieron la cuantificación para la sombra de precipitación como $PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}}$, siendo PO_{este} la tasa de precipitación horaria al oeste de la barrera y PE_{este} la tasa de precipitación horaria al este de la barrera. A su vez, definieron umbrales para cuatro situaciones diferentes (Tabla 3.1), en su caso contruidos para la Cordillera de las Cascadas sobre Washington (Estados Unidos). Dada la semejanza de dicha región con la cordillera en el norte de la Patagonia, se utilizaron estos umbrales para tener una primera caracterización de la sombra de precipitación en nuestra región. En nuestro caso, se utilizaron solo las estaciones con datos horarios y a partir de ellos se realizó la diferencia entre ambos lados de la barrera y se graficó un histograma para poder analizar el comportamiento de las tormentas sobre el norte de los Andes neuquinos como así también aplicar los umbrales.

Umbral	Precipitación
$PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}} \geq 2.5 \text{ mm/h}$	Mucho mayor a barlovento
$0.25 < PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}} < 2.5 \text{ mm/h}$	Moderadamente mayor a barlovento
$ PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}} < 0.25 \text{ mm/h}$	Casi igual en ambos lados
$PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}} < -0.25 \text{ mm/h}$	Mayor a sotavento

Tabla 3.1: Umbrales de precipitación propuestos por MASS et al. (2015).

3.4 Comparación de los datos pluviométricos con los datos de precipitación estimada.

Para comparar los datos pluviométricos de los días correspondientes al Evento 1 (del 8 al 11 de junio 2018) y al Evento 2 (26 y 27 de junio 2018) con los datos correspondientes a los píxeles de CHIRPS, de PERSIANN y de IMERG y

los puntos de grilla de ERA5 y WRF se realizó una validación estadística continua, similar a la aplicada por Rivera et al. (2018).

Se empezó por realizar un análisis punto-a-píxel, buscando el píxel más cercano a las coordenadas geográficas asociadas a cada uno de los pluviómetros. Luego, obteniendo las estimaciones para los 18 puntos de grilla correspondientes a las ubicaciones de los pluviómetros analizados, se compararon los diferentes conjuntos de datos mediante el uso de herramientas estadísticas (Tabla 3.2) como: el coeficiente de correlación de Pearson (PCC) (Wilks, 2006), el error medio absoluto (EMA)(Hyndman et al., 2006) y el porcentaje de sesgo (PB)(Yapo et al.,1996).

Estadístico	Ecuación
Coeficiente de Correlación de Pearson (PCC)	$PCC = \frac{\Sigma(G - \bar{G})(S - \bar{S})}{\sqrt{(G - \bar{G})^2} \sqrt{(S - \bar{S})^2}}$
Error Medio Absoluto (EMA)	$EMA = \frac{1}{N} \Sigma(S - G)$
Porcentaje de sesgo (PS)	$PS = 100 \frac{\Sigma(S - G)}{\Sigma G}$

Tabla 3.2: Medidas estadísticas para el análisis basado en métricas continuas, donde: G =observaciones pluviométricas, \bar{G} = promedio de observaciones pluviométricas, S =estimaciones, \bar{S} = promedio de estimaciones y N = número de pares de datos.

Donde, el coeficiente de correlación de Pearson mide la relación lineal entre las estimaciones satelitales y las observaciones pluviométricas, con un valor entre 1 y -1, con 1 el valor óptimo. El error medio absoluto provee información del promedio del error de las estimaciones considerando tanto errores sistemáticos como al azar, siendo el valor ideal 0. El porcentaje de sesgo mide la tendencia promedio de que las estimaciones de precipitación sean mayores o menores que las de la precipitación observada, teniendo un valor óptimo de 0. Valores positivos indican una sobreestimación mientras que negativas una subestimación del sesgo.

Capítulo 4

Verificación de productos satelitales, reanálisis y modelos.

4.1. Comparación cualitativa

Utilizando los campos de precipitación total en cada estación se realiza un análisis cualitativo de la precipitación y su distribución espacial entre los datos pluviométricos y los datos pertenecientes a datos estimados a partir de fuentes satelitales (CHIRPS, PERSIANN, IMERG), reanálisis (ERA5) y modelo numérico (WRF) para el Evento 1 (Figura 4.1) y el Evento 2 (Figura 4.2).

Una primera observación refleja que, si bien la distribución espacial de la precipitación es similar en todos los casos, con mayor precipitación en la ladera occidental y sobre la barrera, y menor precipitación a sotavento, para cada evento se observan diferencias en cómo cada base de datos representa la intensidad de la precipitación.

En el Evento 1 (Figura 4.1), todos los productos presentan la mayor precipitación sobre la ladera ascendente de los Andes, cercana a la cresta, mientras que los menores valores se observan sobre la costa chilena. Comparando todos los productos en este evento con los datos pluviométricos, los datos del ERA5 son los que muestran una mayor diferencia, presentando una gran subestimación en toda el área de estudio. En contraste, los datos de CHIRPS, IMERG y WRF muestran una mejor concordancia con los datos pluviométricos. En este evento, el máximo acumulado observado entre los pluviómetros fue de 149.9mm en la estación al oeste de la barrera más cercana a ella, mientras que en el caso del WRF este máximo fue mayor con un valor de 202.8mm, que se dio también al oeste de la barrera, pero al sur de la región. En el caso de los otros productos la precipitación acumulada máxima fue mucho menor, donde este valor en IMERG es de 84.2 *mm*, en CHIRPS de 78.6*mm*, en PERSIANN de 53 *mm* y en ERA5 de 29,1 *mm*. En cuanto al valor mínimo registrado fue de 0.8 *mm* sobre una estación al este de la barrera, mientras que

el valor mínimo en el resto de los productos es sobreestimado. CHIRPS es el que tiene el valor mínimo mayor con 14.41 *mm* acumulados en la misma estación al este de la barrera que presenta el mínimo de los pluviómetros, seguido por el PERSIANN con un valor de 11.9 *mm*, IMERG con 7.9 *mm*, WRF con 6.7 *mm* y ERA5 con 3.5 *mm*.

En cuanto al Evento 2 (Figura 4.2), la mayor precipitación en todos los productos se presenta sobre la ladera inmediata a la barrera del lado occidental de los Andes, mientras que los menores valores se observan sobre la ladera oriental. En cuanto a la diferencia entre los datos de los diferentes productos y los datos pluviométricos, es más pronunciada en este evento en comparación con el primer evento. Los datos del WRF y de IMERG son los datos más similares a los datos pluviométricos. Sin embargo, se observa que los datos del WRF presentan una sobreestimación sobre las laderas cercanas a la cresta, mientras que los de IMERG son más similares a los datos de las estaciones costeras pero presentan una subestimación sobre las zonas montañosas. Estos resultados estarían acorde con lo hallado por Rojas et al. (2021) en cuanto a que este último producto representa adecuadamente el patrón de la precipitación, pero subestima significativamente la precipitación sobre los Andes, especialmente al sur de los 36.5S. El resto de los productos muestran valores significativamente menores a los observados. En este caso, en cuanto a los valores extremos, se registró el máximo acumulado de 490.5 *mm* en la estación más cercana a la barrera a barlovento, mientras que todos los productos subestimaron este valor. Sin embargo, el WRF es el producto que más se acerca con un máximo de 382.3 *mm* en una estación sobre la cresta de la barrera occidental hacia el sur de la región, seguida por IMERG con 151.2 *mm*, CHIRPS con 82.87 *mm*, ERA5 con 58.5 *mm* y, por último, PERSIANN con 28.9 *mm*. El valor mínimo registrado por los pluviómetros en este evento fue de 0.3 en una estación al norte de la región más cercana a la costa chilena, además de registrarse valores cercanos a cero sobre la cuesta de la barrera del lado este. En esas mismas regiones se obtuvieron valores cercanos a cero en los productos CHIRPS y PERSIANN. WRF y IMERG registraron sus menores valores, menores a 3mm sólo sobre la cuesta a sotavento, mientras que ERA5 los menores valores los ubica sobre la costa chilena al norte de la región.

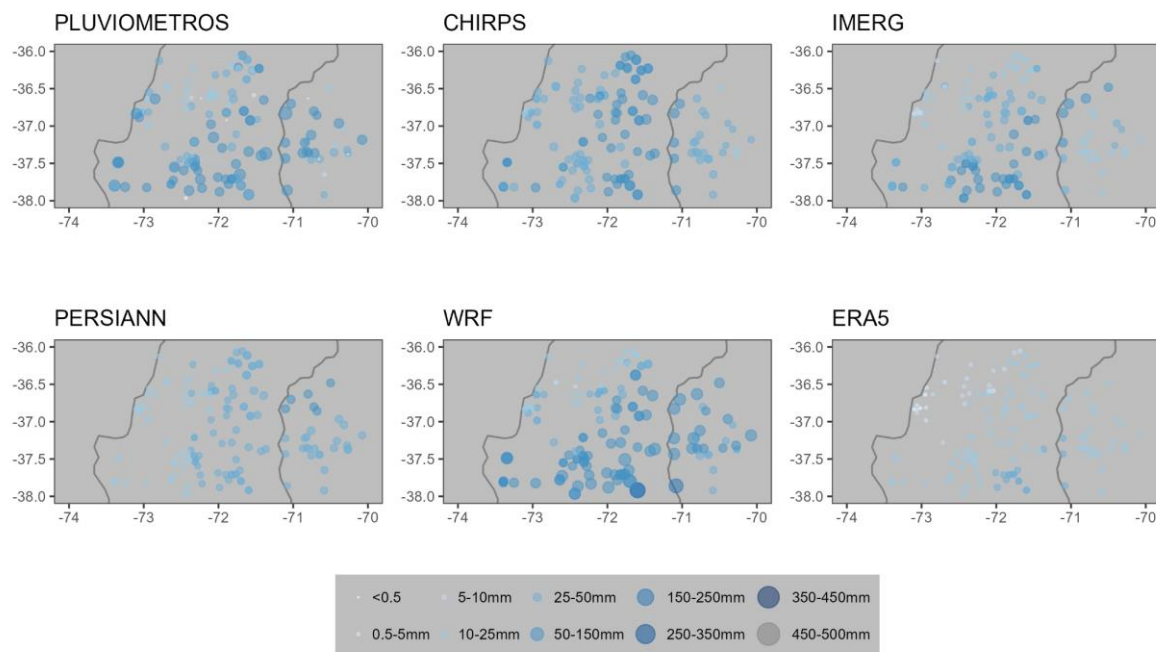


Figura 4.1: Precipitación acumulada en cada estación en el Evento 1.

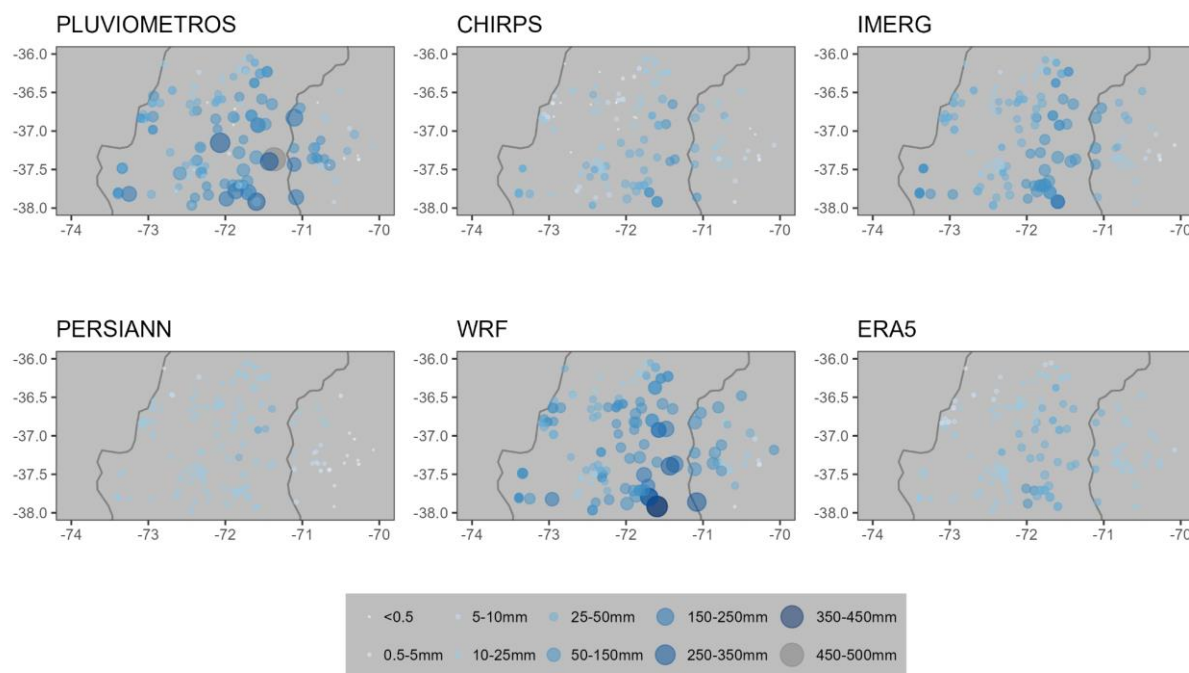


Figura 4.2: Precipitación acumulada en cada estación en el Evento 2.

4.2. Verificación de los datos de precipitación estimada en base a datos satelitales.

Los resultados obtenidos realizando la verificación estadística entre los datos pluviométricos diarios promediados para cada evento con los respectivos datos estimados a partir de datos satelitales se presentan en la Tabla 4.1. Para ilustrar las diferencias en la representación de los eventos se muestran los diagramas de dispersión del promedio de la precipitación diaria observada en cada estación y las estimaciones mediante productos satelitales en cada ubicación de cada estación, para cada evento (Figura 4.3).

En la comparación entre los datos CHIRPS promediados con los datos pluviométricos promediados tanto para el Evento 1 como el Evento 2 para cada estación, el porcentaje de sesgo (PS) indica que hubo una sobreestimación de la precipitación observada en el Evento 1 ($PS=8.74\%$) pero dentro de un rango aceptable ya que es inferior al 10%, mientras que para el Evento 2 CHIRPS no realiza una buena representación de la precipitación, subestimando en más del 60%, que es mucho mayor que la sobreestimación del primer evento. Asimismo, el error medio absoluto (EMA) es casi el doble en el segundo evento ($EMA=22.54\text{ mm/evento}$) comparado con el primero ($EMA=11.3\text{ mm/evento}$). En cuanto a la correlación lineal (PCC) del promedio de la precipitación en ambos eventos, es menor en el primer evento ($PCC=0.27$) que en el segundo ($PCC=0.56$). Esto se puede corroborar analizando la Figura 4.3, a) donde el diagrama de dispersión asociado a este producto muestra que en el evento 1 los menores valores observados son sobreestimados y que los medios y extremos tienden a tener una mejor correlación. Mientras que, en el segundo evento, los valores observados menores y medios están mejor representados, siendo mayor cantidad que los valores más extremos que CHIRPS tiende a subestimar.

Los resultados obtenidos comparando los datos de precipitación promedio por cada evento de IMERG y los datos pluviométricos asociados se obtuvo que esta base de datos subestima la precipitación observada en ambos eventos, siendo mayor en el segundo ($PS=-28.69\%$) que en el primero ($PS=-20.26\%$). En cuanto al error medio absoluto es mayor para el segundo evento

(EMA=16.70 *mm/evento*) comparado con el primero (EMA=10.41 *mm/evento*). La correlación lineal del promedio de precipitación observada con la estimada en este producto es positiva en ambos eventos, con un valor mayor para el segundo evento (PCC=0.53) que en el primero (PCC=0.32). Esto también se refleja en el diagrama de dispersión (Figura 4.3, b), donde para el primer evento se observa que los valores menores tienden a estar sobreestimados, los medios tienen mejor concordancia con los observados, aunque levemente sobreestimados, y los extremos están subestimados. En el segundo evento se observa mayor dispersión de los datos, mientras que los menores valores tienden a estar bien representados, los valores medios están más bien sobreestimados y los extremos subestimados.

Por último, los resultados obtenidos a partir del porcentaje de sesgo entre los datos pluviométricos y la base de datos PERSIANN muestran que el producto de precipitación estimada realizó una subestimación de la precipitación, siendo mucho mayor para el segundo evento (PS=-98.81%) que para el primero (PS=-89.95%). Estos valores de PS, superiores en módulo al 30%, indican que PERSIANN no estaría realizando una buena estimación de la precipitación en estos eventos. En cuanto al error medio absoluto, en el primer evento (EMA= 11.96 *mm/evento*) es menor que en el segundo (EMA= 25.05 *mm/evento*), siendo estas diferencias de error entre eventos menos significativas que para el porcentaje de sesgo. Las diferencias entre la precipitación de PERSIANN y las observaciones también se ven reflejadas en el coeficiente de correlación entre ambas. El Evento 1 no muestra una relación lineal significativa (PCC=0.14), mientras que para el segundo evento se observa una correlación mayor (PCC=0.39). A su vez, analizando el diagrama de dispersión (Figura 4.3, c) se observa que para el primer evento sobreestima los menores valores observados, mientras que los mayores son subestimados. En el segundo evento si bien subestima los mayores valores, los menores no presentan una sobreestimación tan notoria.

A la vista de estos resultados, IMERG es el producto de datos de precipitación derivados de datos satelitales que tiene una mayor concordancia con los datos pluviométricos. En cuanto al primer evento, IMERG presentó mayor

correlación lineal y menor error medio absoluto, mientras que CHIRPS presentó menor porcentaje de sesgo, que a su vez es positivo, concordando con lo hallado por Rivera et al. (2018) en que este último producto posee un sesgo hacia condiciones más húmedas en la región del norte patagónico como consecuencias de la sobreestimación de las precipitaciones. En el caso de IMERG, su porcentaje de sesgo, si bien no fue tan grande como en el caso de PERSIANN, no es tan aceptable al ser mayor a 10 en modulo. Para el segundo evento, IMERG fue el que presentó menor porcentaje de sesgo y menor error medio absoluto, mientras que CHIRPS presentó mayor correlación lineal pero no mucho mayor que la de IMERG. PERSIANN es el producto derivado de datos satélites que obtuvo un peor comportamiento en comparación a los datos observados en ambos eventos. Lo que verifica lo encontrado por Hobouchian et al. (2017) sobre los Andes subtropicales, en cuanto a que las estimaciones que incluyen datos de microondas, como es el caso de IMERG, tienen una mejor calidad. A su vez, la incorporación de información pluviométrica para el ajuste de los datos, como sucede con CHIRPS también genera un mejor desempeño de estos productos.

	Evento 1			Evento 2		
Base de Datos	PERSIANN	CHIRPS	IMERG	PERSIANN	CHIRPS	IMERG
PCC	0.14	0.27	0.32	0.39	0.56	0.53
EMA	11.86 mm/evento	11.3 mm/evento	10.41 mm/evento	25.05 mm/evento	22.54 mm/evento	16.70 mm/evento
PS	-89.95%	8.74%	-20.26%	-98.81%	-64.74%	-28.69%

Tabla 4.1: Resultados de la comparación estadística entre los datos pluviométricos y cada base de datos de precipitación estimados a partir de datos satelitales promediados para cada evento.

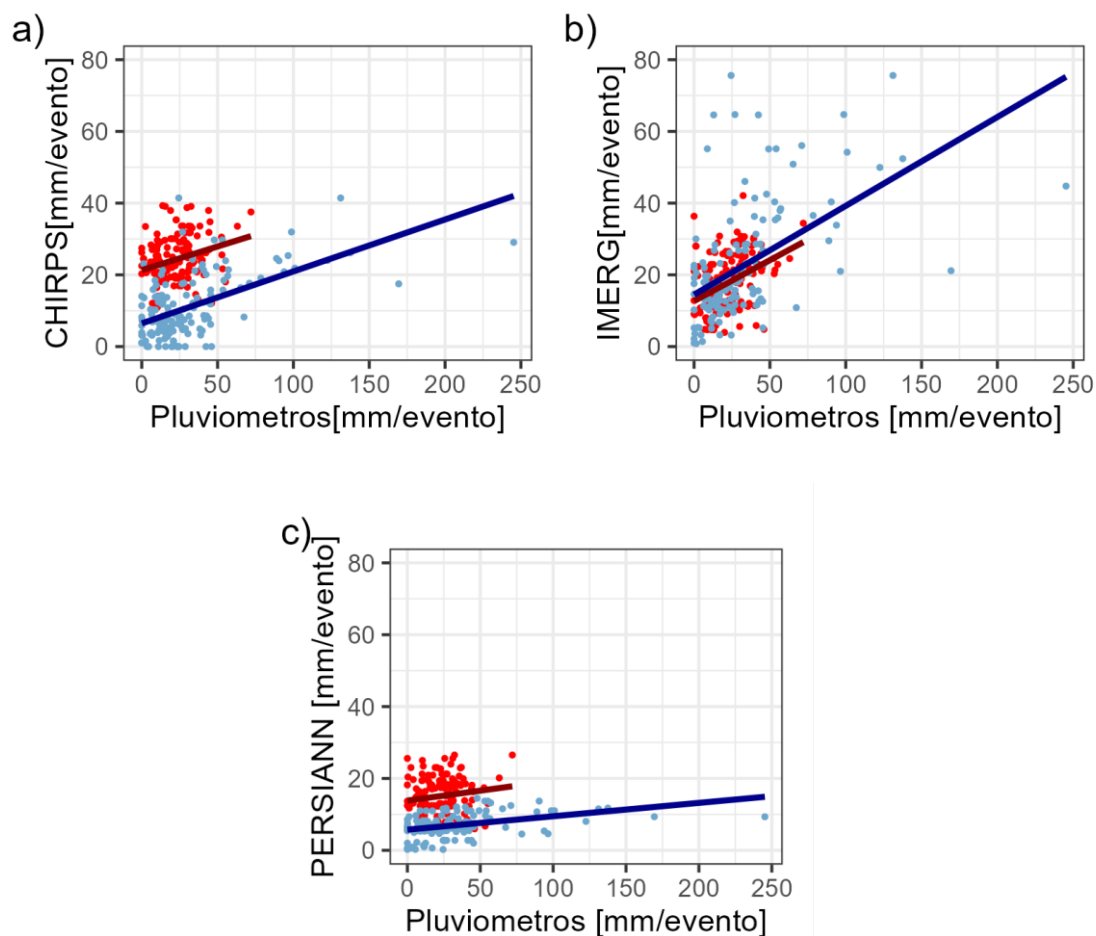


Figura 4.3: Diagrama de dispersión del promedio de la precipitación observada y CHIRPS (a), IMERG (b) y PERSIANN (c) por día en cada una de las 148 estaciones para el evento 1 (rojo) y el evento 2 (azul), con sus respectivas rectas de regresión lineal.

4.3. Comparación general entre los datos pluviométricos y los datos de precipitación provenientes de reanálisis.

Siguiendo el mismo procedimiento, se compararon los datos pluviométricos diarios promediados para cada evento con los respectivos datos provenientes del reanálisis ERA5 y del modelo numérico WRF con convección permitida (Tabla 4.2).

Los resultados obtenidos analizando los datos del reanálisis ERA5 con los datos pluviométricos, tanto para el Evento 1 como el Evento 2, muestran que este producto presenta una gran subestimación de la precipitación, con valores

similares en ambos eventos. El porcentaje de sesgo en el primer evento fue de $PS=-65.71\%$, mientras que en el segundo de $PS=-63.37\%$. En cuanto al error medio absoluto, se observa que el mayor valor está asociado al Evento 2 ($EMA=22.29\text{ mm/evento}$), mientras que en el primer evento este valor resulta menor ($EMA=15.63\text{ mm/evento}$), siendo estas diferencias de error entre eventos menos significativas que para el porcentaje de sesgo. Luego, analizando la correlación lineal entre los promedios de precipitación diaria en cada estación observados y del reanálisis ERA5, en ambos eventos es positiva. En el primer evento presenta un valor de $PCC=0.43$, mientras que para el segundo el valor es de $PCC=0.49$. Esto se ve reflejado en la Figura 4.4, b), donde si bien los valores menores son coherentes con los observados, los valores medios y extremos son subestimados.

Por otro lado, los resultados obtenidos comparando los datos pluviométricos diarios promediados con los respectivos datos obtenidos a partir de la precipitación simulada por el modelo WRF con convección permitida muestran que este modelo sobreestima ambos eventos. Esta sobreestimación es menor en el segundo evento ($PS=16.12\%$) que en el primero ($PS=32.65\%$). Por otro lado, en cuanto al error medio absoluto en este producto es mayor en el segundo evento ($EMA=17.84\text{ mm/evento}$) que en el primero ($EMA=12.76\text{ mm/evento}$). Por último, analizando la correlación lineal entre los promedios de precipitación en cada estación y el modelo WRF, se observa que es mayor en el Evento 2 ($PCC=0.6$) que en el Evento 1 ($PCC=0.47$). Esto se manifiesta en la distribución de los valores en el diagrama de dispersión (Figura 4.4, a), donde en general se observa que los menores valores están bien representados, los medios sobreestimados y los extremos subestimados en ambos eventos.

En consecuencia, de los resultados obtenidos en estos eventos, el WRF con convección permitida tuvo un mejor desempeño en la representación de la precipitación que ERA5. En ambos eventos el modelo numérico WRF con convección permitida presentó valores menores tanto de error medio absoluto como de porcentaje de sesgo y a su vez mayores valores de correlación lineal que el reanálisis ERA5. Estas diferencias pueden asociarse a que el WRF con convección permitida posee mejor resolución horizontal y no utiliza la

parametrización de la convección profunda, a diferencia de ERA5, reduciendo así los sesgos existentes en los modelos y capturando de manera más precisa los procesos termodinámicos y dinámicos que conducen a una mejor representación del ciclo hidrológico.

	Evento 1		Evento 2	
Base de Datos	ERA5	WRF con convección permitida	ERA5	WRF con convección permitida
PCC	0.43	0.47	0.49	0.60
EMA	15.63 mm/evento	12.76. mm/evento	22.29 mm/evento	17.84 mm/evento
PS	-65.71%	32.66%	-63.37%	16.12%

Tabla 4.2: Resultados de la comparación estadística entre el promedio diario por evento de los datos pluviométricos y los respectivos datos de cada base de datos de reanálisis y modelo numérico.

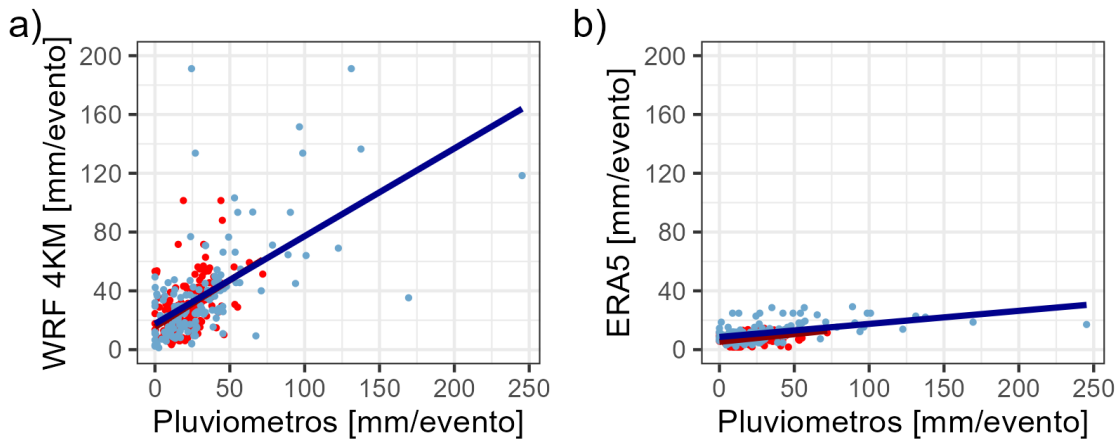


Figura 4.4: Diagrama de dispersión del promedio diario de la precipitación observada y WRF 4KM(a) y ERA5(b) en cada una de las 148 estaciones para el evento 1(rojo) y el evento 2(azul), con sus respectivas rectas de regresión lineal.

4.4 Conclusiones parciales

En conclusión, gracias a la comparación estadística entre datos pluviométricos diarios promediados por evento y datos de estimación de precipitación utilizando datos satelitales respectivos, se pudo observar que el IMERG fue el producto que tuvo un mejor comportamiento con respecto a los datos pluviométricos en ambos eventos. Presentó en el primer evento mayor

correlación lineal y menor error medio absoluto, mientras que CHIRPS presentó menor porcentaje de sesgo, y en el segundo evento presentó menor porcentaje de sesgo, menor error medio absoluto y la correlación lineal es levemente menor que la de CHIRPS. Entre CHIRPS y PERSIANN, el primero tiene una mejor representación de los datos comparándolos con los datos pluviométricos, lo que se puede asociar a que posee una mejor resolución y que a su vez está construido en base a datos in-situ.

En cuanto a los datos de modelos numéricos y reanálisis, comparando el WRF con convección permitida y el ERA5, se observó que el primero se destaca en ambos eventos, presentando mayor correlación lineal, menor porcentaje de sesgo y menor error medio absoluto. Estas diferencias pueden asociarse a que el WRF con convección permitida posee mejor resolución y no utiliza la parametrización de la convección profunda, a diferencia del ERA5, reduciendo así los sesgos existentes en los modelos y capturando de manera más precisa los procesos termodinámicos y dinámicos que conducen a una mejor representación del ciclo hidrológico.

Teniendo en cuenta que este análisis fue por demás exigente, dado que se verificó una grilla de una determinada resolución con el dato observado, sin tener en cuenta la resolución de cada producto, para un futuro análisis más parejo se podrían ajustar todas las bases de datos a la resolución del producto con menor resolución espacial. A su vez, considerando las limitaciones en cuanto a la representatividad de las estaciones, se podría también llevar a cabo el análisis utilizando las bandas de pluviómetros previamente mencionadas.

Capítulo 5

Cuantificación de la sombra de precipitación

5.1 Cuantificación de la sombra de precipitación con la precipitación acumulada total de cada evento

Realizando un primer análisis de los eventos se aplica el índice de sombra de precipitación (R) propuesto por Siler et al. (2013). Para esto, se promedió la precipitación acumulada en ambos días entre todas las estaciones ubicadas al este y al oeste de la barrera orográfica y se calculó su diferencia para cada evento (Figura 5.1). En el primer evento, el promedio de precipitación acumulada al este de la barrera asciende a 51.99 mm mientras que al oeste alcanza los aproximadamente 44.75 mm y en consecuencia el valor de R es de -7.24 mm , indicando que no hay sombra de precipitación considerando el acumulado total del evento. Por otro lado, en el segundo evento, el promedio de precipitación acumulada al oeste de la barrera es de 64.08 mm , mientras que al este es de 50.49 mm , lo que da como resultado un valor de R de 13.58 mm . Al comparar los valores de R del primer y el segundo evento, se observa que solo el segundo presenta sombra de precipitación.

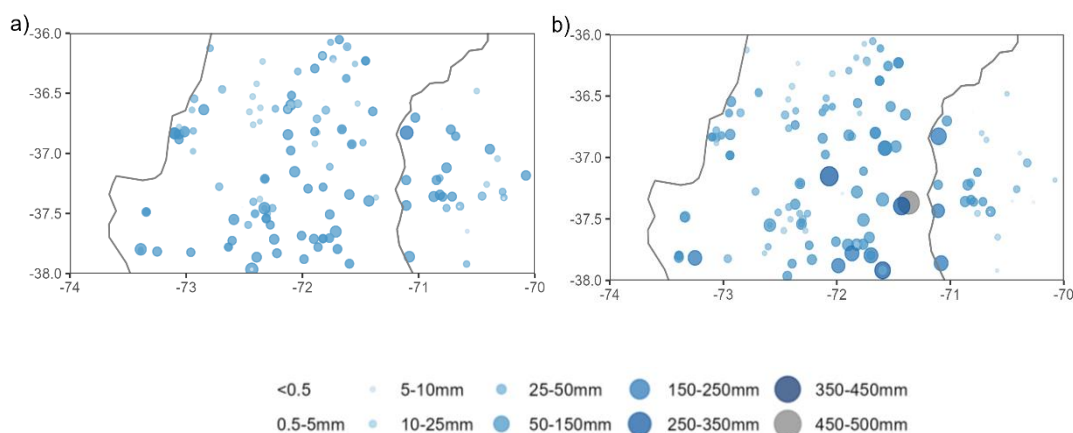


Figura 5.1: Precipitación acumulada en cada estación para el a) Evento 1 y b) Evento 2.

R	Evento 1	Evento 2
Banda 1 - Banda 2 [mm]	-8.72	-93.12
Banda 2 - Banda 3 [mm]	-10.77	72.99
Banda 3 - Banda 4 [mm]	29.57	60.00

Tabla 5.1: Índice de realzamiento orográfico (fila 1) y de sombra de precipitación (filas 2 y 3) entre las diferentes bandas para ambos eventos.

Luego, analizando en más profundidad la distribución espacial, mediante el promedio de precipitación acumulada en cada una de las cuatro bandas propuestas para la realización de la partición de datos (Figura 3.1), se realizaron las diferencias entre ellas (Tabla 5.1). En ambos eventos a sotavento de los Andes, la precipitación fue mayor sobre la ladera descendente (Banda 3) que sobre el pie de la montaña (Banda 4). En cambio, a barlovento de los Andes, la precipitación ladera arriba (Banda 2) fue mayor que la ocurrida en la costa (Banda 1) en ambos eventos, mostrando así un realzamiento orográfico, sin embargo, la diferencia fue mucho mayor en el segundo evento que en el primero. Por otro lado, analizando la precipitación sobre las laderas a ambos lados (Banda 2 y Banda 3), en el primer evento se observa que la precipitación fue mayor a sotavento, mientras que en el segundo fue mayor a barlovento.

Se observan así claras diferencias entre los eventos, donde en el primero la sombra de precipitación se observa al comparar la ladera descendente con la zona baja a sotavento al pie de los Andes; mientras que en el segundo la precipitación fue superior en todo el oeste en comparación con todo el este de la barrera montañosa, por lo que los índices de sombra de precipitación (2 últimas filas Tabla 5.1) fueron positivos. En el primer caso la diferencia entre las laderas a ambos lados de la barrera indica la ausencia de sombra de precipitación, mientras que en el segundo caso se observa una intensa sombra de precipitación, sugiriendo un menor derrame en este último caso. Estas observaciones podrían asociarse a como fue el impacto de cada RA en la cordillera en cada evento, y a las características de las masas de aire que

impactan contra la cordillera, como se discutirá más adelante.

5.2 Cuantificación de la sombra y sus variaciones intra-tormentas con datos tri-horarios

Para hacer el análisis tri horario de las tormentas se calculó el índice de sombra de precipitación (R) propuesto por Siler et al. (2013) para el promedio de la precipitación acumulada en tres horas, así como también la fracción de derrame, para poder visualizar cuál fue el porcentaje de precipitación total que precipitó a sotavento de la barrera, y la distancia de derrame, para determinar la extensión del fenómeno (Sinclair et al., 1997).

Las Figuras 5.2 y 5.3 presentan la evolución de distintos parámetros asociados a la precipitación tri-horaria y el efecto de sombra. Al analizar el promedio de precipitación tri-horario al este y al oeste de la barrera (Figura 5.2, a y 5.3, a) junto con el índice de sombra de precipitación tri-horario (Figuras 5.2, b y 5.3, b) se observa que para ambos eventos los máximos de precipitación promedio al este de la barrera son seguidos, en las horas subsiguientes, por un mínimo relativamente pequeño. Por el contrario, la precipitación promedio al oeste permanece relativamente elevada incluso luego de alcanzar el máximo. En consecuencia, los picos positivos del índice de sombra de precipitación (sombra de precipitación intensa) ocurren a las tres horas siguientes a los picos de máxima precipitación en ambos lados de la barrera, asociado a la abrupta reducción de la precipitación al este de la montaña. Además, se observa que los periodos de precipitación más débil al oeste están asociados a valores negativos del índice de sombra de precipitación, indicando mayor fracción de derrame en esos momentos (Figura 5.2, c y Figura 5.3, c). Asimismo, se encuentra que el primer evento presenta dos máximos de precipitación que estarían asociados cada uno al impacto de cada RA. El segundo evento presenta un único máximo durante el primer día, asociado a la presencia de un solo RA. Comparando ambos eventos, el máximo del segundo día del evento 1 es mayor al máximo de precipitación del evento 2. Sin embargo, el valor máximo de índice de sombra de

precipitación positivo se da en el evento 2, coincidente con que es el evento con sombra de precipitación más intensa. En este segundo evento la precipitación al oeste tiende a ser más constante a lo largo del primer día, disminuyendo hacia el segundo, lo que se puede asociar a que también el IVT en este evento se mantuvo de igual manera.

Por otro lado, las horas de máxima fracción de derrame (Figura 5.2 c y Figura 5.3, c) se asocian en ambos eventos a las horas de mínima sombra de precipitación (mínimo R), mientras que las horas de mínima fracción de derrame se asocian a las horas de máxima sombra de precipitación (máximo R). Al analizar la evolución del porcentaje de derrame en cada evento se observan mayores valores de porcentaje de derrame en el primer evento, con un valor máximo de aproximadamente 70%, mientras que en el segundo evento esta fracción no supera el 40%, consistente con los resultados discutidos previamente que indican que el primer evento tiene mayor sombra de precipitación.

En cuanto a los picos de distancia de derrame al este de la barrera (Figura 5.2, d) y Figura 5.3, d), se observa que están relacionados con los picos de máxima fracción de derrame. En el caso del Evento 1, los valores van en aumento de aproximadamente 20 a 60 *km* de la barrera el primer día, mientras que el segundo día se mantiene más constante entre 40 y 60 *km* de la barrera, más cerca del pie de la montaña. En cambio, para el Evento 2, el primer día tiene valores casi constantes alrededor de los 20 *km* de la barrera, mientras que el segundo día asciende hasta aproximadamente los 50 *km* de la barrera en las primeras horas para luego disminuir hasta 0 *km* hacia el final del día, reflejándose así el débil derrame ocurrido. En otras palabras, en el primer evento la precipitación llegó a extenderse más corriente abajo y se mantuvo más cerca del pie de la montaña, mientras que en el segundo evento la precipitación se mantuvo más bien cerca de la cima de la montaña.

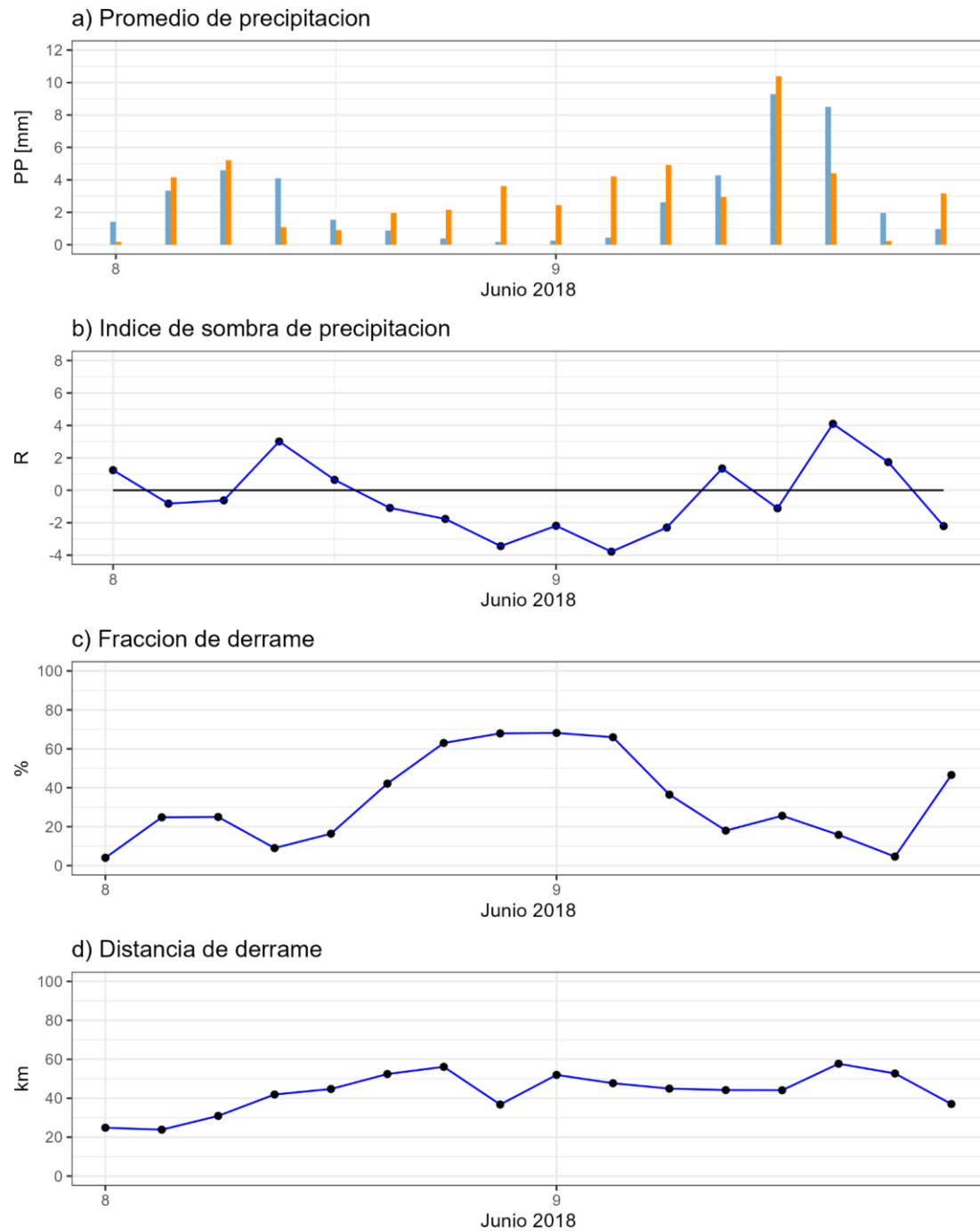


Figura 5.2: Promedio de precipitación tri-horario (a) al este (naranja) y al oeste (celeste) de la barrera, Índice de sombra de precipitación (b), Fracción de derrame (c) y Distancia de derrame (d) para el Evento 1.

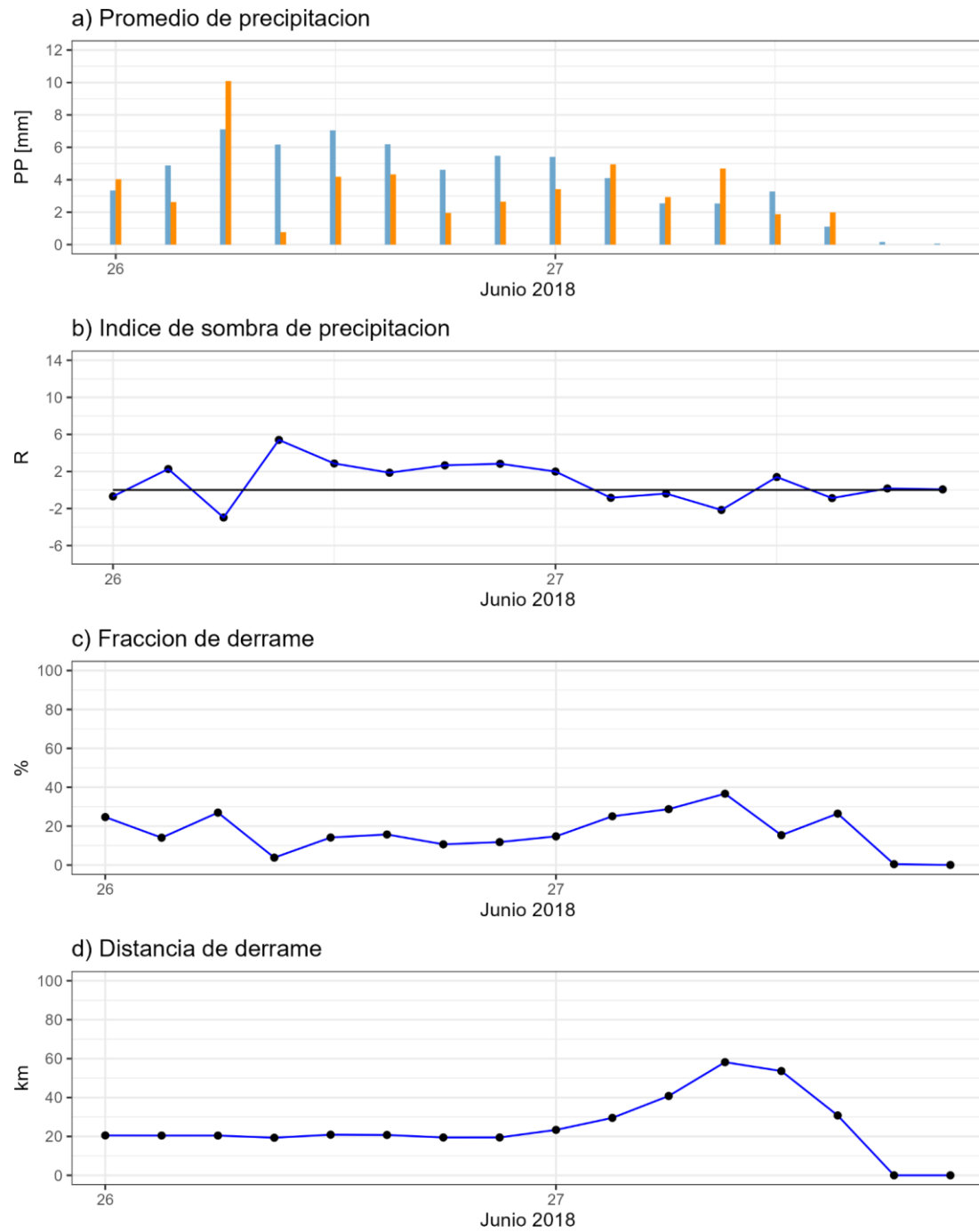


Figura 5.3: Ídem Figura 5.2 para el Evento 2.

5.3 Diferencia de la tasa de precipitación horaria a ambos lados de la cresta.

A partir de los datos pluviométricos horarios, se analizan los eventos en cuanto al promedio de la tasa de precipitación horaria al este y al oeste de la cresta. Para ello, en base a el promedio de precipitación acumulada en cada hora a cada lado de la barrera, se realiza la diferencia entre ambos lados.

Se observa que en el caso del Evento 1 (Figura 5.4, izquierda) la diferencia entre la tasa de precipitación a ambos lados de la barrera posee un menor rango de valores que el Evento 2 (Figura 5.4, derecha). En el primer evento, los valores de diferencias entre la tasa de precipitación diaria promedio a cada lado de la barrera se encuentran entre -2 mm/h (sombra de precipitación nula) y 2.58 mm/h (sombra de precipitación más intensa), asociado, a su vez, este último valor a la hora que presenta una mayor diferencia (Figura 5.4, izquierda). Mientras que, en el segundo evento, los valores de la diferencia entre la tasa de precipitación horaria promedio a cada lado de la barrera varían entre -5.5 mm/h y aproximadamente 2.65 mm/h , observándose que en este evento la hora con máxima diferencia presenta mayor precipitación a sotavento.

Por otro lado, en el caso del Evento 1 las diferencias con mayor frecuencia son menores a 0, indicando sombra de precipitación nula, coherente con este evento que presenta mayor derrame (Figura 5.4, izquierda). En contraste, en el Evento 2 (Figura 5.4, derecha), se observa que hubo mayor cantidad de horas con tasas de precipitación mayores al oeste de la barrera, dado que hay mayor cantidad de horas con valores positivos, lo cual es coherente con que este evento en total presenta sombra de precipitación. En este último evento, la mayor diferencia positiva de tasa de precipitación fue de aproximadamente 2.65 mm/h , con máxima precipitación al oeste de la barrera (Figura 5.4, derecha).

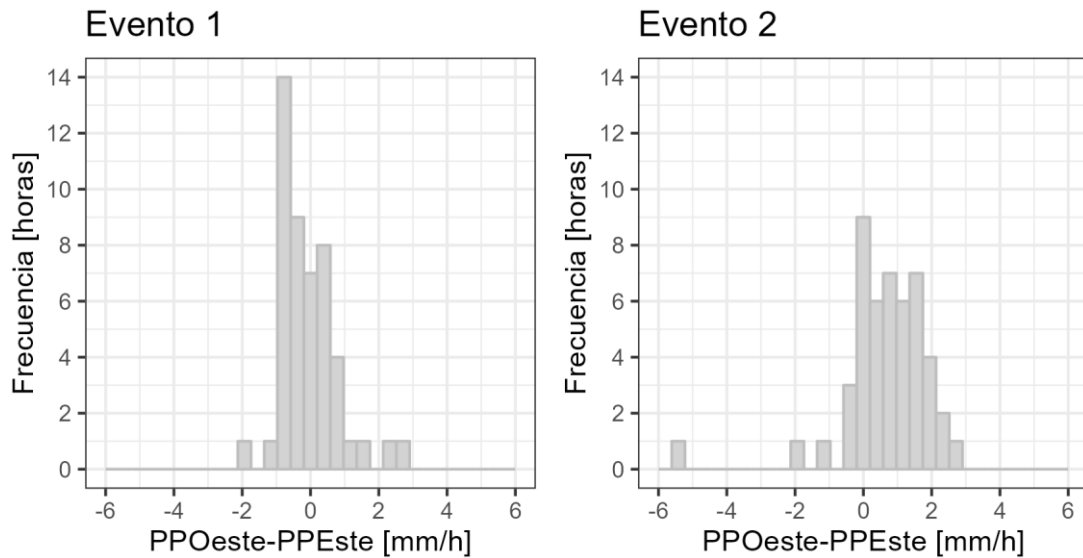


Figura 5.4: Frecuencia de horas de la diferencia de tasas de precipitación horaria (PP Oeste - PP Este) para el Evento 1 (izquierda) y el Evento 2 (derecha).

Al aplicar los umbrales propuestos por Mass et al. (2015)(Tabla 3.1) a la diferencia entre la tasa promedio de precipitación diaria al este y al oeste de la barrera, se observa que de las 48 horas de duración del evento 1, en un 2% de las horas (es decir, solo 1 hora) la tasa de precipitación fue mucho mayor del lado occidental de la barrera; en un 29% de las horas (14 horas) la tasa de precipitación fue moderadamente mayor del lado occidental, en un 19% de las horas (9 horas) se observaron valores casi igual en ambos lados y en un 50% de las horas (24 horas) la tasa de precipitación fue mayor a sotavento, siendo coherente con que en este evento en total no presenta sombra de precipitación. En cambio, en el caso del evento 2, a la diferencia entre la tasa promedio de precipitación horaria al este y al oeste de la barrera, se observaron que de las 48 horas de duración del evento, en un 25% de las horas (10 horas) los valores fueron casi iguales en ambos lados, en un 10% de las horas (5 horas) la precipitación fue mayor a sotavento y en un 63% de las horas (30 horas) la precipitación fue moderadamente mayor del lado occidental de la barrera, siendo coherente con que este evento se asocia a la presencia de sombra de precipitación. En este segundo evento no se registraron horas con precipitación mucho mayor del lado occidental.

5.4 Cálculo de sombra de precipitación utilizando datos estimados de precipitación.

Se realiza un análisis de la sombra de precipitación representada en los productos de precipitación estimada a partir de datos satelitales, modelo numérico y reanálisis. Para ello se calcula el índice de sombra de precipitación (R) utilizando el promedio entre todas las estaciones al oeste y al este de la barrera para cada evento.

Recordando que el valor del índice de sombra de precipitación calculado para los datos pluviométricos en el primer evento fue de -7.24 mm , indicando que no hay sombra de precipitación considerando el acumulado total del evento, los productos PERSIANN ($R=-14.31 \text{ mm}$), WRF ($R=-11.99 \text{ mm}$) y ERA5 ($R=-5.56 \text{ mm}$) presentan valor de índice de sombra negativo, indicando sombra de precipitación nula, mientras que CHIRPS ($R=8.98 \text{ mm}$) e IMERG ($R=4.41 \text{ mm}$) presentan valores positivos de índice de sombra de precipitación. En cuanto al segundo evento, el valor del índice de sombra de precipitación calculado para los datos pluviométricos fue de 13.58 mm , indicando sombra de precipitación más intensa. En todos los productos de precipitación estimada el valor del índice de sombra de precipitación para el segundo evento es positivo como en el caso de los pluviómetros, sin embargo, en el caso de IMERG ($R=20.79 \text{ mm}$) y WRF ($R=16.39 \text{ mm}$) es mayor el valor del índice comparado con el valor del R relacionado a los datos pluviométricos, mientras que en PERSIANN ($R=10.32 \text{ mm}$), CHIRPS ($R=5.96 \text{ mm}$) y ERA5 ($R=1.74 \text{ mm}$) el valor es menor. Comparando ambos eventos, los productos de precipitación estimada mediante información satelital, de modelos numéricos y reanálisis, representan de manera más precisa el segundo evento, asociado a mayor sombra de precipitación, que el primero.

5.5 Conclusiones parciales

Se observó entonces que, en el primer caso de estudio, el cual fue producido por 2 RAs consecutivos y que tuvieron una dirección de IVT

predominante del noroeste, la precipitación está distribuida más homogéneamente a través de los Andes, con un índice de sombra de precipitación negativo (R), es decir una ausencia de sombra de precipitación. En contraste, en el segundo caso de estudio, asociado a IVT con dirección zonal más marcada, presentó una sombra de precipitaciones más intensa, con R positivo y mayor en módulo.

Luego, para analizar las variaciones intra tormenta se calcularon el Índice de sombra de precipitación (R), la fracción de derrame y la distancia de derrame cada tres horas. A partir de ellos se pudo observar que, en ambos eventos, el índice de sombra de precipitación se maximiza en las horas siguientes a que se presente la precipitación más intensa. Además, cuando la sombra de precipitación es más fuerte, la fracción de derrame es menor, indicando derrame más débil, al igual que se observa en esos momentos una distancia de derrame menor o más cercana a la cresta a sotavento.

Lo último que se utilizó para realizar el análisis intra tormenta fue la diferencia de la tasa de precipitación horaria a ambos lados de la barrera. A pesar de que en ambos casos de estudio los máximos de frecuencia se dan con diferencias relativamente pequeñas, indicando que la tasa de precipitación es casi igual a ambos lados de los Andes, para el primer caso de estudio se registró una mayor cantidad de horas en las cuales la tasa de precipitación fue mayor al este de la barrera (50% de las horas del evento), lo que sugiere un efecto de sombra de precipitación más débil. Mientras que, en el segundo evento, se registraron mayor cantidad de horas donde la tasa de precipitación fue moderadamente mayor en el lado occidental lo que apoya que el efecto de sombra de precipitación fue más intenso en este evento

Comparando ambos eventos, los productos de estimación de la precipitación estimada mediante productos satelitales, de modelos numéricos y reanálisis, representan de manera más precisa el segundo evento, asociado a mayor sombra de precipitación, que el primero.

Estos cálculos se llevaron a cabo utilizando la totalidad de las estaciones en la región de estudio; sin embargo, a partir de los resultados obtenidos y para

aplicar de manera más precisa la definición de sombra de precipitación, se recomienda utilizar todas las estaciones ubicadas al este de la barrera y aquellas en la ladera oeste inmediata a la misma. En este estudio, dichas estaciones corresponden a las que pertenecen a la banda 2, banda 3 y banda 4.

Capítulo 6

Caracterización de los eventos de Precipitación y el Efecto de Sombra de Precipitación según sus condiciones Dinámicas y Termodinámicas.

Para analizar las características en escala sinóptica de la masa de aire corriente arriba de los Andes, en los momentos previos a su impacto con los mismos, los cuales generan diferentes efectos de sombra de lluvia, se utilizan las variables del reanálisis ERA5: IVT, presión a nivel del mar, isoterma de 0°C y, temperatura, viento zonal y humedad relativa en el nivel de 850 *hPa*. Por último, se realiza una comparación de las variables temperatura, viento zonal y humedad relativa en 850 *hPa* (calculada a partir de la humedad específica en ese nivel) del modelo WRF con convección permitida sobre Concepción, con los datos del ERA5 para observar su desempeño en los eventos.

6.1 Caracterización Sinóptica de los eventos de precipitación y el efecto de sombra de precipitación a partir de las variables de ERA5

En la Figura 6.1 se realiza una ampliación a la zona de interés en los campos de transporte integrado del vapor de agua (IVT), viento horizontal en 850 *hPa* y la presión a nivel del mar del reanálisis ERA5 a las 00UTC y 12 UTC de cada día de cada evento entre 30°S-45°S y 90°O-65°O para analizar su comportamiento sobre la región de estudio. Según la escala diseñada por Ralph (2019) se está en presencia de un RA cuando el IVT es mayor a 250 $kg\ m^{-1}s^{-1}$.

En el primer evento (Figura 6.1, a-d), se puede distinguir el impacto marcado de dos RAs. El primero, ocurrido el 8 de junio de 2018, tiene una dirección del flujo predominante del noroeste. Este RA, si bien impacta con mayor intensidad más hacia el sur de la región de estudio, posee valores de IVT entre 250 y 500 $kg\ m^{-1}s^{-1}$ sobre el oeste y entre 150 y 250 $kg\ m^{-1}s^{-1}$ sobre el este de la región de estudio al inicio del primer día (Figura 6.1, a). Luego, se

observa que la intensidad del viento horizontal en 850 *hPa* tiende a disminuir, afectando a la región desde con dirección sudoeste. Eso se asocia a valores de IVT que oscilan entre 250 y 500 $kg\ m^{-1}s^{-1}$ (Figura 6.1, b). El segundo RA, se lo asocia a un ciclón más profundo proveniente desde el oeste (Figura 6.1, c). Este RA impacta con mayor intensidad de IVT, con valores que oscilan entre 250 y 750 $kg\ m^{-1}s^{-1}$, hacia el mediodía del 9 de junio de 2018 (Figura 6.1, d). Asimismo, el viento horizontal en este caso es más intenso, con dirección predominante del noroeste sobre la región de estudio .

En el caso del segundo evento (Figura 6.1, e-h), se observa el impacto de un solo RA, caracterizado por el flujo de vapor con dirección principalmente zonal, que impacta en la región con valores que no superan los 750 $kg\ m^{-1}s^{-1}$. En las primeras horas del primer día (Figura 6.1, e) el IVT se presenta como relativamente débil sobre la región, al igual que el viento horizontal en 850 *hPa* de baja intensidad con dirección del noroeste. Sin embargo, hacia el mediodía de este día (Figura 6.1, f), se observa el aumento de la intensidad en el IVT con valores cerca de la costa chilena de la región entre 500 y 750 $kg\ m^{-1}s^{-1}$ y cerca de la cordillera de los Andes entre 250 y 500 $kg\ m^{-1}s^{-1}$. Este aumento también se observa en la intensidad del viento horizontal en 850 *hPa*, presentando dirección predominantemente zonal sobre la costa y dirección noroeste más cercano a la cordillera. Este desarrollo se puede asociar al comportamiento de la vaguada de onda corta que incide en la región. Estas condiciones continúan hacia el comienzo del segundo día, donde se observa que existe un ingreso del IVT más cercano a la montaña (Figura 6.1, g). Sin embargo, hacia la mitad de dicho día, se observa la disminución de tanto el viento horizontal como del IVT. No obstante, el IVT continúa en valores considerados como de RA, entre 250 y 500 $kg\ m^{-1}s^{-1}$ (Figura 6.1, h).

Las características observadas en ambos eventos pueden relacionarse con lo propuesto por Viale y Nuñez (2011), en el sentido que los ciclones con características más profundas se asocian con RAs y precipitaciones más intensas en los Andes, como se observó en el Evento 1, mientras que en el segundo la precipitación a barlovento fue más débil.

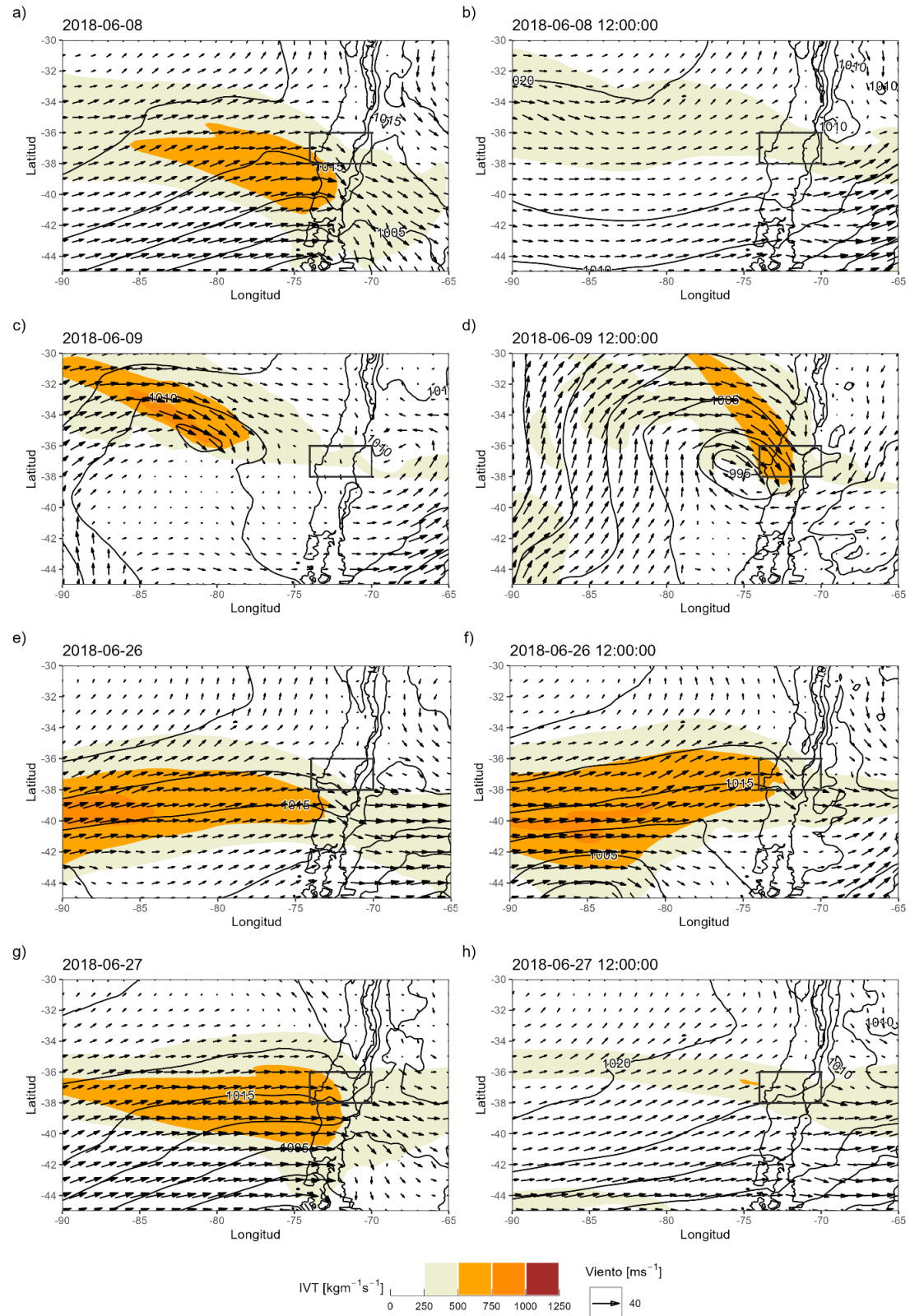


Figura 6.1: Flujo de Vapor Integrado en la Vertical ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) (sombreado), Viento horizontal en 850 hPa (m s^{-1}) (vectores) y presión a nivel del mar (hPa) (contornos) del reanálisis ERA5 para las 0000 UTC y 0200 UTC de los días 8 (a,b), 9 (c,d) y 26 (e,f) y 27 (g,h) de junio de 2018. Región de estudio enmarcada en cuadro gris.

Para continuar el análisis de la situación sinóptica se analizan las variables horarias isoterma de 0°C, temperatura, viento zonal y humedad relativa en 850 *hPa* del reanálisis ERA5 sobre Concepción (36.75°S-73°O), ciudad de la costa chilena perteneciente a la región de estudio.

La precipitación en forma de nieve tiene menor velocidad de caída terminal que partículas líquidas, y entonces se ven favorecidas para su advección a sotavento. Dado el rol de la isoterma de 0°C en indicar el nivel de referencia de la altura donde la precipitación modifica su estado, se analiza esta variable para observar cómo fue su comportamiento en relación a la sombra de precipitación de ambos eventos. En el primer evento (Figura 6.2, a), el cual presenta en total nula sombra de precipitación, se observa una disminución de la altura de la isoterma de 0°C, desde aproximadamente 3000 *m* hasta alrededor de 900 *m*. En contraste, durante el segundo evento (Figura 6.2, b), asociado a una mayor sombra de precipitación, la isoterma de 0°C se mantiene más estable alrededor de los 2400 *m* durante ambos días. Estos resultados son consistentes con lo planteado por Rojas y Minder (2024) y Zängl (2007), donde los casos con menor sombra de precipitación están caracterizados con menores valores de altura de la isoterma de 0°C. Este fenómeno entonces favorece la presencia de partículas de hielo y nieve en el tope de la montaña, reduciendo así la sombra de precipitación.

Para analizar el comportamiento de la temperatura de la masa de aire que arriba a la costa chilena en cada uno de estos eventos se utiliza la temperatura en 850 *hPa*. En el primer evento (Figura 6.2, c) esta variable muestra un marcado enfriamiento al ocurrir el impacto de ambos RAs (Figura 6.1, a y d). La temperatura en 850 *hPa* desciende desde aproximadamente 9°C hasta 3°C en el primer día con el primer RA, para luego ascender hasta 6°C y descender nuevamente de manera brusca hasta aproximadamente 0°C al impactar el segundo RA (Figura 6.2, c). El aumento de temperatura entre los momentos en que impactan los RA puede deberse al pasaje del frente cálido asociado al ciclón ya que, como mostró Siler et al. (2013), los frentes cálidos y sus respectivas tormentas, están asociadas con una débil sombra de precipitación como ocurre en este primer evento. En el segundo evento (Figura

6.2, d) se observa un leve ascenso de la temperatura en 850 hPa , desde 3°C hasta 6°C en el primer día, manteniéndose en torno a este último valor el resto del evento, coincidente también con que en este evento el flujo de IVT se mantiene relativamente constante (Figura 6.1, e a h). En ambos eventos se observa que los picos de temperatura máxima ocurren al mismo momento que los picos de índice de sombra de precipitación más intensa.

Un primer análisis del comportamiento del viento horizontal en 850 hPa para determinadas horas en cada evento (Figura 6.1), indica que en el primer evento la dirección predominante es del noroeste, mientras que en el segundo la dirección observada fue predominantemente zonal desde el oeste. Este análisis se profundiza considerando la evolución horaria de la componente zonal del viento en 850 hPa para ver el impacto del viento zonal en la costa chilena en cada evento. En el primer evento (Figura 6.2, e) se observa que tiene mayores variaciones en cuanto a su dirección e intensidad comparado con el segundo evento (Figura 6.2, f). En el primer día del primer evento se observa al momento de impactar el primer RA viento del oeste a aproximadamente 16 m s^{-1} , que luego va rotando hasta observarse vientos del este, más débiles, a 2 m s^{-1} . Al impactar el segundo RA, el viento alcanza su máximo con dirección oeste, manteniéndose entre 16 y 20 m s^{-1} durante el resto del evento. En el Evento 2, el viento del oeste se presenta con valores que varían entre 10 m s^{-1} y 20 m s^{-1} en el primer día, y permaneciendo relativamente estable entre 10 m s^{-1} y 16 m s^{-1} hasta el final del evento, con una tendencia a disminuir su intensidad.

Por último, se analiza la humedad relativa en 850 hPa para ver cómo fue su comportamiento en cada evento, asociado al impacto de cada RA. Se observa que para el primer evento (Figura 6.2, g) muestra mayor variabilidad en comparación al segundo evento (Figura 6.2, h). En el segundo evento se observa que la humedad relativa se mantuvo relativamente estable alrededor del 100%, indicando aire saturado casi constante durante todo el periodo de duración de este evento. En cambio, en el primer evento se observa que la humedad relativa llega al 100% solo en los momentos en que impactan los dos RAs, y disminuye posteriormente, coincidiendo con los momentos que también se observa la

menor precipitación. Estas características de humedad relativa en ambos eventos son coincidentes con el comportamiento del IVT (Figura 6.1).

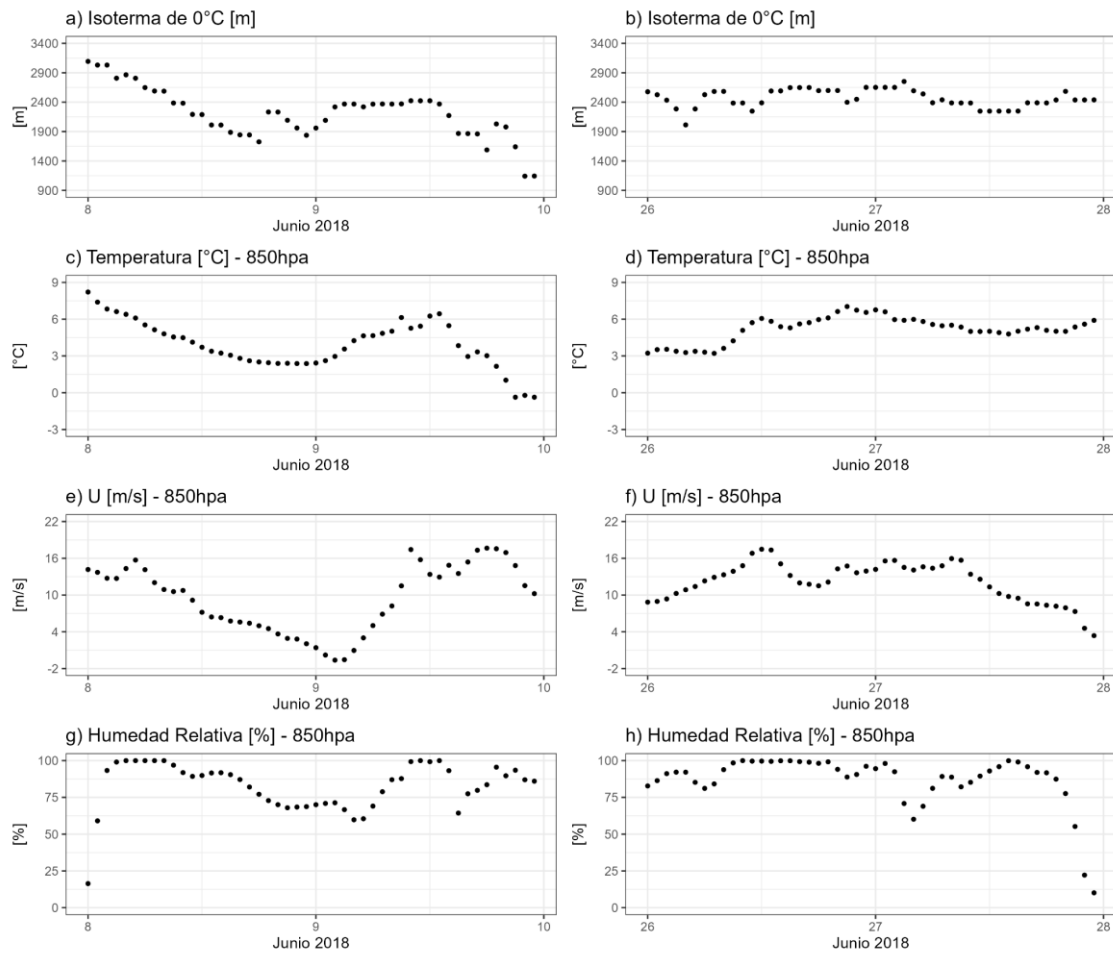


Figura 6.2: Isoterma de 0°C, Temperatura, Viento Zonal y Humedad Relativa en 850 hPa para el Evento 1(izquierda) y el Evento 2(derecha) del ERA5.

6.2 Comparación de los datos del WRF con convección permitida con los datos del ERA5

Se compararon los valores de las variables de temperatura, viento zonal y humedad relativa en el nivel 850 hPa cada 3 horas del WRF con convección permitida con los obtenidos del ERA5 (Figura 6.3). La variable isoterma de 0°C no se encuentra disponible en los datos del WRF.

En cuanto a la temperatura en 850 hPa, se observa que el WRF con convección permitida presenta un comportamiento similar al del ERA5, aunque con diferencias en cuanto a los valores, siendo en general menores en el WRF.

Los valores de temperatura en 850 *hPa* del WRF para el primer evento varían desde aproximadamente 8°C descendiendo hasta casi 0°C en el primer día del Evento 1 (Figura 6.3, a), aumentando luego hasta alrededor de 6°C hasta disminuir cerca de los -1.5°C hacia el final del evento. En el segundo evento (Figura 6.3, b) se observa que la temperatura en 850 *hPa* sigue la misma tendencia que ERA5, pero con valores iguales o menores, ascendiendo desde alrededor de 1.5°C hasta 6°C, para luego tener un leve descenso y mantenerse relativamente estable alrededor de 4.5°C.

Respecto a la variable viento zonal en 850 *hPa*, en el primer evento (Figura 6.3, c), si bien se observa una disminución en la intensidad del viento con componente oeste en el momento en que no impactan los RAs, no muestra la rotación al este que si se observa en la variable viento zonal en 850 *hPa* del ERA5. Por otro lado, el WRF con convección permitida muestra valores de viento con dirección oeste más intensos al impactar el segundo RA del primer evento, con el máximo que alcanza los 22 $m s^{-1}$. En contraste, en el segundo evento (Figura 6.3, d), los valores de viento zonal en el WRF son más similares a los del ERA5, variando entre 10 y 16 $m s^{-1}$ en el primer día y disminuyendo hacia el segundo día.

Por último, en relación a la humedad relativa en el nivel de 850 *hPa*, se observa que en el primer evento (Figura 6.3, e) presenta más variabilidad que en el segundo (Figura 6.3, f), que es más estable alrededor de los 100%, como ocurre con esta misma variable proveniente del ERA5. Sin embargo, en el primer evento nunca desciende por debajo del 75%, mientras que en el ERA5 se plasma una disminución marcada hasta aproximadamente el 50%. Estas diferencias en la variabilidad de la humedad relativa pueden deberse a las diferencias en cuanto a las parametrizaciones y resoluciones entre ambos productos.

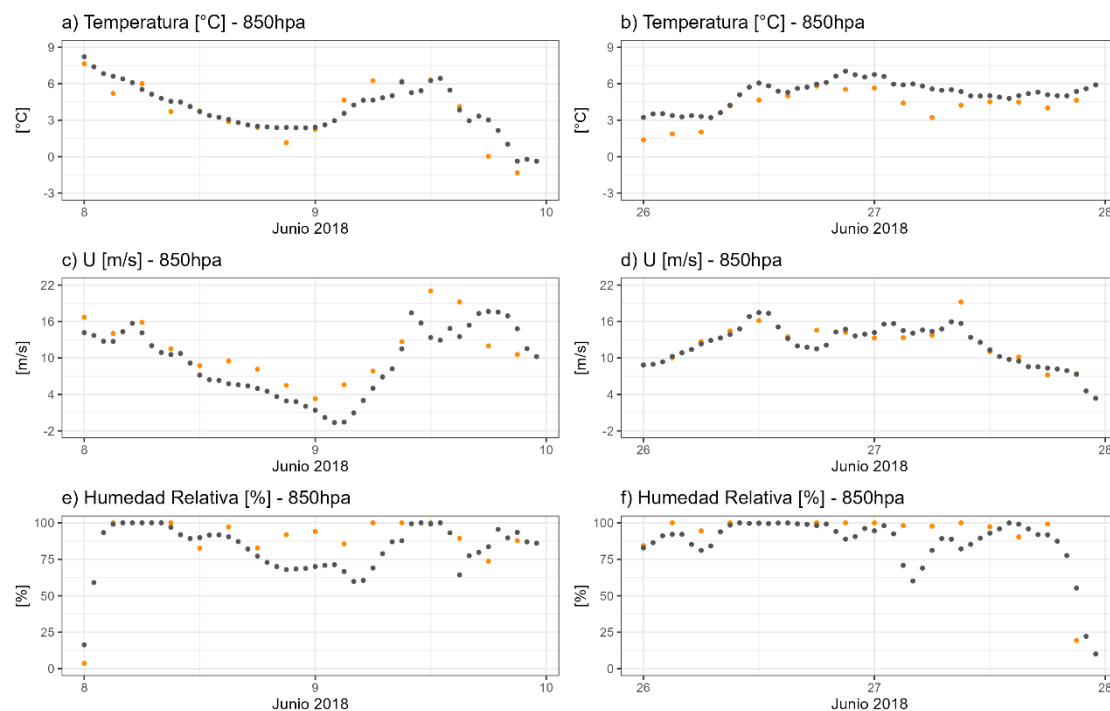


Figura 6.3: Temperatura, viento zonal y Humedad Relativa en 850 *hPa* a para el Evento 1 (izquierda) y el Evento 2 (derecha) del WRF (naranja) y del ERA5 (negro).

6.3 Conclusiones parciales

En conclusión, analizando las variables IVT, presión a nivel del mar y viento horizontal en 850 *hPa* de ERA5 sobre la región y principalmente sobre la región de estudio, se pudo observar que el primer evento, asociado a debil sombra de precipitación, se vincula con flujos predominantes del noroeste asociados a un ciclón profundizado, mientras que el segundo evento, asociado a sombra de precipitación más intensa, se asocia a un flujo con características más zonales y perturbaciones de presión más débiles.

Luego, realizando un análisis más detallado sobre cómo impactan los RAs sobre la región en cada evento se analizaron las variables horarias isoterma de 0°C, temperatura en 850 *hPa*, viento zonal en 850 *hPa* y humedad relativa en 850 *hPa* del reanálisis ERA5. Se observó entonces que el primer evento, asociado a sombra de precipitacion debil, se caracterizó por tener gran variabilidad en todas sus variables, mostrando un gran descenso de temperatura luego de el impacto de cada RA, descenso de la isoterma de 0°C al mismo

tiempo, descenso en la intensidad de los vientos zonales del oeste llegando a cambiar de dirección y humedad relativa menor al 100%. En el segundo evento, asociado a sombra de precipitación más intensa, las variables se mantuvieron más estables. La isoterma de 0°C se mantuvo alrededor de los 2400 m, la temperatura tuvo un leve ascenso de 3°C a 6°C para mantenerse luego alrededor de ese último valor, el viento zonal mantiene su dirección del oeste con intensidad casi constante y la humedad relativa se mantiene la mayor parte del periodo en 100%.

Por último, se hace la comparación entre los datos de las variables temperatura en 850 *hPa*, viento zonal en 850 *hPa* y humedad relativa en 850 *hPa* (calculada a partir de la humedad específica en ese nivel) del modelo WRF con convección permitida calculadas cada 3 horas sobre Concepción con las respectivas variables del ERA5. En todos los casos se observó que son similares en cuanto a la tendencia de las variables en cada evento, con algunas leves diferencias en cuanto a los valores. En cuanto a la temperatura en 850 *hPa* el WRF con convección permitida tiende a subestimar los valores del ERA5 en ambos eventos, mientras que en cuanto al viento zonal en 850 *hPa* y la humedad relativa en 850 *hPa* tiende a sobreestimar los valores cuando no son similares.

Capítulo 7

Conclusiones

En esta tesis se llevó a cabo un estudio sobre dos eventos de precipitación asociados a RAs sobre el norte de los Andes neuquinos, con el objetivo de analizar el efecto de sombra de precipitación en la ladera descendente a sotavento, explorando sus causas y diferencias a raíz de que existe poco conocimiento sobre este fenómeno. La precipitación sobre la región Patagónica de los Andes se caracteriza climatológicamente por ser entre cuatro y diez veces más grande a barlovento de los Andes que aquella a sotavento, observándose también en esta región gradientes significativos de vegetación. A su vez, dado que la parametrización y caracterización de la precipitación en esta zona es compleja, antes de entrar en el análisis de la sombra de precipitación, se realiza una verificación estadística con los datos pluviométricos en ambos eventos de diferentes productos donde la precipitación es estimada a partir de datos satelitales, como así también de modelos numéricos y reanálisis para ver cuál de ellos representa mejor estos eventos.

Así se procedió a observar cómo es la representación de los eventos de precipitación estudiados mediante productos de estimación de precipitación utilizando datos satelitales, modelos numéricos y reanálisis mediante la comparación estadística con los datos pluviométricos. Gracias a esto se pudo observar que de los datos provenientes de productos que estiman la precipitación a partir de datos satelitales, IMERG fue el producto que tuvo un mejor comportamiento con respecto a los datos pluviométricos en ambos eventos. Presentó en el primer evento mayor correlación lineal y menor error medio absoluto, mientras que CHIRPS presentó menor porcentaje de sesgo, y en el segundo evento presentó menor porcentaje de sesgo, menor error medio absoluto y la correlación lineal es levemente menor que la de CHIRPS. Entre CHIRPS y PERSIANN, el primero tiene una mejor representación de los datos comparándolos con los datos pluviométricos, lo que se puede asociar a que posee una mejor resolución y que a su vez está construido con datos in-situ.

En cuanto a los datos de modelos numéricos y reanálisis, comparando el WRF con convección permitida y el ERA5, se observó que el primero se destaca en ambos eventos, presentando mayor correlación lineal, menor porcentaje de sesgo y menor error medio absoluto. Estas diferencias pueden asociarse a que el WRF con convección permitida posee mejor resolución y no utiliza la parametrización de la convección profunda, a diferencia del ERA5, reduciendo así los sesgos existentes en los modelos y capturando de manera más precisa los procesos termodinámicos y dinámicos que conducen a una mejor representación del ciclo hidrológico.

Para el cálculo de la sombra de precipitación se aplicaron diferentes metodologías, ya que no existe un método definido explícitamente de cómo estudiar este fenómeno pudiendo depender también de la escala de tiempo en la que se lleve a cabo la investigación. Se analizaron cómo fueron las variaciones tanto en cuanto a los eventos totales de precipitación, como así también para sus variaciones internas dentro de cada tormenta.

Se observó entonces que, en el primer caso de estudio, el cual fue producido por 2 RAs consecutivos y que tuvieron una dirección de IVT predominante del noroeste, la precipitación está distribuida de manera más homogénea a través de los Andes, con un índice de sombra de precipitación negativo (R), es decir una ausencia de sombra de precipitación. En contraste, en el segundo caso de estudio, asociado a IVT con dirección zonal más marcada, presentó una sombra de precipitaciones más intensa, con R positivo y mayor en módulo.

Luego, para analizar las variaciones intra tormenta se calcularon el Índice de sombra de precipitación (R), la fracción de derrame y la distancia de derrame cada tres horas. A partir de ellos se pudo observar que, en ambos eventos, el índice de sombra de precipitación maximiza en las horas siguientes a que se presente la precipitación más intensa. Además, cuando la sombra de precipitación es más fuerte, la fracción de derrame es menor, indicando derrame más débil, al igual que se observa en esos momentos una distancia de derrame menor o más cercana a la cresta a sotavento.

Lo último que se utilizó para realizar el análisis intra tormenta fue la diferencia de la tasa de precipitación horaria a ambos lados de la barrera. A pesar de que en ambos casos de estudio los máximos de frecuencia se dan con diferencias relativamente pequeñas, indicando que la tasa de precipitación es casi igual a ambos lados de los Andes, para el primer caso de estudio se registró una mayor cantidad de horas en las cuales la tasa de precipitación fue mayor al este de la barrera (50% de las horas del evento), lo que sugiere un efecto de sombra de precipitación más débil. Mientras que, en el segundo evento, se registraron mayor cantidad de horas donde la tasa de precipitación fue moderadamente mayor en el lado occidental lo que apoya que el efecto de sombra de precipitación fue más intenso en este evento

Comparando ambos eventos, los productos de estimación de la precipitación estimada mediante productos satelitales, de modelos numéricos y reanálisis, representan de manera más precisa el segundo evento, asociado a mayor sombra de precipitación, que el primero.

Para analizar los eventos en cuanto a su comportamiento sinóptico se utilizaron las variables IVT, presión a nivel del mar y viento horizontal en 850 *hPa* de ERA5 sobre la región y principalmente sobre la región de estudio. Se pudo observar que el primer evento, asociado a menor sombra de precipitación, se vincula con flujos predominantes del noroeste asociados a un ciclón profundizado, mientras que el segundo evento, asociado a sombra de precipitación más intensa, se asocia a un flujo con características más zonales y perturbaciones de presión más débiles.

Luego, realizando un análisis más profundo sobre cómo impactan los RAs sobre la región en cada evento se analizaron las variables horarias isoterma de 0°C, temperatura en 850 *hPa*, viento zonal en 850 *hPa* y humedad relativa en 850 *hPa* del reanálisis ERA5. Se observó entonces que el primer evento, asociado a sombra de precipitación nula, se caracterizó por tener gran variabilidad en todas sus variables, mostrando un gran descenso de temperatura luego del impacto de cada RA, descenso de la isoterma de 0°C al mismo tiempo, descenso en la intensidad de los vientos zonales del oeste llegando a cambiar de dirección y humedad relativa menor al 100%. En el segundo evento, asociado

a sombra de precipitación más intensa, las variables se mantuvieron más estables. La isoterma de 0°C se mantuvo alrededor de los 2400 m, la temperatura tuvo un leve ascenso de 3°C a 6°C para mantenerse luego alrededor de ese último valor, el viento zonal mantiene su dirección del oeste con intensidad casi constante y la humedad relativa se mantiene la mayor parte del periodo en 100%.

Por último, se hace la comparación entre los datos de las variables temperatura en 850 *hpa*, viento zonal en 850 *hpa* y humedad relativa en 850 *hpa* (calculada a partir de la humedad específica en ese nivel) del modelo WRF con convección permitida calculadas cada 3 horas sobre Concepción con las respectivas variables del ERA5. En todos los casos se observó que son similares en cuanto a la tendencia de las variables en cada evento, con algunas leves diferencias en cuanto a los valores. En cuanto a la temperatura en 850 *hpa*, WRF con convección permitida tiende a subestimar los valores de ERA5 en ambos eventos, mientras que en cuanto al viento zonal en 850 *hpa* y la humedad relativa en 850 *hpa* tiende a sobreestimar los valores cuando no son similares.

El estudio de la sombra de precipitación en los Andes norpatagónicos y su relación con los ríos atmosféricos, llevado a cabo en esta tesis mediante diversas fuentes de datos (pluviómetros, estimaciones basadas en datos satelitales, reanálisis y modelos numéricos), busca ampliar los conocimientos sobre estos fenómenos poco investigados en la región. A partir de los resultados obtenidos, y en coherencia con el enfoque de este trabajo, se recomienda realizar las verificaciones y comparaciones entre productos de manera más equitativa para todos los casos, y realizar el cálculo de la sombra de precipitación utilizando exclusivamente las estaciones ubicadas en la ladera inmediata a la barrera. Sin embargo, además, persisten numerosas áreas que requieren un análisis más profundo en la región, como, por ejemplo, el impacto en la hidrología local y biodiversidad de los ecosistemas adyacentes, como así también su respuesta a cambios climáticos a largo plazo, entre otros.

Referencias

Cressman, G. P.(1959). An operational objective analysis system. Mon. Wea. Rev., 87, 367–374.

Copernicus Climate Change Service (2023): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.adbb2d47 (Accessed on 07-feb-2024)

Dominguez, F., Rasmussen, R., Liu, C., Ikeda, K., Prein, A., Varble, A., Arias, P. A., Bacmeister, J., Bettolli, M. L., Callaghan, P., Carvalho, L. M. V., Castro, C. L., Chen, F., Chug, D., Chun, K. P. (., Dai, A., Danaila, L., da Rocha, R. P., Nascimento, E. d. L., Dougherty, E., Dudhia, J., Eidhammer, T., Feng, Z., Fita, L., Fu, R., Giles, J., Gilmour, H., Halladay, K., Huang, Y., Iza Wong, A. M., Lagos-Zúñiga, M. Á., Jones, C., Llamocca, J., Llopart, M., Martinez, J. A., Martinez, J. C., Minder, J. R., Morrison, M., Moon, Z. L., Mu, Y., Neale, R. B., Núñez Ocasio, K. M., Pal, S., Potter, E., Poveda, G., Puhales, F., Rasmussen, K. L., Rehbein, A., Rios-Berrios, R., Risanto, C. B., Rosales, A., Scaff, L., Seimon, A., Somos-Valenzuela, M., Tian, Y., Van Oevelen, P., Veloso-Aguila, D., Xue, L., & Schneider, T. (2024). Advancing South American Water and Climate Science through Multidecadal Convection-Permitting Modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 105(1), E32-E44. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0226.1>

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M. et al. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Sci Data* 2, 150066 (2015). <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>

Funk, C.C., Peterson, P.J., Landsfeld, M.F., Pedreros, D.H., Verdin, J.P., Rowland, J.D., Romero, B.E., Husak, G.J., Michaelsen, J.C., and Verdin, A.P., 2014, A quasi-global precipitation time series for drought monitoring: U.S. Geological Survey Data Series 832, 4 p., <http://dx.doi.org/10.3133/ds832>

Galewsky, J. (2009), Rain shadow development during the growth of mountain ranges: An atmospheric dynamics perspective, *J. Geophys. Res.*, 114, F01018, doi:[10.1029/2008JF001085](https://doi.org/10.1029/2008JF001085).

González, M.H. and Vera, C.S. (2010), On the interannual wintertime rainfall variability in the Southern Andes. *Int. J. Climatol.*, 30: 643-657. <https://doi.org/10.1002/joc.1910>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peavey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2018): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.adbb2d47 , (Accessed on 07-MAR-2023)

Hobouchian, M.P.,Salio,P., García Skabar, Y.,Vila, D., Garreaud,R(2017).Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes. *Atmospheric Research*,Vol 190,Pages 43-54,ISSN 0169-8095. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.006>.

Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S., and Gupta, H. V.(1997). Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 36, 1176–1190, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<_x0031_176:PEFRSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<_x0031_176:PEFRSI>2.0.CO;2),

Huffman, G., Bolvin, D., Braithwaite, D., Hsu, K., R. Joyce, P. Xie(2014): Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG), V06. NASA's Precipitation Processing Center, accessed 05 Octubre, 2022, <https://arthurhouhttps.pps.eosdis.nasa.gov/gpmdata/>

Hyndman, R. J., & Koehler, A. B. (2006). *Another look at measures of forecast accuracy*. International Journal of Forecasting, 22(4), 679–688. <https://doi.org/10.1016/j.ijforecast.2006.03.001>

Mass, C., Johnson, N., Warner, M., & Vargas, R. (2015). Synoptic Control of Cross-Barrier Precipitation Ratios for the Cascade Mountains. Journal of Hydrometeorology, 16(3), 1014-1028. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0149.1>

Mazzonia, E., Vazquez M.(2009).Desertification in Patagonia. Editor(s): Edgardo M. Latrubesse, Developments in Earth Surface Processes, Elsevier, Volume 13, 2009, Pages 351-377, ISSN 0928-2025, ISBN 9780444531179. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(08\)10017-7](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(08)10017-7).

Mo, R., Brugman, M. M., Milbrandt, J. A., Goosen, J., Geng, Q., Emond, C., Bau, J., & Erfani, A. (2019). Impacts of Hydrometeor Drift on Orographic Precipitation: Two Case Studies of Landfalling Atmospheric Rivers in British Columbia, Canada. Weather and Forecasting, 34(5), 1211-1237. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0176.1>

Nguyen, P., E.J. Shearer, H. Tran, M. Ombadi, N. Hayatbini, T. Palacios, P. Huynh, G. Updegraff, K. Hsu, B. Kuligowski, W.S. Logan, and S. Sorooshian, The CHRS Data Portal, an easily accessible public repository for PERSIANN global satellite precipitation data, Nature Scientific Data, Vol. 6, Article 180296, 2019. doi: <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.296>

Nieto Ferreira, R., L. Hall, and T. M. Rickenbach, 2013: A climatology of the structure, evolution, and propagation of midlatitude cyclones in the southeast United States. J. Climate, 26, 8406–8421, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00657.1>.

Paltan H, Waliser D, Lim W–H et al. (2017) Global floods and water availability driven by atmospheric rivers. Geophys Res Lett44(20):10387–10395. <https://doi.org/10.1002/2017GL074882>

Ralph FM, Neiman PJ, Kingsmill DE et al. (2003) The impact of a prominent rain shadow on flooding in California's Santa Cruz mountains: A CALJET Case Study and sensitivity to the ENSO cycle. J Hydrometeorol 4:1243–1264. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<1243:tioapr>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1243:tioapr>2.0.co;2)

Ralph, F. M., Dettinger, M. D., Rutz, J. J., & Waliser, D. E. (Eds.). (2020). Atmospheric rivers.

Ralph FM, Dettinger MD, Cairns MM et al. (2018). Defining “atmospheric river”: how the Glossary of Meteorology helped resolve a debate. Bull Amer Meteor Soc 99(4):837–839. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0157.1>

Ralph FM, Rutz JJ, Cordeira JM et al. (2019) A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers. Bull Am Met Soc. 100(2):269–289 Rutz JJ, Steenburgh WJ

Rivera, J. A., Marianetti, G., Hinrichs, S.(2018).Validation of CHIRPS precipitation dataset along the Central Andes of Argentina. Atmospheric Research, Volume 213, 2018, Pages 437-449, ISSN 0169-8095. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.06.023>.

Rojas, Y., Minder, J., Campbell, S., Massmann, A., Garreaud, R.(2021). Assessment of GPM IMERG satellite precipitation estimation and its dependence on microphysical

rain regimes over the mountains of south-central. *Atmospheric Research*, Volume 253, 2021, 105454, ISSN 0169-8095. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105454>.

Rojas, Y., & Minder, J (2024). Variability of the Southern Andes rain shadow. *Atmospheric Research*, Vol 308, 2024,107509,ISSN 0169-8095, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2024.107509>.

Siler, N., Roe, G., & Durran, D. (2013). On the Dynamical Causes of Variability in the Rain-Shadow Effect: A Case Study of the Washington Cascades. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1), 122-139. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-045.1>

Siler, N., & Durran, D. (2016). What Causes Weak Orographic Rain Shadows? Insights from Case Studies in the Cascades and Idealized Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(10), 4077-4099. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0371.1>

Sinclair, M. R., Wratt, D. S., Henderson, R. D., & Gray, W. R. (1997). Factors Affecting the Distribution and Spillover of Precipitation in the Southern Alps of New Zealand—A Case Study. *Journal of Applied Meteorology*, 36(5), 428-442. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<0428:FATDAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<0428:FATDAS>2.0.CO;2)

Stockham, A. J., Schultz, D. M., Fairman, J. G., Jr., & Draude, A. P. (2018). Quantifying the Rain-Shadow Effect: Results from the Peak District, British Isles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(4), 777-790. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0256.1>

Skamarock, W., and Coauthors, 2019: A description of the Advanced Research WRF Model version 4. NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR, 145 pp., <https://doi.org/10.5065/1dfh-6p97>.

Teta, P., de la Sancha, N. U., D'Elía, G., & Patterson, B. D. (2022). Andean rain shadow effect drives phenotypic variation in a widely distributed Austral rodent. *Journal of Biogeography*, 49, 1767–1778. <https://doi.org/10.1111/jbi.14468>.

Viale, M., & Norte, F. A. (2009). Strong Cross-Barrier Flow under Stable Conditions Producing Intense Winter Orographic Precipitation: A Case Study over the Subtropical Central Andes. *Weather and Forecasting*, 24(4), 1009-1031. <https://doi.org/10.1175/2009WAF2222168.1>

Viale, M., & Nuñez, M. N. (2011). Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4), 481-507. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1284.1>

Viale, M., Houze, R. A., Jr., & Rasmussen, K. L. (2013). Upstream Orographic Enhancement of a Narrow Cold-Frontal Rainband Approaching the Andes. *Monthly Weather Review*, 141(5), 1708-1730. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00138.1>

Viale, M., Valenzuela, R., Garreaud, R. D., & Ralph, F. M. (2018). Impacts of Atmospheric Rivers on Precipitation in Southern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 19(10), 1671-1687. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0006.1>

Viale M, Bianchi E, Cara L, Ruiz LE, Villalba R, Pitte P, Masiokas M, Rivera J and Zalazar L (2019). Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Front. Environ. Sci.* 7:69. doi: 10.3389/fenvs.2019.00069

Wastl, C., Zängl, G. Mountain–valley precipitation differences in the northern Alps: an exemplary high-resolution modeling study. *Meteorol Atmos Phys* 108, 29–42 (2010). <https://doi.org/10.1007/s00703-010-0083-y>

Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (2da ed. pp.50-51). Academic press.

Yapo, P.O.; Gupta, H.V.; Sorooshian S. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*. v181 i1-4. 23--48. doi:10.1016/0022-1694(95)02918-4

Zängl, G., Hornsteiner, M. The exceptional Alpine south foehn event of 14–16 November 2002: a case study. *Meteorol. Atmos. Phys.* 98, 217–238 (2007).
https://doi.org/10.1007/s00703-006-0257-9

Zängl, G. (2007). Interaction between Dynamics and Cloud Microphysics in Orographic Precipitation Enhancement: A High-Resolution Modeling Study of Two North Alpine Heavy-Precipitation Events. *Monthly Weather Review*, 135(8), 2817-2840.
https://doi.org/10.1175/MWR3445.1

Apéndice

Nombre	Latitud[°]	Longitud[°]	Elevación[m]	ID
Canal de la Luz en Chillan	-36.5967	-72.1003	103	DGA-08117009-6
Embalse Pangue	-37.9183	-71.5961	519	DGA-08313002-4
Estero Bellavista en Tome	-36.6394	-72.9503	7	DGA-08210003-2
Longavi Quiriquina	-36.2303	-71.4569	449	DGA-07350001-K
Ñuble en San Fabian	-36.5856	-71.5256	450	DGA-08106002-9
Perquilauquen San Manuel	-36.3758	-71.6233	266	DGA-07330001-0
Río Biobio en Coihue	-37.5503	-72.5903	60	DGA-08334001-0
Rio BioBio en Puente Piulo	-37.7092	-71.8236	261	DGA-08317005-0
Rio Chillan Esperanza N2	-36.8	-71.6608	586	DGA-08117006-1
Rio Diguilin en San Lorenzo	-36.9244	-71.5756	727	DGA-08130002-K
Río Duqueco en Cerrillos	-37.5422	-72.3119	129	DGA-08323001-0
Rio Huequecura Aguas Arriba de Embalse Angostura	-37.7074	-71.7683	330	DGA-08316002-0
Río Laja Ag.arr. Del Salto	-37.2119	-72.3242	140	DGA-08381003-3
RIO ITATA EN COELEMU	-36.4669	-72.6911	43	DGA-08141001-1
Biobio en Rucalhue	-37.7106	-71.9017	261	DGA-08317001-8
Digua Embalse	-36.2558	-71.5481	390	DGA-07331002-4
Est. Hualqui Desembocadura	-36.9825	-72.9414	30	DGA-08393002-0
Laguna de la Laja	-37.3666	-71.3666	1330	DGA-08370007-6
Rio BioBio en la Culebra	-37.7964	-71.6989	338	DGA-08317004-2
Río Malleco en Collipulli	-37.9647	-72.4361	153	DGA-08351001-3
Chillan Viejo	-36.6319	-72.1267	115	DGA-08117002-9
Estero Quilque en los Angeles	-37.4561	-72.3272	144	DGA-08366002-3
La Sexta de Longavi	-36.1128	-71.6156	229	DGA-07352002-9
Los Angeles	-37.4472	-72.5172	99	DGA-08334002-9
Parral	-36.2133	-71.7375	204	DGA-07345001-2

Curanilahue en Curanilahue	-37.483	-73.337	149	DGA-08700002-8
Río Leiva en Puente Camino a Contulmo	-37.813	-73.392	48	DGA-08821006-9
Estero Nonguen Frente U. Del Bio Bio	-36.82	-73.016	20	DGA-08220008-8
BioBio Desembocadura	-36.839	-73.062	16	DGA-08394001-8
Angol	-37.779	-72.637	113	DGA-08358002-K
Concepcion Dga.	-36.833	-73.1	28	DGA-08410001-3
Estero Plegarias antes de Jta Río Curanilahue	-37.488	-73.344	149	DGA-08700003-6
Cañete	-37.798	-73.391	78	DGA-08821005-0
Andalien	-36.8131	-72.9392	37	DGA-08220006
Angol(La Mona)	-37.7794	-72.6372	113	DGA-08358002
Canal de la Luz en Chillan	-36.5967	-72.1003	136	DGA-08117009
Canete	-37.7983	-73.3914	78	DGA-08821005
Caracol	-36.6511	-71.395	610	DGA-08105004
Cerro el Padre	-37.7797	-71.8664	346	DGA-08317003
Chillan Viejo	-36.6319	-72.1267	115	DGA-08117002
Chillancito	-36.7622	-72.4239	56	DGA-08133003
Cholguan	-37.1528	-72.0669	230	DGA-08123004
Coelemu	-36.475	-72.6883	49	DGA-08141002
Coihueco Embalse	-36.6408	-71.7989	314	DGA-08113001
Concepcion	-36.8333	-73.1	28	DGA-08410001
Dichato	-36.5456	-72.9311	11	DGA-08210002
Digua Embalse	-36.2558	-71.5481	390	DGA-07331002
Embalse Pangué	-37.9183	-71.5961	512	DGA-08313002
Estero Bellavista en Tom	-36.6394	-72.9503	7	DGA-08210003
Estero Hualqui en Desembocadura	-36.9825	-72.9414	30	DGA-08393002
Estero Nonguen Frente U. Del Bio Bio	-36.8203	-73.0164	20	DGA-08220008
Estero Plegarias Antes de Jta Río Curanilahue	-37.4878	-73.3442	149	DGA-08700003
Estero Quilque en Los Angeles	-37.4561	-72.3272	144	DGA-08366002
La Sexta de Longavi	-36.1128	-71.6156	229	DGA-07352002
Laja	-37.2772	-72.7164	53	DGA-08367001
Las Achiras	-37.3806	-72.36661	144	DGA-08364001
Las Cruces	-37.1114	-71.765	467	DGA-08124004
Las Trancas	-36.9108	-71.4792	1242	DGA-08130004
Los Angeles	-37.5022	-72.4083	129	DGA-08334002
Mangarral	-36.2353	-72.3428	140	DGA-08142001
Mayulermo	-36.8189	-71.8944	371	DGA-08124005
Millauquen	-36.3183	-72.04	152	DGA-08118003

<i>Mulchen</i>	-37.7147	-72.2436	142	DGA-08332002
<i>Nueva Aldea</i>	-36.6544	-72.4561	32	DGA-08135003
<i>Parque Nahuelbuta</i>	-37.8233	-72.9606	1177	DGA-08358005
<i>Parral</i>	-36.1878	-71.8283	175	DGA-07345001
<i>Pemuco</i>	-36.9764	-72.1008	200	DGA-08132002
<i>Pilguen</i>	-37.8306	-72.2197	264	DGA-08330002
<i>Poco a Poco</i>	-37.88	-71.9867	635	DGA-08358004
<i>Portezuelo</i>	-36.5275	-72.4283	135	DGA-08140005
<i>Quilaco</i>	-37.685	-72.008	231	DGA-08318002
<i>Quillaileo</i>	-37.6511	-71.7136	464	DGA-08316001
<i>Rafael</i>	-36.6364	-72.8489	294	DGA-08140001
<i>Rio BioBio en Coihue</i>	-37.5503	-72.5903	60	DGA-08334001
<i>Rio BioBio en Desembocadura</i>	-36.88386	-73.0619	16	DGA-08394001
<i>Rio BioBio en la Culebra</i>	-37.7964	-71.6989	338	DGA-08317004
<i>Rio BioBio en Puente Piulo</i>	-37.7092	-71.8236	291	DGA-08317005
<i>Rio Butamalal en Butamalal</i>	-37.8167	-73.25	51	DGA-08821002
<i>Rio Chillan en Esperanza N2</i>	-36.8	-71.6608	586	DGA-08117006
<i>Rio Diguilin en San Lorenzo(Atacalco)</i>	-36.9244	-71.5756	727	DGA-08130002
<i>Rio Duqueco en Cerrillos</i>	-37.5422	-72.3119	129	DGA-08323001
<i>Rio Huequecura aguas arriba de Embalse Angostura</i>	-37.7047	-71.7683	330	DGA-04730004
<i>Rio Laja Ag.Arr. del Salto(Rec.R.Laja)</i>	-37.2119	-72.3242	140	DGA-08381003
<i>Rio Leiva en Puente Camino a Contulmo</i>	-37.8131	-73.3922	48	DGA-08821006
<i>Rio Longavi en la Quiriquina</i>	-36.2303	-71.4569	449	DGA-07350001
<i>Rio Malleco en Collipulli</i>	-37.9647	-72.4361	153	DGA-08351001
<i>Rio Mininco en Longitudinal</i>	-37.8636	-72.3942	125	DGA-08343001
<i>Rio Perquilauquen en San Manuel</i>	-36.3758	-71.6233	266	DGA-07330001
<i>San Agustin de Puual</i>	-36.4214	-72.3944	138	DGA-08118004
<i>San Carlos de Puren</i>	-37.5953	-72.2769	155	DGA-08319002
<i>San Lorenzo BioBio</i>	-37.5081	-71.7656	480	DGA-08320001
<i>Trupan</i>	-37.2806	-71.8228	474	DGA-08122002
<i>Tucapel</i>	-37.2936	-71.9519	342	DGA-08122003
<i>Chillan Mayulermo</i>	-36.828	-71.8669	397	DMC-360046
<i>Chillán Quinchamali</i>	-36.6208	-72.3625	50	DMC-360045
<i>Retiro Copihue</i>	-36.0755	-71.758	162	DMC-360047
<i>El Huertón liceo agrícola, Los Ángeles</i>	-37.456	-72.258	173	DMC-370036
<i>General Bernardo OHiggins</i>	-36.587	-72.04	151	DMC-360011

<i>Bernardo O'Higgins Chillan Ad.</i>	-36.5872	-72.04	151	<i>DMC-360011</i>
<i>Carriel Sur Concepcion</i>	-36.7792	-73.0622	12	<i>DMC-360019</i>
<i>Maria Dolores Los Angeles Ad.</i>	-37.4028	-72.4225	120	<i>DMC-370033</i>
<i>Nueva Aldea</i>	-36.6488	-72.5134	80	<i>Agromet-AG176</i>
<i>Bulnes</i>	-36.7355	-72.3669	74	<i>Agromet-AG112</i>
<i>Cobquecura</i>	-36.1245	-72.7953	10	<i>Agromet-AG418</i>
<i>Coihueco</i>	-36.5572	-71.8172	222	<i>Agromet-AG107</i>
<i>Las Viñas</i>	-37.5013	-72.3005	158	<i>Agromet-AG119</i>
<i>Longavi Norte</i>	-36.0536	-71.6833	174	<i>Agromet-AG100</i>
<i>Negrete</i>	-37.5952	-72.4666	93	<i>Agromet-AG117</i>
<i>Ñiquen</i>	-36.2936	-71.8936	164	<i>Agromet-AG106</i>
<i>Parral Norte</i>	-36.2302	-71.7322	206	<i>Agromet-AG103</i>
<i>Renaico</i>	-37.7261	-72.6047	87	<i>Agromet-AG115</i>
<i>San Nicolás</i>	-36.5177	-72.0944	125	<i>Agromet-AG114</i>
<i>Trehualem Ex - San Ignacio Sur</i>	-36.921	-71.893	374	<i>Agromet-AG109</i>
<i>San Ignacio</i>	-36.844	-72.125	182	<i>Agromet-AG110</i>
<i>Los Angeles</i>	-37.502	-72.408	129	<i>Agromet-AG118</i>
<i>Pinto</i>	-36.713	-71.876	312	<i>Agromet-AG108</i>
<i>Parral 2</i>	-36.188	-71.828	175	<i>Agromet-AG102</i>
<i>Los Coligues Ex - Chillan Viejo</i>	-36.629	-72.233	84	<i>Agromet-AG111</i>
<i>Antuco</i>	-37.34222	-71.59667	644	<i>IANIGLA</i>
<i>Chocoy Mallin</i>	-37.345	-70.8175	1085	<i>IANIGLA</i>
<i>Chos Malal</i>	-37.36667	-70.26667	853	<i>IANIGLA</i>
<i>El Cholar</i>	-37.44	-70.64472	1151	<i>IANIGLA</i>
<i>Lagunillas</i>	-37.39528	-71.42861	944	<i>IANIGLA</i>
<i>Pichi Neuquen</i>	-36.6311	-70.8011	1250	<i>RHA-2091</i>
<i>Chocoy Mallin</i>	-37.3619	-70.7936	1100	<i>RHA-2085</i>
<i>Chos Malal</i>	-37.3753	-70.27	846	<i>RHA-2013</i>
<i>El Alamito</i>	-37.2583	-70.415	900	<i>RHA-2072</i>
<i>El Cholar</i>	-37.4439	-70.6533	1080	<i>RHA-2011</i>
<i>El Huecu</i>	-37.6481	-70.5825	1450	<i>RHA-2078</i>
<i>Los Miches</i>	-37.2058	-70.8189	1000	<i>RHA-2080</i>
<i>Tricao Malal</i>	-37.0442	-70.3222	1350	<i>RHA-2079</i>
<i>Vilu Mallin</i>	-37.455	-70.7606	1100	<i>RHA-2055</i>
<i>Andacollo(Puente)</i>	-37.1835	-70.0775	1011	<i>AIC-3000.12</i>
<i>Arroyo Tabanos</i>	-37.4336	-71.1071	1644	<i>AIC-3320.04</i>
<i>Buta Mallin</i>	-37.2222	-71.1076	1965	<i>AIC-3811.01</i>
<i>Cajon del Curi Leuvu</i>	-36.9646	-70.3882	1364	<i>AIC-3400.02</i>
<i>Cajon Negro</i>	-36.7027	-71.0296	1752	<i>AIC-3820.01</i>
<i>Caviahue</i>	-37.86	-71.0808	1740	<i>AIC-5000.07</i>

<i>EA. Pino Andino</i>	-37.9206	-70.588	1035	<i>AIC-5000.07</i>
<i>EA. Chacaico</i>	-37.3587	-70.8701	1272	<i>AIC-3320.02</i>
<i>Las Languas</i>	-36.8276	-71.1032	1499	<i>AIC-3800.06</i>
<i>Los Carrizos</i>	-37.1201	-70.7607	1100	<i>AIC-3800.02</i>
<i>Los Maitenes(SSRRHH)</i>	-37.3191	-70.2786	881	<i>AIC-3400.01</i>
<i>Los Miches</i>	-37.2223	-70.8465	1322	<i>AIC-3810.01</i>
<i>Nehuen</i>	-36.8019	-70.7236	1222	<i>AIC-3000.45</i>
<i>Pampa Chaico</i>	-36.4814	-70.5006	2583	<i>AIC-3940.01</i>
<i>Puesto Vallejos</i>	-37.3596	-70.7125	974	<i>AIC-3300.04</i>
<i>Rahueco</i>	-37.3554	-70.4548	876	<i>AIC-6000.07</i>
<i>Varvarco</i>	-36.8567	-70.682	1193	<i>AIC-3000.4</i>

Tabla 1. Datos de los pluviómetros utilizados. Sombreado en rojo aquellos que se utilizaron solo para el evento 2 y sombreado en azul aquellos utilizados sólo para el evento 1.