



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

**EVENTOS HIDROMETEOROLÓGICOS DE LLUVIA SOBRE NIEVE EN LOS
ANDES DE CHILE CENTRAL.**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y
CLIMATOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

LUCAS HERNÁN GLASNER VIVANCO

PROFESOR GUÍA:
RENÉ GARREAUD SALAZAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAMES MCPHEE TORRES
ROBERTO RONDANELLI ROJAS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por:
Proyecto FONDAP 15110009
Proyecto FONDECYT 1211412

SANTIAGO DE CHILE

2022

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL.

POR: LUCAS HERNÁN GLASNER VIVANCO

AÑO: 2022

PROF. GUÍA: RENÉ GARREAUD SALAZAR

EVENTOS HIDROMETEOROLÓGICOS DE LLUVIA SOBRE NIEVE EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL.

La lluvia sobre nieve (ROS) se ha observado tener el potencial de derretir nieve e incrementar localmente los caudales debido a la mayor agua disponible para crecidas. En este trabajo se evalúa su existencia regional, frecuencia anual y consecuencias en los principales ríos de montaña de Chile Central. Utilizando observaciones de campo, imágenes satelitales y productos de reanálisis, se estiman mínimas frecuencias de 1.6 días al año en la cuenca del Río Aconcagua, en monótono aumento latitudinal hasta máximos de 19.6 días al año en la cuenca del Río Ñuble. La mayoría de los eventos ocurren entre las bandas de 1500 y 2500m de elevación, y en promedio sólo en un 43% de los eventos se observa una pérdida de cobertura nival evidente. Se detecta que las tormentas ROS ocurren en eventos de alta área pluvial producto de ríos atmosféricos que generan precipitaciones a lo largo de una masa de aire cálida. Mediante un análisis de casos se estima que las cuencas pueden llegar a perder hasta más de un 3% de su cobertura nival producto de una tormenta, y para el Río Maipo En El Manzano se analiza una crecida con un exceso de caudal superior a $500m^3/s$ en 24hr en la que se estima un aporte por derretimiento del 10.6% de la precipitación líquida (28.2mm). En los últimos 20 años se determina que los eventos ROS pueden ocurrir bajo cualquier monto de precipitación y, para la mayoría de las cuencas estudiadas, se detectan en más de la mitad de los grandes caudales. A pesar de esto, las potenciales consecuencias del fenómeno en los caudales son inciertas, esto en parte por el bajo número de eventos extremos, por la dificultad de detectar un fenómeno que ocurre en la escala de horas, por que no en todos los eventos detectados se observa un derretimiento de nieves evidente y porque incluso en estos casos, la escorrentía producto de las lluvias es el mecanismo dominante.

*No es asunto baladí este globo redondo y delicioso,
que se mueve con tal exactitud en su órbita (...)
no creo que se hiciese en seis días, ni en diez mil años,
ni en diez millones de años,
ni que se planificara y construyera una cosa tras otra,
como un arquitecto hace los planos (...)
¿es prodigioso que yo sea inmortal
si todos somos inmortales? (...)*

Agradecimientos

Meditando sobre lo vivido en los años universitarios, es difícil no estar agradecido por mi paso en la Universidad de Chile, especialmente en este momento tan cercano e inminente al cierre de la etapa universitaria. Así, me parece natural aprovechar este espacio para agradecer a las personas que de una u otra manera contribuyeron a la formación de mi carácter personal y profesional.

En primer lugar, no puedo no estar agradecido por mis padres, por su apoyo incondicional y por la eterna paciencia a mis malas pulgas, ansiedades, rebeldías y permanentes crisis vocacionales. También, me encuentro profundamente agradecido por el tiempo compartido con mis hermanos Matías y Benjamín, en especial con éste último, que sin las largas conversaciones filosóficas y consejos probablemente seguiría estancado en la hipótesis. Asimismo, quiero agradecer por los buenos momentos junto a Camila, mi pareja y mejor amiga, que sin su cariño, apoyo y acogedora ternura probablemente mi paso por la universidad hubiese sido mucho más desagradable. En segundo lugar, es imposible no estar agradecido por las muy buenas amistades que hice en la U, a mi amigo Marcelo que desde el primer año (y antes) estamos tirando la talla, a mis amigos civiles Bruno, María y Montserrat eternos compañeros de una y mil peripecias que hasta el día de hoy siguen dando risa, a mis amigos Jerónimo, Josefa, Yust, Salinas y otros, que junto a todos los anteriores hicieron de los almuerzos, clases, fiestas y vacaciones momentos inolvidables.

Finalmente, quiero estar agradecido por los docentes de Ingeniería Civil y Geofísica, cuya experiencia y sabiduría literalmente constituyen la mayoría de mis presentes habilidades profesionales. En particular, del departamento de Recursos Hídricos y Medio Ambiente, gracias a Beto y Miguel por enseñarme todo lo que sé sobre hidrodinámica, calidad de aguas, hidrología y como trabajar en terreno. Por otro lado, del departamento de Meteorología y el CR2, gracias René por guiarme, ayudarme y financiar esta difícil tesis en contexto pandémico, gracias por transmitir la experiencia y los buenos consejos, que junto a los del profesor Patricio, constituyen mi actual caja de herramientas para trabajar de manera independiente en el ambiente científico.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Antecedentes teóricos y consecuencias de la lluvia en el manto nival.	5
2. Hipótesis, objetivos y contenidos	9
2.1. Hipótesis:	9
2.2. Objetivos	9
2.2.1. Objetivo General:	9
2.2.2. Objetivos Específicos:	9
2.3. Contenidos del texto	9
3. Datos y metodología	11
3.1. Zona de Estudio	11
3.2. Fuentes de datos y características.	14
3.2.1. Observaciones in situ e información satelital	14
3.2.2. Productos grillados y de reanálisis	15
3.3. Comparación de fuentes de datos: aplicación a la cuenca del Río Maipo En El Manzano.	17
3.3.1. Morfología y características de la cuenca	17
3.3.2. Precipitaciones	18
3.3.3. Elevación de la isoterma 0°C, nivel de congelamiento y gradientes de temperatura.	19
3.3.4. Cobertura nival, distribución vertical de la nieve y proxies del límite inferior.	20
3.4. Técnicas de detección y análisis de eventos ROS.	24
3.4.1. Detección de eventos ROS	24
3.4.2. Análisis de eventos ROS	25
3.5. Discusión y síntesis	26
4. Casos de estudio	28
4.1. Análisis del evento ROS del 11 de Agosto de 2013	28
4.1.1. Condición sinóptica	28
4.1.2. Observaciones hidro-meteorológicas	32
4.1.3. Discusión del evento	34
4.2. Análisis del evento ROS del 4 de Junio de 2008	36
4.2.1. Condición sinóptica	36
4.2.2. Observaciones hidro-meteorológicas	40
4.2.3. Repercusiones hidrológicas	43

4.2.3.1. Cálculo de la contribución por derretimiento de nieves a la crecida del Río Maipo En El Manzano	45
4.2.4. Discusión del evento	46
5. Climatología de eventos de lluvia sobre nieve en Chile Central	48
5.1. Análisis utilizando reanálisis ERA5, CR2MET y el observatorio andino. . . .	48
5.2. Análisis utilizando reanálisis ERA5, CR2MET y el reanálisis SWE de Cortés and Margulis (2017).	50
5.3. Análisis compuesto y elementos típicos de una tormenta ROS	53
5.4. Discusión	55
6. Conclusiones	58
Bibliografía	60
Anexos	65
A.1. Balances de energía y masa en ambientes nivales.	65
A.2. Figuras complementarias.	67

Índice de Tablas

3.1.	Características generales de las cuencas andinas de Chile Central. La tabla presenta la latitud del punto de salida de la cuenca, el porcentaje de terreno baldío y vegetación (bosque más matorral), el área, la altura y pendiente medias.	12
3.2.	Características generales de los productos grillados factibles para detectar eventos ROS en Chile Central.	16
3.3.	Resumen de los productos satelitales y de reanálisis utilizados en este trabajo, junto a sus características, objetivos y precauciones que tener al momento de analizar sus resultados.	23

Índice de Ilustraciones

1.1.	Modelo conceptual de un evento de ROS. (a) Esquema de las principales elevaciones que dan origen a un evento ROS en una cuenca. (b) Esquema de las mismas elevaciones en relación a un corte transversal del ambiente de montaña. La línea segmentada indica la línea de nieves (SL), la línea continua indica el nivel de congelamiento (FL), la línea punteada la altura de la isoterma 0°C (H_0) y el área achurada en rojo es el área de influencia por ROS.	2
1.2.	Tormenta del 4 de Junio de 2008 en Chile Central que dio lugar a un evento ROS. La figura muestra imágenes MODIS en el rango visible para un día antes (2-Jun), durante (4-Jun) y después (5-Jun, 6-Jun) del evento. La línea roja muestra el SL previo a la tormenta (aproximadamente 1990m) y la línea negra las cuencas del sector (Aconcagua, Mapocho y Maipo). Figuras inferiores ilustran la pérdida de cobertura nival después del evento de precipitación. . . .	4
1.3.	Curvas entre la precipitación y temperatura de la lluvia que definen el potencial de derretimiento del manto nival. (a): Curva de cambio de fase para una columna de nieve con 100mm de SWE a -5°C. (b): Cambios en la curva de fase para distintos valores de SWE. (c): Cambios en la curva de fase para distintos valores de la temperatura inicial de la nieve.	7
	11figure.caption.14	
3.2.	Características generales del clima del valle y montaña en Chile Central. Figuras (a), (b) y (c) muestran respectivamente los promedios anuales de precipitación (CR2MET), temperatura (CR2MET) y equivalente de agua en nieve (Cortés and Margulis (2017)) para zonas donde anualmente se exceden los 20mm. Panel (d) muestra el climograma calculado con los datos de la estación DGF (2004-presente) en Santiago y el panel (e) muestra la cobertura nival promedio de la cuenca del Río Maipo En El Manzano (en contorno fucsia en los mapas) observada por el satélite MODIS.	13
3.3.	Regímenes hidrológicos de algunas de las principales cuencas de montaña en Chile Central. La figura indica el promedio de cada día del año (suavizado) junto con su intervalo de confianza (95%). Eje horizontal comenzando desde abril según la convención del año hidrológico.	13
3.4.	Características morfológicas y parámetros estáticos de la cuenca. Al lado izquierdo se tiene la abundancia de píxeles asociado a sus orientaciones geográficas (borde rojo) y los principales usos de suelo (borde verde). Al lado derecho se indica la distribución del área de la cuenca a lo largo de distintas elevaciones (borde azul) y la distribución de pendientes medias con la altura (borde morado).	17

3.5.	Análisis de precipitaciones mensuales, anuales y diarias del producto CR2MET respecto a estaciones pluviométricas de terreno. Fila superior corresponde al análisis para una estación de montaña (San José de Maipo: 943m, 70.35°W,33.64°S) y la fila inferior para una estación en el valle (Quinta Normal: 527m, 70.68°W, 33.44°S)	18
3.6.	Gráficos de dispersión entre la H_0 del radiosonda de Santo Domingo y distintas fuentes de información para el Río Maipo En El Manzano. En rojo se destacan el valor de H_0 para días de precipitación y el último panel indica la distribución de frecuencias del H_0 según el radiosonda.	19
3.7.	Distribución espacial de la altura de la isoterma 0°C en Chile Central.(a): Distribucion latitudinal de H_0 en la costa. (b): Distribución longitudinal de H_0 en la latitud de Santo Domingo. Colores rojos indican la distribución para todos los días y colores morados sólo los días con precipitación. Puntos redondos indican los promedios del valor entregado por el radiosonda de Santo Domingo.	20
3.8.	Distribución vertical de la cobertura nival en la cuenca para el 2005-10-09. La figura superior indica la distribución de nieve mediante el sensor MODIS/TERRA y la figura inferior para el sensor MODIS/AQUA. Cada figura muestra la sensibilidad de las curvas al fijar un umbral de fSCA como límite entre píxel con o sin nieve.	21
3.9.	Distribución vertical de la cobertura nival en la cuenca para distintas condiciones de nieve. La curva morada muestra la distribución asociada a un día en donde la última nevada fue hace 30 días, la curva verde cuando la última nevada fue hace 16 días y la curva anaranjada cuando la última nevada fue hace 4 días. A la derecha se muestran las las imágenes del sensor MODIS/TERRA que generan cada curva.	22
3.10.	Análisis comparativo entre la cobertura nival (SCA) estimada por el observatorio andino IANIGLA-CR2 y lo entregado por los reanálisis (Cortés and Margulis (2017) en anaranjado y ERA5-Land en verdes) (a): Dispersión entre el SCA de Cortés and Margulis (2017) y el observatorio andino IANIGLA-CR2. (b): Dispersión entre el SCA de ERA5-Land y el observatorio andino IANIGLA-CR2. (c): Variabilidad diaria agrupada por estación del año. (d): ciclos medios anuales. Umbral de corte para píxel con o sin nieve igual a 100mm de SWE.	23
4.1.	Evolución del IVT y PR a lo largo de Chile. Panel izquierdo: Magnitud del vector IVT a lo largo de un corte transversal paralelo a la costa de Chile (línea segmentada azul). Panel derecho: Intensidad de precipitación a lo largo de un corte transversal a través de Chile continental (línea segmentada roja). Datos horarios provenientes del reanálisis ERA5.	28
4.2.	Evolución en la dinámica de la atmósfera durante el 4 y 13 de Agosto de 2013 para sudamérica y el océano pacífico suroriental. La figura indica: presión a nivel del mar (contornos grises), altura geopotencial en 500hPa (contornos negros) y temperatura en 900hPa (colores)	29
4.3.	Evolución de los campos de agua precipitable y viento en 800hPa durante el 4 y 13 de Agosto de 2013 para Sudamérica y el Océano pacífico Sur-oriental.	30

4.4.	Evolución del vector IVT durante el 04 de Agosto y el 13 de Agosto del 2013. Magnitud en colores, magnitud, dirección y sentido en vectores. Datos del reanálisis ERA5	31
4.5.	VARIABLES meteorológicas e hidrológicas observadas durante el 6 de Agosto del 2013 y el 14 de Agosto de 2013. La figura indica: la altura de la isoterma 0°C (línea punteada y puntos rojos) y nivel de congelamiento (barra de error inferior), percentiles 80 %,20 % (barras de error) y 50 % (puntos azules) de la distribución del límite de la nieve en altura, el límite inferior de la nieve (curva punteada azul), la radiación solar en el Santiago (línea continua gris), la temperatura en Santiago (línea continua negra), la precipitación en Santiago (barras azules), la precipitación en la salida de la cuenca (barras plateadas), el viento y la presión atmosférica en Santiago (líneas continuas verde y morada) y el caudal observado junto al flujo base estimado en la salida de la cuenca (líneas continuas azul y anaranjada).	33
4.6.	Evolución de los campos de PR, FL y ΔSWE para el dominio de montaña entre los días 6 y 12 de Agosto de 2013. Figuras realizadas respectivamente con el producto CR2MET, reanálisis ERA5 y el reanálisis de Cortés and Margulis (2017). Puntos morados indican las posiciones donde se detecta ROS.	34
4.7.	Evolución del IVT y PR a lo largo de Chile. Panel izquierdo: Magnitud del vector IVT a lo largo de un corte transversal paralelo a la costa de Chile (línea segmentada azul). Panel derecho: Intensidad de precipitación a lo largo de un corte transversal a través de Chile continental (línea segmentada roja). Datos horarios provenientes del reanálisis ERA5.	36
4.8.	Evolución en la dinámica de la atmósfera durante el 24 de Mayo y 7 de Agosto de 2008 para sudamérica y el océano pacífico suroriental. La figura indica: presión a nivel del mar (contornos grises), altura geopotencial en 500hPa (contornos negros) y temperatura en 900hPa (colores)	37
4.9.	Evolución de los campos de agua precipitable y viento en 800hPa durante el 24 de Mayo y 7 de Agosto de 2008 para sudamérica y el océano pacífico suroriental.	38
4.10.	Evolución del vector IVT durante el 24 de Mayo y 7 de Junio del 2008. Magnitud en colores, magnitud, dirección y sentido en vectores. Datos del reanálisis ERA5	39
4.11.	Hidrogramas de caudales instantáneos para algunas cuencas de montaña durante el 26 de Mayo de 2008 hasta el 7 de Junio de 2008. Figura central indica el promedio ponderado por precipitación del área pluvial durante la segunda tormenta, estimada a partir de CR2MET y ERA5.	41

4.12.	VARIABLES METEOROLÓGICAS E HIDROLÓGICAS OBSERVADAS DURANTE EL 25 DE MAYO DEL 2008 Y EL 6 DE JUNIO DE 2008. La figura indica: la altura de la isoterma 0°C (línea punteada y puntos rojos) y nivel de congelamiento (barra de error inferior), percentiles 80 %,20 % (barras de error) y 50 % (puntos y línea punteada) de la distribución del límite de la nieve en altura, la radiación solar en el Santiago (línea continua gris), la temperatura en Santiago (línea continua negra), la precipitación en Santiago (barras azules), la precipitación en la salida de la cuenca (barras plateadas), el viento y la presión atmosférica en Santiago (líneas continuas verde y morada) y el caudal observado junto al flujo base estimado en la salida de la cuenca (líneas continuas azul y anaranjada).	42
4.13.	EVOLUCIÓN DE LOS CAMPOS DE PR, FL Y ΔSWE PARA EL DOMINIO DE MONTAÑA ENTRE LOS DÍAS 25 DE MAYO Y 5 DE JUNIO DE 2008 (OBTIENDO ALGUNOS DÍAS ENTRE LAS LLUVIAS). Figuras realizadas respectivamente con el producto CR2MET, reanálisis ERA5 y el reanálisis de Cortés and Margulis (2017). Puntos morados indican las posiciones donde hubo ROS sujeto al mismo criterio del caso de estudio anterior.	43
4.14.	ANÁLISIS DETALLADO DE LAS PRECIPITACIONES, TEMPERATURA, NIEVES Y LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO MAIPO EN TÉRMINOS DE CAUDALES INSTANTÁNEOS. La Figura indica: intensidad de precipitación en Santiago (verde oscuro), precipitación acumulada diaria en San José de Maipo (barras transparentes), interpolación horaria de la cobertura nival IANIGLA-CR2MET (línea azul claro), escorrentía directa (línea azul oscuro), el área pluvial (línea roja) y el área ROS (línea verde). Cuadro superior indica estadísticas para la primera tormenta y el cuadro inferior para la segunda.	44
4.15.	ANÁLISIS DETALLADO DE LAS PRECIPITACIONES, TEMPERATURA, NIEVES Y LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO TENO EN TÉRMINOS DE CAUDALES INSTANTÁNEOS. La Figura indica: la interpolación horaria de la cobertura nival IANIGLA-CR2MET (línea azul claro), escorrentía directa (línea azul oscuro), el área pluvial (línea roja) y el área ROS (línea verde). Cuadro superior indica estadísticas para la primera tormenta y el cuadro inferior para la segunda.	45
5.1.	CICLO ANUAL DE EVENTOS ROS A NIVEL MENSUAL PARA LAS PRINCIPALES CUENCAS DE MONTAÑA DE CHILE CENTRAL. RD: Promedio anual del número de días de precipitación. D: Promedio anual del número de días de lluvia sobre nieve. MD: Promedio anual del número de días de lluvia sobre nieve donde se detectó derretimiento. Errores indican el intervalo de confianza del 95 %.	49
5.2.	FRECUENCIA, ESTADÍSTICAS GENERALES Y PROPIEDADES DE LOS EVENTOS ROS PARA LAS PRINCIPALES CUENCAS DE MONTAÑA DE CHILE CENTRAL. (a): Número promedio de días ROS al año, (b): Razón entre el número promedio de días ROS y el número promedio de días de lluvia. (c): Razón entre el número promedio de días ROS con derretimiento y el número promedio de días de lluvia. (d): Número de días ROS presentes en las 100 mayores crecidas. (e): Promedio de la pérdida de SCA en días ROS con derretimiento. (f): Tendencia anual de días ROS (pvalues>0.05).	50
5.3.	NÚMERO PROMEDIO DE DÍAS ROS SEGÚN BANDA DE ELEVACIÓN Y LATITUD (panel (a)), SÓLO LATITUD (panel (b)) Y SÓLO BANDA DE ELEVACIÓN (panel (c)). Bandas de elevación cada 250m y resolución latitudal de 0.05°. Panel (a) fue suavizado dos veces con una media móvil de 3x3.	51

5.4.	Frecuencia, estadísticas generales y propiedades de los eventos ROS a nivel de píxel 0.05°x0.05°. (a): Número promedio de días ROS al año, (b): Razón entre el número promedio de días ROS y el número promedio de días de lluvia. (c): Razón entre el número promedio de días ROS con derretimiento y el número promedio de días de lluvia. (d): Mes de la máxima ocurrencia (e): Razón entre el ΔSWE y la precipitación líquida en días ROS con derretimiento. (f): Tendencia anual de días ROS, zonas achuradas indican un p value>0.05.	52
5.5.	Análisis compuesto de los elementos meteorológicos típicos de una tormenta en la cuenca del Río Teno. Fila izquierda: Promedio de los días ROS con precipitación mayor a 30mm y pérdida de SCA en el día siguiente. Fila inferior: Promedio de los días NO-ROS con precipitación mayor a 30mm. Estrella roja: posición de la cuenca del Río Teno. En vectores sólo se indican los vientos superiores a $10 m \cdot s^{-1}$ y flujos de humedad (IVT) superiores a $100 kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$	54
5.6.	Análisis compuesto de los elementos hidrológicos de las 10 crecidas más grandes con y sin derretimiento de nieves. (a): Hietograma promedio de las 10 crecidas (barras) e interpolación de la cobertura nival detectada (línea segmentada). (b): Hidrograma de escorrentía directa normalizado por la precipitación total acumulada (línea continua), su intervalo de confianza del 95 % (sombreado) y el área pluvial según el FL costero de ERA5 (línea punteada).	55
6.1.	Hietograma e hidrograma de escorrentía directa para la cuenca del Río Teno durante las tormentas del 26-27 Mayo y 4-5 de Junio del 2008. La Figura indica: la interpolación horaria de la cobertura nival IANIGLA-CR2MET (línea azul claro), escorrentía directa (línea azul oscuro), el área pluvial según ERA5 (línea roja) y el área ROS (línea verde).	58
A.1.	Esquema conceptual de los mecanismos involucrados en el balance de energía superficial de un manto nieve o hielo glaciar. Esquema extraído de https://cryo-tools.org/tools/cosipy/	66
A.2.	Desempeño del reanálisis ERA5 para determinar la elevación de la isoterma 0°C en la latitud de Santo Domingo. Panel izquierdo: dispersión entre el radiosonda y el reanálisis, en azul se destacan los días de precipitación. Panel central: Distribución de H_0 para días con precipitación. Panel derecho: Distribución del H_0 para todos los días. El reanálisis en rojo y la medición del radiosonda en azul.	67
A.3.	Comparación entre métodos para determinar el SL y comportamiento general del H_{50}. Panel izquierdo: distribución del SL según los distintos métodos. Panel central: relación entre el H_{50} promedio y el número de días desde la última lluvia. Panel derecho: relación entre el H_{50} promedio y la dispersión ΔH . Línea punteada negra indica la moda de la distribución de áreas de la cuenca (entorno a ese nivel se encuentra la máxima área).	68
A.4.	Dispersión entre el SL definido como el H_{50} de la distribución altitudinal de nieve contra distintos métodos para determinar la misma variable en la cuenca del Río Maipo En El Manzano. Fila superior indica la dispersión contra el H_{20} , H_{80} y los datos del DGF. Fila inferior indica la dispersión respecto al método de la curva hipsométrica y el entregado por el IANIGLA-CR2.	68

A.5.	Análisis de sesgos en la cobertura nival para el reanálisis de Cortés and Margulis (2017). La figura muestra la distribución de los sesgos diarios de cobertura nival entre el reanálisis (umbral de $SWE > 10mm$) y la cobertura del observatorio andino IANIGLA-CR2. Los colores indican las estaciones del año (azul:invierno, verde:primavera, rojo:verano y anaranjado:otoño) y la zona gris destaca la cuenca del Río Maipo En El Manzano.	69
A.6.	Análisis de sesgos en la cobertura nival para el reanálisis de Cortés and Margulis (2017). La figura muestra la distribución de los sesgos diarios de cobertura nival entre el reanálisis (umbral de $SWE > 100mm$) y la cobertura del observatorio andino IANIGLA-CR2. Los colores indican las estaciones del año (azul:invierno, verde:primavera, rojo:verano y anaranjado:otoño) y la zona gris destaca la cuenca del Río Maipo En El Manzano.	69
A.7.	Distribución de valores del nivel de congelamiento, intensidad de precipitación, esorrentía directa (caudal- flujobase) y cobertura nival a nivel horario para la cuenca del Río Teno. Azul: Todos los momentos de lluvia definidos por $PR > 0.1mm/h$, Verde: Momentos de lluvia y área ROS superior al 10% del área total de la cuenca, Rojo: Momentos de lluvia con área ROS superior al 10% y $\Delta SCA < 0$. Fuentes de dato: Pluviómetro y caudal del Río Teno Después de Junta Con Claro, FL de ERA5 y cobertura nival del observatorio andino interpolado a resolución horaria mediante splines.	70

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

La lluvia sobre nieve (ROS¹) ocurre en situaciones donde una tormenta precipita agua líquida sobre un manto de nieve preexistente. Los eventos ROS se han observado en zonas polares y regiones montañosas, donde influyen en la hidrología local ocasionando, de manera esporádica, diversos peligros naturales. Por ejemplo, en ellos, se ha observado que la percolación de agua líquida en la nieve o suelos tiende a desestabilizarlos, produciendo avalanchas y deslizamientos de tierra [Harr (1981), DeGraff et al. (1984), Stimberis and Rubin (2011)]. Por otra parte, la lluvia y el ambiente cálido de los eventos favorece el derretimiento de nieves que de otra manera hubiesen permanecido congeladas, contribuyendo así con suelos secos en la temporada de verano e incrementando localmente el volumen de agua disponible para las crecidas de ríos. Así, estos eventos se han especulado como causantes de la erosión de suelos, grandes inundaciones, cambios en la morfología fluvial, entre otros peligros naturales. [Waananen et al. (1970), Swanston (1974), McCabe et al. (2007), Pomeroy et al. (2016)].

Desde un punto de vista hidrológico, las crecidas durante eventos ROS tienen la peculiaridad de que el volumen de escorrentía directa² es de origen mixto. Por un lado, parte de la escorrentía está asociada a las precipitaciones del evento, mientras que por otro lado existe una potencial contribución por el derretimiento de la nieve acumulada en tormentas previas. De esta forma, el fenómeno constituye un potencial riesgo de inundaciones debido al efecto que tiene en la escorrentía, la cual se puede intensificar en eventos cuyo pronóstico de precipitaciones indica intensidades regulares para la región.

En cuencas de las latitudes medias del hemisferio norte, el aporte de escorrentía por derretimiento se ha observado estar entre el 4 % y 75 % [Marks et al. (1998), Sui and Koehler (2001), Li et al. (2019)], estando este proceso controlado por el uso de suelo, la hipsometría de la cuenca afectada y las características hidro-meteorológicas del evento [Nicholas et al. (2015), Garvelmann et al. (2015)]. Por otro lado, Singh et al. (1997) advierte que el flujo de agua líquida, dentro del manto de nieve saturado, puede alcanzar velocidades mucho mayores que la percolación natural del agua sobre los suelos, llevando a una rápida respuesta hidrológica, lo cuál pone en evidencia que estos eventos constituyen un peligro de crecidas incluso cuando el derretimiento no es significativo.

¹ Rain On Snow

² Exceso de caudal debido a la tormenta

Bajo un enfoque meteorológico, para que ocurra un evento ROS se requiere una tormenta en donde la elevación del nivel de congelamiento, (FL^3) sea superior a la línea de nieves preexistente (SL^4). Esta característica, junto a la hipsometría de la cuenca afectada, definen un área de influencia en la cuál la tormenta tiene el potencial de derretir nieve (Fig 1.1). Dentro de esta región, las propiedades del suelo condicionan la capacidad para derretir o congelar, por ejemplo, Nicholas et al. (2015) utilizaron el modelo DHSVM⁵ para concluir que la vegetación produce un aumento en la capacidad para derretir, ya que se favorecen los intercambios de calor entre la nieve y la atmósfera. Además, se argumenta que una hipsometría uniforme favorece el derretimiento, ya que al atenuar los gradientes verticales en el terreno disminuyen también los gradientes de temperatura. Finalmente, los autores concluyen que la magnitud de ambos procesos es dependiente del volumen total de agua líquida en forma de nieve (SWE^6), el cuál depende principalmente de los flujos de calor entre la nieve y la atmósfera. [DeWalle and Rango (2008)].

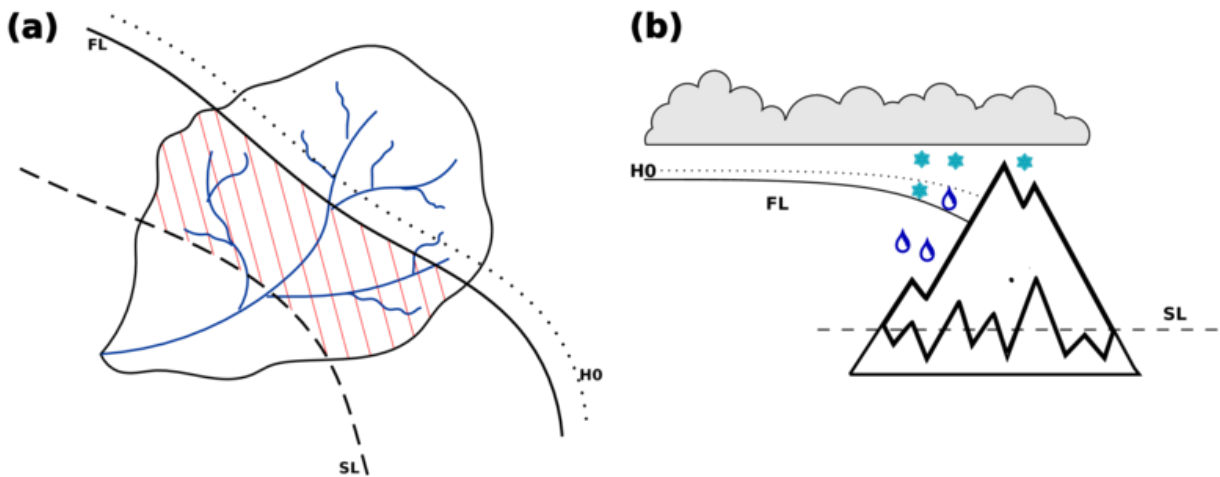


Figura 1.1: **Modelo conceptual de un evento de ROS.** (a) Esquema de las principales elevaciones que dan origen a un evento ROS en una cuenca. (b) Esquema de las mismas elevaciones en relación a un corte transversal del ambiente de montaña. La línea segmentada indica la línea de nieves (SL), la línea continua indica el nivel de congelamiento (FL), la línea punteada la altura de la isoterma $0^{\circ}C$ (H_0) y el área achurada en rojo es el área de influencia por ROS.

Como las variables que influyen en estos flujos son múltiples, no es claro cuales son los mecanismos que producen derretimiento en los eventos de ROS. Éste es un tema de investigación abierto, encontrándose casos de estudio donde se evalúan los balances en eventos particulares [Marks et al. (1998), Corripio and López-Moreno (2017), Garvelmann et al. (2015)] y otros trabajos de mayor extensión temporal cuyo objetivo es obtener un mejor entendimiento climatológico [Mazurkiewicz et al. (2008), Li et al. (2019)]. No obstante, la mayoría de los trabajos son regionales, por lo que los resultados no suelen coincidir al estar condicionados a las peculiaridades de cada cuenca y a las características locales de cada evento. Aún así, los estudios coinciden en que los flujos de calor más relevantes para derretir nieve en estos eventos, son la radiación neta, dominada por la radiación de onda larga y el flujo de calor

³ Freezing Level

⁴ Snow Limit

⁵ Distributed Hydrology Soil Vegetation Model

⁶ Snow Water Equivalent

sensible. Contra-intuitivamente, Li et al. (2019) mediante el modelo VIC⁷ indica que el efecto de la incorporación de calor por lluvia no es significativa, por lo cual se interpreta que los eventos ROS ocurren durante tormentas cálidas donde el viento y nubosidad favorecen los flujos de calor anteriormente nombrados.

Los Andes de Chile Central (CC) son una región que no queda exenta de eventos ROS, ya que se observan casos, donde luego de lluvias superiores a 50mm, la cobertura nival de las cuencas es menor a la inicial (ver Figura 1.2). Geográficamente, CC comprende el territorio limitado por el Océano Pacífico y la Cordillera de los Andes, aproximadamente entre los paralelos 32°S y 37°S. La climatología de la región describe una temporada invernal(estival) fría(cálida) y lluviosa(seca), en donde las precipitaciones se producen usualmente debido a nubes estratiformes asociadas al paso de sistemas baroclínicos como: frentes fríos o bajas segregadas [Fernández and Gironás (2021)]. La Cordillera de los Andes alcanza una elevación media entre los 2000m y 4000m en la región, y se ha documentado que cuando viento interactúa con la orografía ocurre un bloqueo y un incremento de la precipitación en la laderas donde el flujo asciende [Barrett et al. (2009), Viale and Nuñez (2011), Viale and Garreaud (2015)], efecto que se ha observado ser particularmente intenso en tormentas que transportan humedad de manera perpendicular a la cordillera [Falvey and Garreaud (2007), Valenzuela and Garreaud (2019)].

Además, CC es una zona de transición en los regímenes hidrológicos de las cuencas Andinas. Aquellas que se ubican en el norte de la región se identifican con un régimen nival el cual va progresivamente cambiando a regímenes pluviales con el aumento de latitud [Alvarez-Garretón et al. (2021)]. Esto se explica por: (i) la variabilidad térmica de las tormentas, las cuales ocurren con una intersección semi-permanente del FL y la superficie y (ii) debido a la progresiva disminución de la altura de los Andes con la latitud [Garreaud (2013)].

En la micro y mesoescala de ambientes montañosos, el flujo de calor latente producto del derretimiento de hidrometeoros congelados, enfría el aire circundante, lo cual acoplado a la precipitación orográfica y al enfriamiento adiabático por el ascenso del aire, lleva a que el FL se encuentre a menores elevaciones que en la tropósfera libre [Minder et al. (2011)]. Para CC se ha estimado que el FL en la montaña se encuentra entre 200m-300m por debajo de la altura de la isoterma 0°C (H_0) costera. Y esta última tiene un promedio de 2200m en días con precipitación, pero con una distribución tal que se encuentran frecuentemente eventos muy fríos con $H_0 \leq 1500m$ y eventos muy cálidos con $H_0 \geq 3000m$ [Mardones and Garreaud (2020)]. Una clasificación de la precipitación en tormentas frías y cálidas, nos permiten comprender que las primeras, se asocian generalmente a un frente frío con vientos del norte o nor-oeste asociados a un ciclón extra-tropical que conlleva un descenso de las temperaturas en superficie al momento de llover. En antítesis a lo anterior, las tormentas cálidas se originan con una baja presión que se desplaza hacia el sur-este dejando un frente semi estacionario en las latitudes medias, de orientación y vientos zonales, que es transportado hacia el norte por la advección fría de un anticiclón migratorio [Garreaud (2013)]. Ambos tipos de tormentas se han documentado en eventos extremos de precipitación [Valenzuela and Garreaud (2019)], siendo las cálidas menos frecuentes, pero más relevantes para las cuencas de CC, debido a que suelen ocurrir con altos valores de H_0 , generando grandes áreas pluviales.

⁷ *Variable Infiltration Capacity*

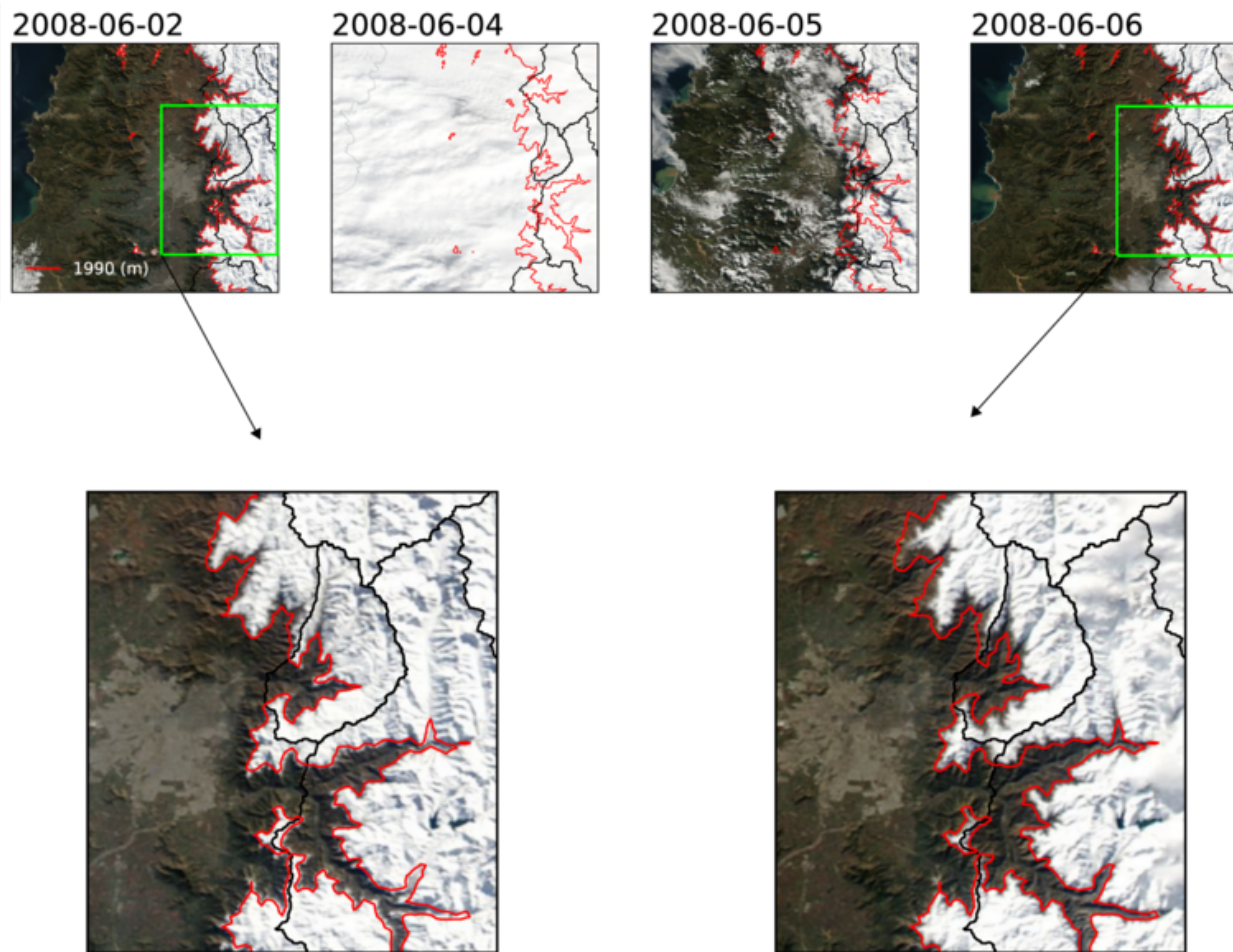


Figura 1.2: **Tormenta del 4 de Junio de 2008 en Chile Central que dio lugar a un evento ROS.** La figura muestra imágenes MODIS en el rango visible para un día antes (2-Jun), durante (4-Jun) y después (5-Jun, 6-Jun) del evento. La línea roja muestra el SL previo a la tormenta (aproximadamente 1990m) y la línea negra las cuencas del sector (Aconcagua, Mapocho y Maipo). Figuras inferiores ilustran la pérdida de cobertura nival después del evento de precipitación.

Sobre los eventos ROS en CC se destaca el trabajo de Ocampo Melgar and Meza (2020) el cuál indica que los eventos ROS existen en el Río Maipo ya que se detectan diferencias significativas en la reflectancia infrarroja de la nieve luego de ciertos eventos de lluvia. Por otro lado Coumerme (2021), mediante un experimento numérico, documenta que ocurren en promedio 2.5 días⁸ de ROS al año distribuidos en los meses de invierno y en la banda de elevaciones de 3000-5000m. En el trabajo se concluye que los modelos empíricos nacionales de precipitación-escorrentía, [MOP (1995)]⁹ pueden subestimar hasta en 3 veces la magnitud de los caudales en eventos ROS. Mediante una simulación numérica, la autora describe un incremento de los eventos hasta 4 por año bajo un escenario de calentamiento global lo cual es consistente con otros estudios que describen un aumento de eventos ROS en cuencas altas ($\geq 3000\text{m}$) debido al desplazamiento del área de influencia hacia elevaciones mayores [Surfleet and Tullos (2013), Beniston and Stoffel (2016)].

⁸ Calculado como el número de días ROS respecto a la longitud del año juliano.

⁹ Métodos estadísticos basados en la precipitación y área pluvial para determinar caudales.

Para CC, los modelos de circulación general (GCM¹⁰) proyectan una tendencia al déficit hídrico [Boisier et al. (2016)], un aumento de la altura de la isoterma 0°C de hasta 400m en días con precipitación [Mardones and Garreaud (2020)] y, basado en la distribución futura de caudales máximos diarios, un incremento en la frecuencia y magnitud de crecidas [Bozkurt et al. (2017)]. Cómo el cambio climático afecta la magnitud y frecuencia de grandes crecidas, y más aún asociado a ROS, todavía es un motivo de discusión.

Aún así, previo a cualquier análisis de tendencia por cambio global, es fundamental conocer el estado actual del fenómeno. Poco se sabe en donde ocurren los eventos ROS, menos aún, su relevancia en eventos de crecida y en que se podrían diferenciar de los eventos extremos producidos por otros mecanismos (e.g lluvias intensas, deshielo, etc). Entonces, cabe preguntarse, ¿Cuál cuenca de CC es la más afectada por el fenómeno?, ¿Una alta frecuencia de eventos ROS significa un alto riesgo de crecidas por este medio?, ¿Existe una contribución significativa de derretimiento de nieves?, ¿Es esta contribución comparable respecto a la precipitación líquida?, ¿Cuales patrones sinópticos podrían ser útiles para anticipar un potencial evento ROS?. Estas son algunas de las preguntas que motivan y se esperan responder en esta tesis, la cual en última instancia, aspira a contribuir al desarrollo del conocimiento y eventualmente de manera indirecta a la planificación territorial, como también al pronóstico y anticipación de peligros naturales.

1.2. Antecedentes teóricos y consecuencias de la lluvia en el manto nival.

Las consecuencias de los eventos ROS se pueden entender bajo el planteamiento físico-matemático de las leyes de conservación de masa y energía, la aplicación general de estos principios para la hidrología de nieves se indica en el anexo A mientras que en esta sección se discuten los posibles efectos de la lluvia en el manto nival.

En primera instancia se destaca el fenómeno como un potencial riesgo de crecidas, ya que uno de los escenarios a esperar es la situación en que la precipitación, induce un derretimiento en el manto de nieve incrementando la escorrentía máxima posible. Otra configuración posible es que la lluvia sobre nieve de lugar a una amortiguación de lo que hubiese sido una respuesta hidrológica intensa, el cuál sería el caso en que la precipitación líquida dentro de los poros de la nieve se congele, disminuyendo así el volumen líquido disponible para crecidas.

Los límites teóricos de uno u otro caso se pueden analizar con el balance de energía entre el agua líquida y la nieve. Para esto se puede considerar un manto de nieve homogéneo de masa m_s y temperatura inicial T_s , inicialmente en equilibrio, el cuál es forzado a cambiar de temperatura luego de la incorporación de una masa m_r de lluvia a temperatura inicial T_r . Considerando el flujo de calor homogéneo, uniforme y sólo constituido por el efecto de la lluvia en la nieve, la ecuación del balance de energía (A.1) toma la siguiente forma:

$$m_s c_s dT_s = dQ_r \quad ; \quad T_s < 0^\circ C \quad (1.1)$$

¹⁰ General Circulation Models

Donde c_s corresponde al calor específico de la nieve o hielo ($2090J/kg/K$) y dT_s es el cambio de temperatura de la nieve luego de una incorporación infinitesimal de calor. El intercambio de calor dQ_r está determinado por la conservación de energía en el agua líquida, cuya ecuación es análoga a la ecuación anterior:

$$m_r c_r dT_r = -dQ_r \quad ; \quad T_r > 0^\circ C \quad (1.2)$$

Con, m_r , c_r y dT_r respectivamente la masa de agua introducida, el calor específico del agua líquida ($4186J/kg/K$) y el cambio de temperatura del agua luego de mezclarse con la nieve. El signo negativo en el lado derecho de la ecuación se explica por el hecho de que si se incorpora calor al manto de nieve, este necesariamente debe ser cedido por el agua líquida o viceversa. Al juntar las ecuaciones e integrar entre las temperaturas iniciales y de equilibrio se llega a la siguiente relación entre las variables:

$$\int_{T_s}^T m_s c_s dT_s = - \int_{T_r}^T m_r c_r dT_r \quad (1.3)$$

$$m_s c_s (T - T_s) = -m_r c_r (T - T_r) \quad (1.4)$$

Luego, notando que $m_s = \rho_w \cdot A \cdot SWE$ y que $m_r = \rho_w \cdot A \cdot PR$, con ρ_w la densidad del agua líquida y A el área de la columna de nieve, se puede manipular la ecuación 1.4 para encontrar una relación entre la precipitación y la temperatura de la lluvia de manera que la columna de nieve alcance su temperatura de fusión ($0^\circ C/273.15K$). Esto es:

$$\rho_w \cdot A \cdot SWE \cdot c_s \cdot (T - T_s) = \rho_w \cdot A \cdot PR \cdot c_r \cdot (T_r - T) \quad (1.5)$$

$$PR = SWE \frac{c_s}{c_r} \left(\frac{273.15K - T_s}{T_r - 273.15K} \right) \quad (1.6)$$

Para conocer el potencial derretimiento falta incorporar el efecto asociado al cambio de fase, ya que cuando comienza la transición desde la fase sólida a la fase líquida, el proceso requiere una energía equivalente al calor latente de fusión. En caso de no suministrarse esa energía, el manto nival comenzaría a enfriarse, por lo que para mantener el proceso de derretimiento a temperatura constante es necesaria una incorporación adicional de lluvia. Esta precipitación está determinada nuevamente por el balance de energía, sólo que esta vez se incluye el efecto de la transición de fase:

$$m_s c_s dT_s = dQ_r + L_f dm_s \quad ; \quad T_s = 0^\circ C \quad (1.7)$$

Donde L_f es el calor latente de fusión ($334J/kg$) y dm_s es la masa de nieve derretida. Con esta ecuación se puede calcular la precipitación necesaria para derretir completamente una columna de nieve a $0^\circ C$. Lo cuál se encuentra integrando la ecuación anterior entre los límites correspondientes:

$$0 = -m_r c_r dT_r + L_f dm_s \quad (1.8)$$

$$\int_{T_r}^{273.15K} m_r c_r dT_r = \int_{m_s}^0 L_f dm_s \quad (1.9)$$

$$m_r c_r (273.15K - T_r) = -L_f m_s \quad (1.10)$$

$$PR = \frac{SWE \cdot L_f}{c_r (T_r - 273.15K)} \quad (1.11)$$

Donde se usó la ecuación 1.2 y que $dT_s = 0$. Por último, la precipitación necesaria para derretir una columna de nieve de SWE y temperatura T_s es la suma de las ecuaciones 1.6 y 1.11, que resulta en lo siguiente:

$$PR = \frac{SWE}{c_r (T_r - 273.15K)} [c_s (273.15K - T_s) + L_f] \quad (1.12)$$

La relación expresada en 1.12 se puede ver gráficamente en la figura 1.3, junto a su sensibilidad ante los parámetros de nieve SWE y T_s . En el panel 1.3a, se indica el caso de una columna de nieve con 100mm de SWE a -5°C , donde la relación indica, por ejemplo, que es necesario una lluvia de 50mm a 5°C para derretir completamente la nieve.

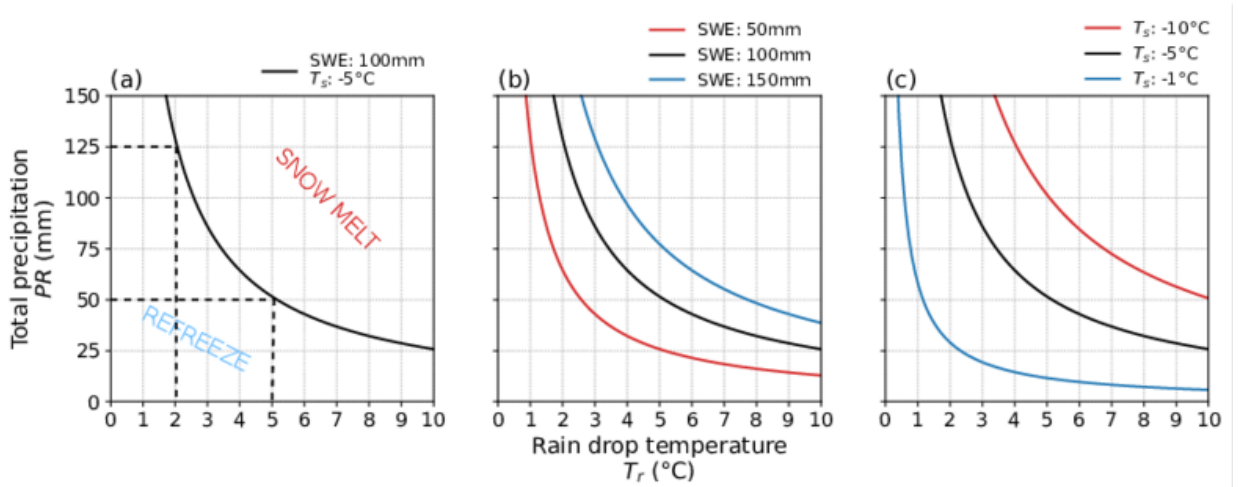


Figura 1.3: **Curvas entre la precipitación y temperatura de la lluvia que definen el potencial de derretimiento del manto nival.** (a): Curva de cambio de fase para una columna de nieve con 100mm de SWE a -5°C . (b): Cambios en la curva de fase para distintos valores de SWE. (c): Cambios en la curva de fase para distintos valores de la temperatura inicial de la nieve.

Aun así, esta relación es no lineal, de manera que para una temperatura de la lluvia menor, por ejemplo 2°C , sería necesario más de 125mm para derretir la nieve. Naturalmente, la relación es sensible al contenido de nieve y a la temperatura, ya que para derretir más masa se requiere más energía, y de igual forma se necesita más energía para derretir una columna de nieve más fría.

Es sabido que la nieve y glaciares no son homogéneos en términos de masa ni temperatura [Cuffey and Paterson (2010)], y la lluvia no necesariamente se mezcla por completo en la columna de nieve, por lo que la formulación se considera bastante ideal. Aun así, tomando en cuenta que el calor latente de fusión es un orden de magnitud menor al calor específico del hielo, la curva aproximadamente implica una separación del espacio PR v/s T_r en dos regiones: (i) la zona superior, en donde la lluvia permite el derretimiento de nieve y (ii) la

zona inferior donde la nieve tiene el potencial de congelar la lluvia, siempre y cuando el escurrimiento del agua sea lo suficientemente lento para mantener el contacto con la nieve.

Finalmente, los valores de la figura indican que es teóricamente factible esperar pérdidas de cobertura nival en las cuencas por estos medios, especialmente en tormentas muy cálidas o de muy alta precipitación. Además, como no necesariamente la lluvia se mezcla completamente con la columna de nieve, también es de esperar que ocurra un derretimiento parcial del manto nival. Finalmente, el congelamiento de la lluvia también es factible, siempre y cuando el agua se mantenga estática y en contacto permanente con la nieve, lo cuál es en si mismo bastante ideal.

Capítulo 2

Hipótesis, objetivos y contenidos

2.1. Hipótesis:

*Dentro de los eventos de precipitación en las **cuencas andinas de Chile Central** se encuentran aquellos donde **llueve sobre la nieve**, de manera que el fenómeno ocurre simultáneamente con **caudales extremos de los ríos cordilleranos**.*

2.2. Objetivos

2.2.1. Objetivo General:

Cuantificar la existencia e influencias que tienen los eventos de lluvia sobre la nieve en las cuencas de Chile Central y determinar los principales elementos hidrometeorológicos asociados a estas situaciones.

2.2.2. Objetivos Específicos:

1. Diagnosticar la **frecuencia de eventos de lluvia sobre nieve** en las cuencas andinas de Chile Central, especificando tendencias y patrones espaciales.
2. Analizar la **contribución del derretimiento de nieves a la escorrentía** en crecidas donde llueve sobre la nieve.
3. Distinguir los principales patrones de escala sinóptica que dan origen a **tormentas donde llueve sobre la nieve**.

2.3. Contenidos del texto

Para cada capítulo se considera una estructura con una breve introducción, una presentación objetiva de los resultados y una discusión final. Específicamente en el capítulo de datos y metodología se especifican las bases de datos a utilizar y su justificación en función de su correspondencia con las observaciones disponibles. En la parte final se comenta en detalle la metodología utilizada para detectar y analizar los eventos ROS según productos grillados u observaciones, junto a su discusión.

Las secciones de resultados se encuentran en el capítulo 4 y 5, donde respectivamente se analizan algunos casos de estudio de tormentas ROS y se realiza una estadística de todos los eventos detectados para el período que las bases de datos permiten. Estos capítulos se separan en una presentación de resultados y en una discusión final donde se reflexiona sobre los límites y aprendizajes que se derivan de estos. Por último, en el capítulo 6 se presenta la síntesis, conclusiones y los principales aprendizajes u observaciones que se destacan de la investigación realizada en este trabajo.

Finalmente, todas las figuras del texto junto a las herramientas computacionales desarrolladas para generarlas se pueden encontrar en el repositorio web https://github.com/lucasglasner/MSc_Thesis.

Capítulo 3

Datos y metodología

3.1. Zona de Estudio

Chile Central se puede entender como la región ubicada en la pendiente oeste de la cordillera de los Andes aproximadamente entre los paralelos 32°S y 37°S. Debido a la importancia de la cordillera en la dinámica atmosférica de la región se decide descomponer los análisis en tres dominios cuya extensión geográfica se indica en la figura 3.1a. Estos dominios se componen de: (i) una zona de montaña (d1) para analizar en detalle las consecuencias e impactos hidrológicos de los eventos ROS, (ii) un dominio continental (d2) para analizar la extensión y consecuencias del fenómeno sobre el continente y (iii) un dominio sinóptico (d3) cuyo objetivo es reconocer los principales patrones meteorológicos.

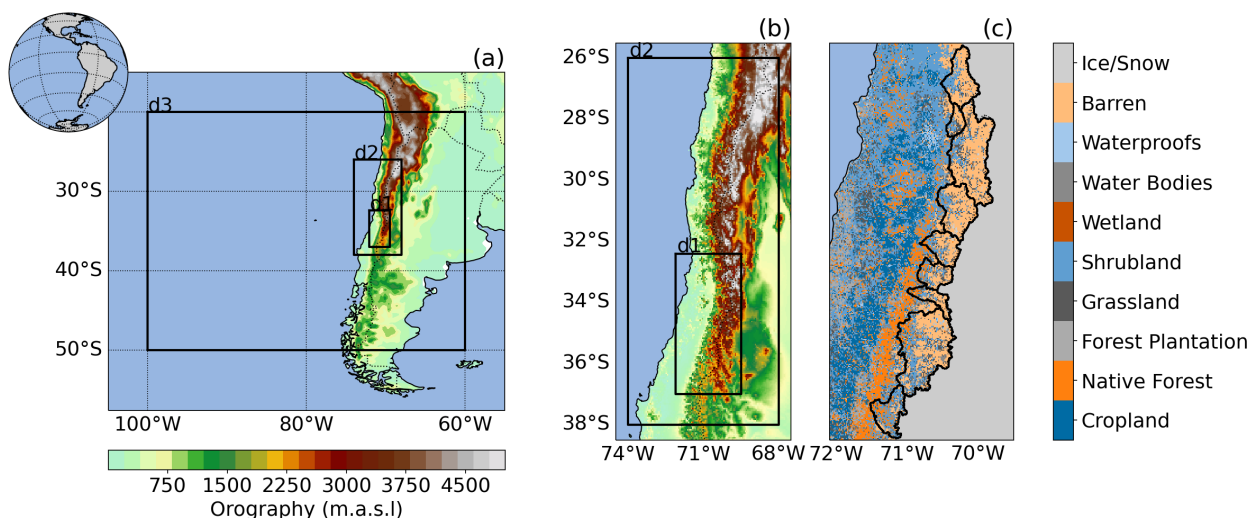


Figura 3.1: **Delimitación geográfica de los dominios de análisis y variables estáticas.** (a): Orografía andina y extensión espacial de los dominios de montaña, continental y sinóptico (d1, d2 y d3 respectivamente). (b): Elevaciones del terreno en el dominio continental y de montaña. (c) Coberturas de suelo y principales cuencas en el dominio de montaña. Datos del producto de topobatemetría GEBCO^a, y cobertura vegetal de Zhao et al. (2016).

^a Sitio web: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/

Con respecto a la zona continental, ésta se caracteriza por los fuertes gradientes orográficos (ver figura 3.1b), donde la altura promedio de la cordillera bordea los 3000m y se ubica a

una distancia del orden de 200km del Océano Pacífico, pasando por una breve depresión intermedia de baja elevación (500m) y una cordillera costera que no supera los 2000m. Por otra parte, la región montañosa de CC esquematizada por el dominio 1 de la figura 3.1c, tiene una elevación media de 2500m con un notorio gradiente latitudinal, de manera que las cuencas ubicadas en la zona septentrional tienen elevaciones medias en torno a 3000m, mientras que, las meridionales no superan los 2500m (ver tabla 3.1). Esta condición orográfica se refleja en la cobertura de suelo, observándose para las cuencas más altas una prevalencia del terreno baldío con la esporádica ocurrencia de glaciares, matorrales y pastizal. En contra parte, las cuencas más bajas están constituidas por la mezcla de bosque nativo, matorrales, pastizales y también suelo desnudo pero concentrado sólo en las zonas de mayor elevación.

Tabla 3.1: **Características generales de las cuencas andinas de Chile Central.** La tabla presenta la latitud del punto de salida de la cuenca, el porcentaje de terreno baldío y vegetación (bosque más matorral), el área, la altura y pendiente medias.

	Latitud(°S)	Baldío(%)	Vegetación(%)	Área(km ²)	Altura(m)	Pendiente(%)
Aconcagua	32.85	66.15	22.46	2113.42	3177.58	27.99
Mapocho	33.37	51.79	21.85	637.96	2779.01	25.21
Maipo	33.60	69.47	11.77	4839.05	3181.02	27.60
Cachapoal	34.25	65.86	18.54	2461.61	2639.85	27.27
Tinguiririca	34.72	57.74	24.85	1438.28	2549.83	27.05
Teno	35.00	46.64	33.84	1205.26	2090.30	26.64
Colorado	35.28	57.04	26.38	877.89	2288.17	19.60
Maule	35.71	50.13	29.76	5468.96	2046.96	22.63
Ñuble	36.59	17.84	66.70	1645.59	1601.13	24.31

Estas condiciones geográficas condicionan también la climatología, aunque en ésta última las propiedades de la atmósfera y los patrones de circulación juegan un papel central. La figura 3.2a, 3.2b y 3.2c muestran respectivamente los promedios anuales de precipitación acumulada, temperatura y equivalente de agua en nieve para la zona continental (dominio 2). En estos mapas se puede observar que en la zona montañosa de CC (dominio 1) las precipitaciones presentan un gradiente orográfico y latitudinal, con las máximas principalmente en las montañas del sur, con montos superiores a los 1000mm, mientras que en la zona norte las precipitaciones medias son menores a los 500mm y progresivamente aminorando hacia el ecuador. Con respecto a la temperatura media, la orografía es un factor dominante. En las zonas de mayor elevación se alcanzan promedios menores a 5°C y en la zona del valle las temperaturas medias fluctúan entre 10°C y 20°C. Estas condiciones de temperatura y precipitación favorecen ambientes nivales en cordillera, lo que se ve reflejado en las zonas altas de la figura 3.2c, donde no es raro observar acumulaciones máximas de SWE del orden 10m.

Estacionalmente el clima se manifiesta, como indica la figura 3.2d y 3.2e, con una temporada fría y lluviosa durante los meses de invierno y cálida y seca para los meses de verano. Esta afirmación es válida tanto para el valle como la cordillera, donde ésta última acumula montos significativos de nieve durante el invierno capaces de cubrir hasta el 80% del área de las cuencas (sujeto a la variabilidad anual), lo cual con posterioridad, en la temporada de primavera, sobrevendrá a un régimen de deshielo capaz de disminuir casi a la totalidad la cobertura de nieves.

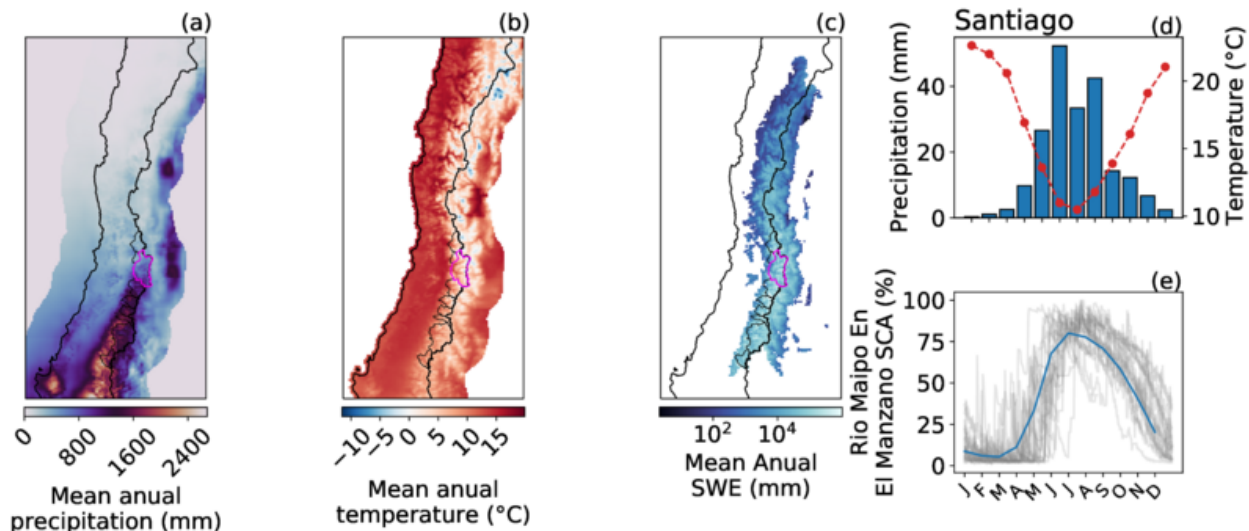


Figura 3.2: **Características generales del clima del valle y montaña en Chile Central.** Figuras (a), (b) y (c) muestran respectivamente los promedios anuales de precipitación (CR2MET), temperatura (CR2MET) y equivalente de agua en nieve (Cortés and Margulis (2017)) para zonas donde anualmente se exceden los 20mm. Panel (d) muestra el climograma calculado con los datos de la estación DGF (2004-presente) en Santiago y el panel (e) muestra la cobertura nival promedio de la cuenca del Río Maipo En El Manzano (en contorno fucsia en los mapas) observada por el satélite MODIS.

Las condiciones geográficas de CC dan lugar a una zona de transición en el régimen hidrológico de las cuencas de montaña. Apreciándose de norte a sur que las cuencas de los ríos Aconcagua, hasta el Ñuble, sufren un cambio significativo en la estacionalidad del caudal de sus ríos. La figura 3.3 muestra estos cambios en las cuencas, a saber, las más septentrionales se destacan por un régimen nivo/glaciar, donde los máximos caudales se concentran en la temporada de primavera y verano, mientras que hacia el sur la estacionalidad va cambiando a un régimen mixto, siendo la precipitación líquida cada vez más relevante, lo que se ve reflejado en el incremento de los caudales medios de invierno.

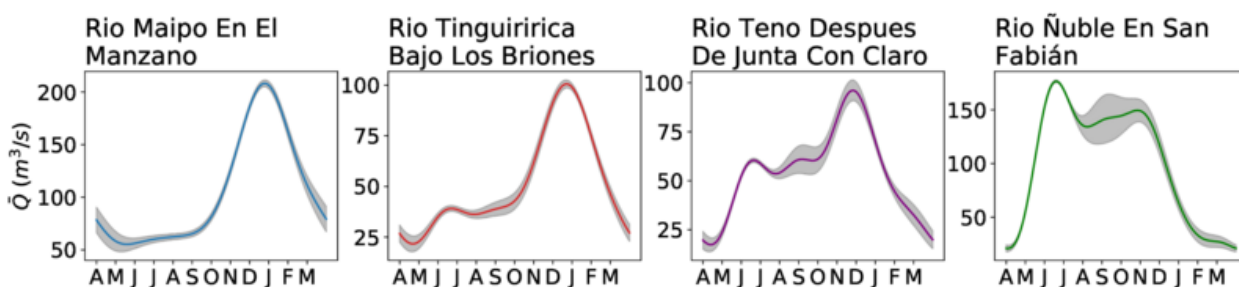


Figura 3.3: **Regímenes hidrológicos de algunas de las principales cuencas de montaña en Chile Central.** La figura indica el promedio de cada día del año (suavizado) junto con su intervalo de confianza (95 %). Eje horizontal comenzando desde abril según la convención del año hidrológico.

Para efectos de los eventos de crecida, los cuales se encuentran en la escala de tiempo de horas/días, se espera que ocurran en todas las cuencas escogidas, pero en particular para las crecidas asociadas a la lluvia sobre nieve, se espera que el fenómeno sea relevante al sur del dominio, donde a partir de la climatología de caudales se infiere que, durante el año,

existe tanto la precipitación nival como la pluvial. Con respecto al dominio 1, éste queda limitado por el norte en la cuenca del Río Aconcagua, ya que a posteriori se determinó que hacia el norte, los eventos ROS ocurren con frecuencias menores a 1 evento por año¹¹. Por otro lado, hacia el sur del dominio todavía existe frecuentemente el dualismo de precipitación sólida/líquida en las cuencas, especialmente en los volcanes y la Patagonia en general, pero se acotó el análisis hasta la cuenca del Río Ñuble principalmente por la limitación que ejercen las fuentes de información como se verá en la siguiente sección.

3.2. Fuentes de datos y características.

Para detectar eventos ROS se necesitan mediciones pluviométricas, térmicas y de nieves, para esto existe una extensa colección de bases de datos atmosféricos e hidrológicos de uso público que resultan útiles para cumplir los objetivos de este trabajo. Entre ellos, se encuentran productos de reanálisis, información satelital pre-procesada o cruda, radiosondeos, estaciones meteorológicas, estaciones fluviométricas y por último modelos numéricos.

El uso de una u otra herramienta depende de los objetivos, hipótesis a responder, métodos tecnológicos a evaluar/explorar y robustez de los resultados. En el caso de este trabajo, el cual busca la evaluación general de un fenómeno poco explorado, las herramientas de análisis se descomponen principalmente en dos tipos de fuentes de datos: (i) observaciones de campo e imágenes satelitales y (ii) productos grillados y reanálisis atmosféricos. Los primeros permitirán en alguna cuenca piloto cuantificar la frecuencia y consecuencias de los eventos ROS de la manera más fidedigna posible mientras que los segundos, previa a la validación con las observaciones, permitirán extender geográficamente el análisis a múltiples zonas y cuencas.

3.2.1. Observaciones in situ e información satelital

Con respecto a las estaciones de terreno, se utilizaron datos de precipitación de la Dirección General de Aguas (DGA) y Dirección Meteorológica de Chile (DMC) principalmente. Esta información se descarga del sitio Web <https://explorador.cr2.cl/> para registros diarios (generalmente más de 30 años de registro) y del sitio web <https://vismet.cr2.cl/> para las mediciones horarias (registros en torno a los últimos 15 años). De estas fuentes de datos se recogen los registros de precipitación diaria y horaria para las estaciones ubicadas en la salida de las cuencas de la figura 3.1c.

Adicionalmente para la cuenca del Río Maipo en El Manzano (cuenca piloto usada para detectar ROS en este estudio) se tienen registros detallados en el valle de Santiago, en la estación meteorológica del Laboratorio de Meteorología del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile¹². Esta estación contiene registros cada 15 minutos de precipitación, temperatura, vientos, radiación, presión entre otras variables desde el año 2004 hasta el presente.

El criterio térmico para encontrar eventos de ROS consiste en determinar el área pluvial

¹¹ Para más detalle ver capítulo 5 y figura 5.4

¹² Sitio web: <https://ingenieria.uchile.cl/investigacion/laboratorios/departamento-de-geofisica/laboratorio-de-meteorologia-lm-dgf>

de las cuencas y las zonas donde ocurre precipitación líquida. Para esto se utiliza la elevación de la isoterma 0°C en la costa de Chile. El perfil vertical de temperatura de la atmósfera se puede obtener mediante el radio-sondeo de Santo Domingo, administrado por la DMC. Estos se obtuvieron desde el año 1999 con una resolución temporal de 12h y se validan contra la base de datos AMDAR¹³, los cuales determinan el H_0 de Santiago utilizando los sensores a bordo de aviones comerciales [Muñoz et al. (2022)].

Para la información nival disponible se encuentra las series de tiempo del Observatorio Andino IANIGLA-CR2. Este servicio ofrece las series de tiempo diarias de cobertura nival (*SCA*) y límite inferior de la nieve para distintas cuencas cordilleranas de los Andes orientales y occidentales. Estas series de tiempo están basadas en información satelital conjunta de los sensores MODIS AQUA y TERRA de 500m de resolución horizontal siguiendo la metodología descrita por Cara Ramírez (2018). Adicionalmente, a modo comparativo se utilizan los datos del SL entregado por el Departamento de Geofísica, producto que utiliza las mismas imágenes MODIS pero con una metodología diferente para obtener el SL. Por último, como la detección de eventos ROS depende estrictamente de una correcta descripción del *SCA* y SL, se utilizaron los productos crudos de *fractional snow cover area* (fSCA) de los sensores MODIS TERRA y AQUA pero sólo para la cuenca del Río Maipo En El Manzano.

Finalmente, para el estudio de los caudales y las propiedades de las cuencas este trabajo se basa en la base de datos CAMELS [Alvarez-Garretton et al. (2018)]. De esta fuente se obtienen los datos de los caudales diarios junto con propiedades de las cuencas como: el polígono (shapefile), coordenadas del punto de salida, grado de intervención (presencia de represas), etc. Para estudiar las crecidas y los caudales máximos diarios se descargaron directamente de la DGA las series de tiempo completas de caudales instantáneos (frecuencia horaria).

3.2.2. Productos grillados y de reanálisis

La tabla 3.2 indica la resolución, extensión temporal y variable objetivo de algunos de los reanálisis disponibles para extender el estudio a CC. Dentro de ellos se encuentra el producto CR2MET [Boisier et al. (2018)] el cual consiste en un escalamiento (*downscaling*) estadístico del reanálisis ERA-Interim para todo Chile, rebajando la resolución horizontal de 0.75° a 0.05° . Para la precipitación el *downscaling* se realiza mediante un modelo de regresión lineal múltiple utilizando la información pluviométrica de terreno y otros elementos del reanálisis como la advección de humedad y su perpendicularidad respecto al terreno ($q\vec{v}\cdot\nabla Z$) para representar el efecto orográfico en la lluvia. Para la temperatura el *downscaling* se realiza también incorporando la información de terreno, pero en este caso se agrega al modelo estadístico información satelital de temperatura en superficie mediante el producto MODIS LST.

Otros datos de interés para esta investigación son directamente los productos derivados del sistema de pronóstico del tiempo europeo (ECMWF) como son los reanálisis ERA. Dentro de estos se encuentra actualmente el reanálisis ERA5, en donde se puede obtener datos de la elevación de la isoterma 0°C (como sustituto a la temperatura en superficie de CR2MET) a nivel horario pero sacrificando resolución horizontal (0.25°).

Adicionalmente, es de especial interés el producto ERA5-Land, el cuál corresponde a una

¹³ *Aircraft Meteorological Data Relay*

simulación adicional del modelo que se utiliza en ERA5 pero sólo ocupando el módulo de hidrología a una resolución de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ forzada con el mismo reanálisis atmosférico. Esta fuente de información tiene la ventaja de traer datos grillados de escorrentía, SWE, precipitación líquida, contenido de humedad en suelos, entre otros, lo que permitiría analizar la frecuencia e impactos de los eventos ROS para todo Chile con una única fuente de información. La principal desventaja de este producto, es que su resolución horizontal todavía puede ser muy elevada para el tamaño de las cuencas de CC, y además no ha sido validado como un producto confiable para estimar el SWE y la cobertura nival diaria de los Andes occidentales.

Tabla 3.2: **Características generales de los productos grillados factibles para detectar eventos ROS en Chile Central.**

Nombre	Resolución Horizontal	Resolución Temporal	Extensión Temporal	Variable(s) Objetivo
CR2MET	$0.05^\circ \times 0.05^\circ$	Diaria	1979-2020	·Precipitación ·Temperatura
ERA5	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	Horaria	1979-2022	·Elevación de Isoterma 0°C
ERA5-Land	$0.1^\circ \times 0.1^\circ$	Horaria	1979-2022	·Precipitación Líquida ·Equivalente de agua en nieve ·Caudal
Cortes & Margulis SWE Reanalysis	$0.01^\circ \times 0.01^\circ$	Diaria	1984-2015	·Equivalente de agua en nieve

Otra fuente de información sobre el contenido de nieve es el reanálisis de Cortés and Margulis (2017), producto que contiene información de SWE para el período 1984-2015, en una resolución horizontal de $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ y resolución temporal diaria. Este reanálisis consiste en la aplicación de un modelo de acumulación de nieves bajo un enfoque Bayesiano, el cual realiza una asimilación de datos de cobertura nival para toda la generación de satélites Landsat [Margulis et al. (2015)]. La metodología del modelo fue inicialmente desarrollada y validada para la Sierra Nevada en California por Margulis et al. (2016), para luego ser aplicada también en los Andes por Cortés and Margulis (2017).

Por último existen los productos grillados estáticos, como son los modelos digitales de elevación (DEM) o la cobertura de suelo. Para el caso de la orografía se utilizó principalmente el producto de topo-batimetría GEBCO, el cuál entrega la topografía del mundo a una resolución horizontal de 15 arcos de segundo (450 metros). Sólo para la cuenca del Río Maipo en El Manzano se utilizó directamente los productos DEM-SRTM de resolución horizontal de 30m. Por último para la información de cobertura de suelo se utilizó la base de datos de Zhao et al. (2016), de 30m de resolución horizontal, la cuál entrega 10 distintas clases de suelo donde se diferencian tipos de vegetación como bosques nativos, plantaciones, matorrales, entre otras clases.

3.3. Comparación de fuentes de datos: aplicación a la cuenca del Río Maipo En El Manzano.

A continuación en la siguiente sección se evalúa el desempeño de las diversas fuentes de datos para representar correctamente la variabilidad diaria en la precipitación, la altura de la isoterma 0°C, el límite inferior de la nieve y la cobertura nival de la cuenca del Río Maipo en el Manzano. Se escoge esta cuenca, y en ese punto en particular, por el hecho de que esta cuenca es la principal responsable de abastecer de agua potable a la capital del país, y además que por similares motivos, las fuentes de información históricas son extensas y variadas.

3.3.1. Morfología y características de la cuenca

La cuenca del Río Maipo en El Manzano es una cuenca de alta montaña ubicada a 33.6°S la cuál tiene una elevación media entorno a los 3000m. La mayor concentración del área se encuentra entre los 2500m-3800m, tal como indica la figura 3.4.

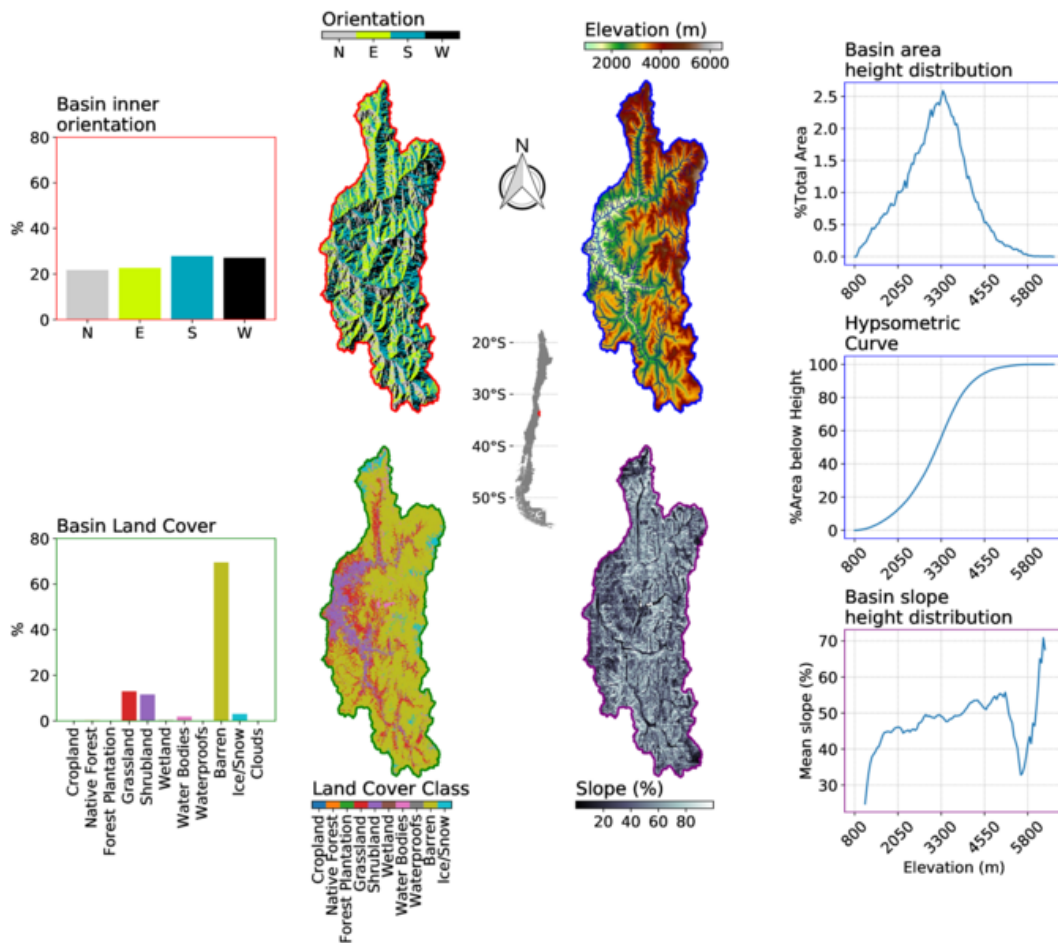


Figura 3.4: Características morfológicas y parámetros estáticos de la cuenca. Al lado izquierdo se tiene la abundancia de píxeles asociado a sus orientaciones geográficas (borde rojo) y los principales usos de suelo (borde verde). Al lado derecho se indica la distribución del área de la cuenca a lo largo de distintas elevaciones (borde azul) y la distribución de pendientes medias con la altura (borde morado).

En estas elevaciones es normal encontrar pendientes medias entre 40 % y 60 %, y ya por sobre los 4500m se encuentran grandes montañas como son el Cerro El Plomo (5424m), el Volcán Tupungato (6570m) o el Volcán San José (5856m), en cuyos sectores suelen encontrarse masas glaciares que explican, junto a las nieves, casi la totalidad de los caudales de verano [Ayala et al. (2020)]. Como se ha comentado en secciones anteriores el FL para días con precipitación tiene un promedio de 2200m por lo que la mayoría del área de la cuenca está en un proceso de acumulación de nieve durante las tormentas de invierno a excepción de tormentas muy cálidas. Se destaca que en la mayoría de la cuenca domina el terreno baldío a excepción de las quebradas y depresiones cercanas a la salida donde se pueden observar principalmente matorrales del tipo bosque esclerófilo.

3.3.2. Precipitaciones

Para el estudio de las precipitaciones se realiza una comparación entre los datos de estaciones de terreno, contra los datos del producto CR2MET. Esta comparación se realiza entre el píxel más cercano a la estación, y se estudia el comportamiento a nivel diario, estacional y anual para una estación en el valle (Quinta Normal, altitud 527m) y en la zona cordillerana (San José de Maipo, altitud 943m).

La figura 3.5 muestra esta comparación que permite observar a nivel diario una correlación R^2 de 0.79 y 0.77, y un sesgo de 1.2 % y 20.6 % para las estaciones de valle y montaña respectivamente. Con respecto a la variabilidad estacional se advierte, para todos los meses, una mayor precipitación en la estación de montaña con un exceso promedio de 16.9mm, por otro lado, para la estación de valle los sesgos son menores e incluso se observa una sub-estimación en el mes de Junio, el cual a su vez es el más lluvioso de las estaciones.

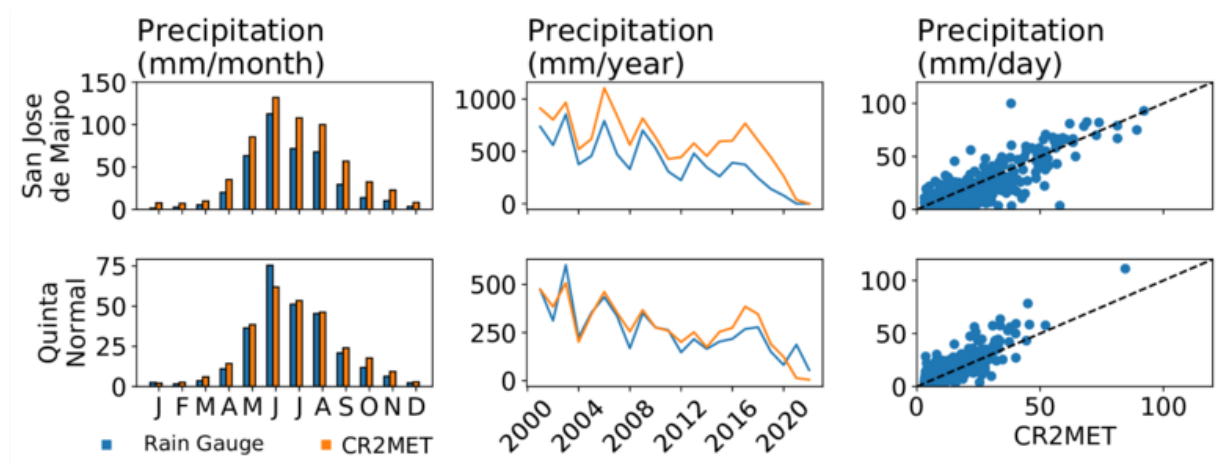


Figura 3.5: **Análisis de precipitaciones mensuales, anuales y diarias del producto CR2MET respecto a estaciones pluviométricas de terreno.** Fila superior corresponde al análisis para una estación de montaña (San José de Maipo: 943m, 70.35°W,33.64°S) y la fila inferior para una estación en el valle (Quinta Normal: 527m, 70.68°W, 33.44°S)

Con respecto a la variabilidad anual se observa una sincronía con las observaciones entre los años secos y lluviosos y se mantiene el sesgo en la estación de montaña observándose que estos se intensifican en el período de mega-sequía Boisier et al. (2018) de los últimos 10 años.

3.3.3. Elevación de la isoterma 0°C, nivel de congelamiento y gradientes de temperatura.

Para la cuenca del Río Maipo las observaciones de Santo Domingo representan la referencia para el cálculo de la elevación de la isoterma 0°C, el FL y el área pluvial en días de lluvia. Estas observaciones costeras se validan para el continente comparando con los datos AMDAR, luego para comparar con la temperatura superficial de los reanálisis, para cada día se realiza una regresión lineal contra la elevación, de manera que con el modelo $T(z) = \gamma z + T_0$ se determina H_0 como $T(H_0) = 0^\circ C$. Sólo se consideran los días en donde el R^2 de la regresión es superior o igual a 0.8.

A modo general, para los días de lluvia del período 2000-2022, la H_0 de Santo Domingo indica un promedio de $\bar{H}_0 = 2738m$ y una desviación estándar de $\sigma = 653m$. Comparativamente la figura 3.6 muestra los gráficos de dispersión entre la H_0 de Santo Domingo y distintas fuentes de información. En primer lugar respecto a la comparación con los datos AMDAR, éstos indican una correlación del $R^2 = 0.87$ y en promedio un sesgo cálido del 6 %.

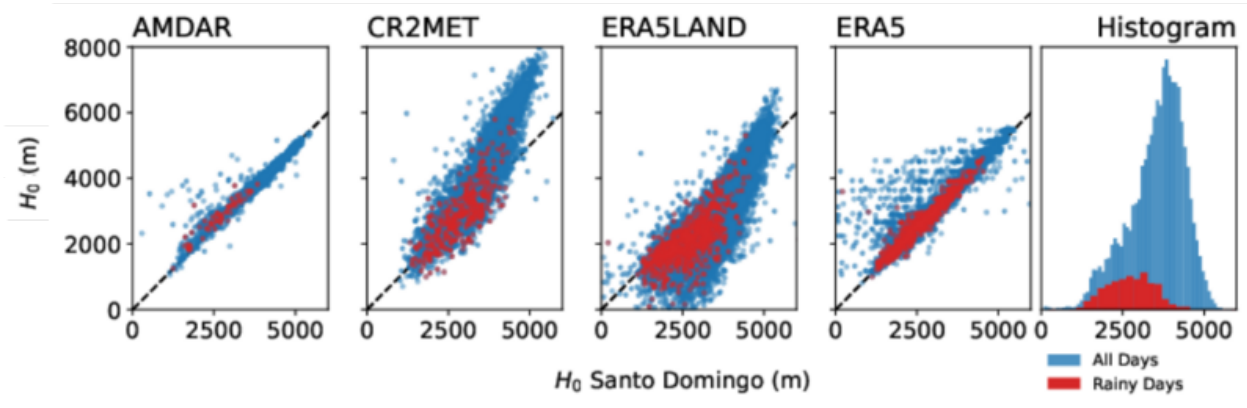


Figura 3.6: Gráficos de dispersión entre la H_0 del radiosonda de Santo Domingo y distintas fuentes de información para el Río Maipo En El Manzano. En rojo se destacan el valor de H_0 para días de precipitación y el último panel indica la distribución de frecuencias del H_0 según el radiosonda.

Respecto a los reanálisis en días de precipitación, se determina un R^2 de 0.71 para CR2MET, y se observa que el producto contiene una mayor media ($\bar{H}_0 = 3070m$) y variabilidad ($\sigma = 923m$), además en promedio se observa un sesgo cálido en la descripción de H_0 para la cuenca del 9.1 %, especialmente para valores de $H_0 > 3000m$. Para ERA5Land la correlación es menor que con CR2MET ($R^2 = 0.62$) y con un notorio sesgo frío del 20.7 % resultando en un promedio de $\bar{H}_0 = 2219m$. Finalmente para la H_0 obtenida del perfil vertical de temperatura de ERA5, la cuál es un campo 2D obtenido directamente del servicio web, se observa un promedio de $\bar{H}_0 = 2729m$, una correlación de $R^2 = 0.88$ y un sesgo frío del 3 %.

Como la H_0 del perfil vertical de la atmósfera modelada por ERA5 tiene la menor diferencia en los promedios, menor sesgos y mayor correlación con las observaciones (detalle en A.2) se estudia la variabilidad latitudinal y longitudinal que entrega este producto para la costa de Chile Central y para la latitud de Santo Domingo respectivamente. Este análisis se ve esquematizando en la figura 3.7 donde los datos indican que para los días de lluvia la H_0 promedio está en 764m por debajo que el promedio de un día cualquiera, y como indica

el panel 3.7a con una significativa variabilidad latitudinal. La desviación estándar tiende a aumentar con la latitud ($35m/^{\circ}lat$) y se determina que H_0 y la elevación de los Andes tienen en promedio gradientes latitudinales de $113m/^{\circ}lat$ y $240m/^{\circ}lat$ respectivamente, de manera que hacia las cuencas del sur se observa la menor elevación, menores valores de H_0 y mayor dispersión entre tormentas.

Finalmente en el panel 3.7b se observa que la H_0 en la costa es similar al valor continental, a excepción de la zona próxima a la cordillera donde se observa una disminución en promedio de $486m$. Además se observa un incremento promedio de $153m$ justo en la interfaz océano-continente el cuál no permanece hacia la zona continental si no que progresivamente disminuye hacia la cordillera.

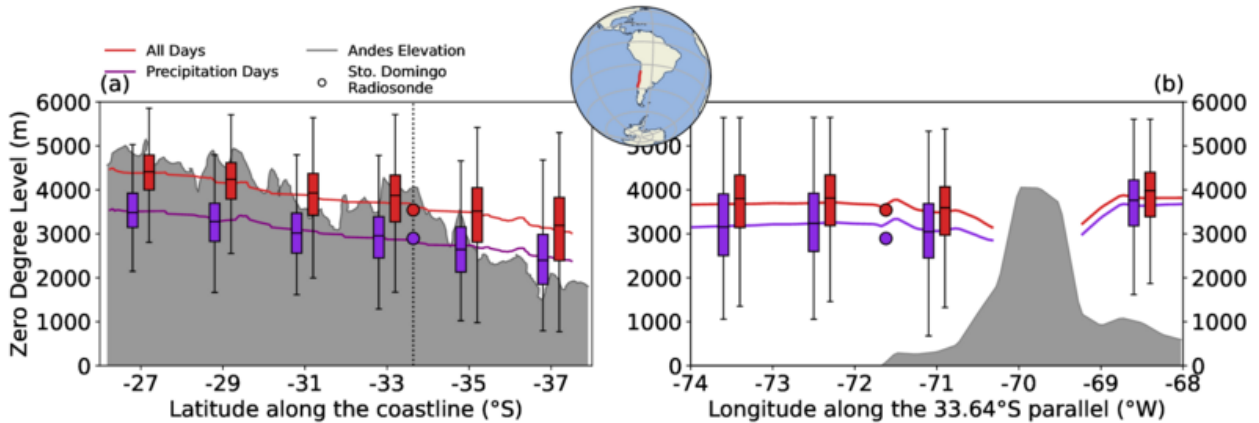


Figura 3.7: **Distribución espacial de la altura de la isoterma $0^{\circ}C$ en Chile Central.**(a): Distribución latitudinal de H_0 en la costa. (b): Distribución longitudinal de H_0 en la latitud de Santo Domingo. Colores rojos indican la distribución para todos los días y colores morados sólo los días con precipitación. Puntos redondos indican los promedios del valor entregado por el radiosonda de Santo Domingo.

3.3.4. Cobertura nival, distribución vertical de la nieve y proxies del límite inferior.

La sección anterior indica que el FL no presenta cambios significativos en escalas menores a 1° de latitud/longitud por lo que se justifica, para el cálculo de áreas, que ese nivel coincida con una cota sobre el terreno. Para el caso de la nieve, tal como el área pluvial tiene su relación con el FL , el SCA tiene su correlativo en el SL . Esta última variable al ser una propiedad del manto de nieves y no de la atmósfera, se desconoce su variabilidad y eventual coincidencia con una cota del terreno.

Para esto se estudia la variabilidad del área nival con respecto a las bandas de elevación de la cuenca. La figura 3.8 muestra la distribución del área de la cuenca con nieve, a lo largo de bandas de elevación de $50m$. La figura está hecha para un día despejado (9 de Octubre de 2005) con la cuenca cubierta de nieve hasta el 80.9% de su área total y la distribución se expresa como la fracción del área de la banda cubierta por nieve, la cuál se puede entender a su vez como la probabilidad de encontrar nieve en esa banda de elevación. Se agrega la altura H_x como la altura donde se tiene un $x\%$ de probabilidad de encontrarse con nieve (percentil), la cuál servirá luego como definición tentativa de SL .

El producto fSCA MODIS contiene para cada píxel la fracción del área del píxel cubierta por nieve (fSCA), de manera que en la figura 3.8 se observan tres umbrales de fSCA distintos utilizados para definir si el píxel tiene o no nieve. La gráfica indica que las diferencias entre el tipo de sensor MODIS (Terra/Aqua) no es significativa para estudiar la variabilidad de la nieve en altura, y que independiente del sensor la diferencia del umbral de corte puede generar diferencias en el SL del orden de 250m (curvas 70 % v/s 10 %).

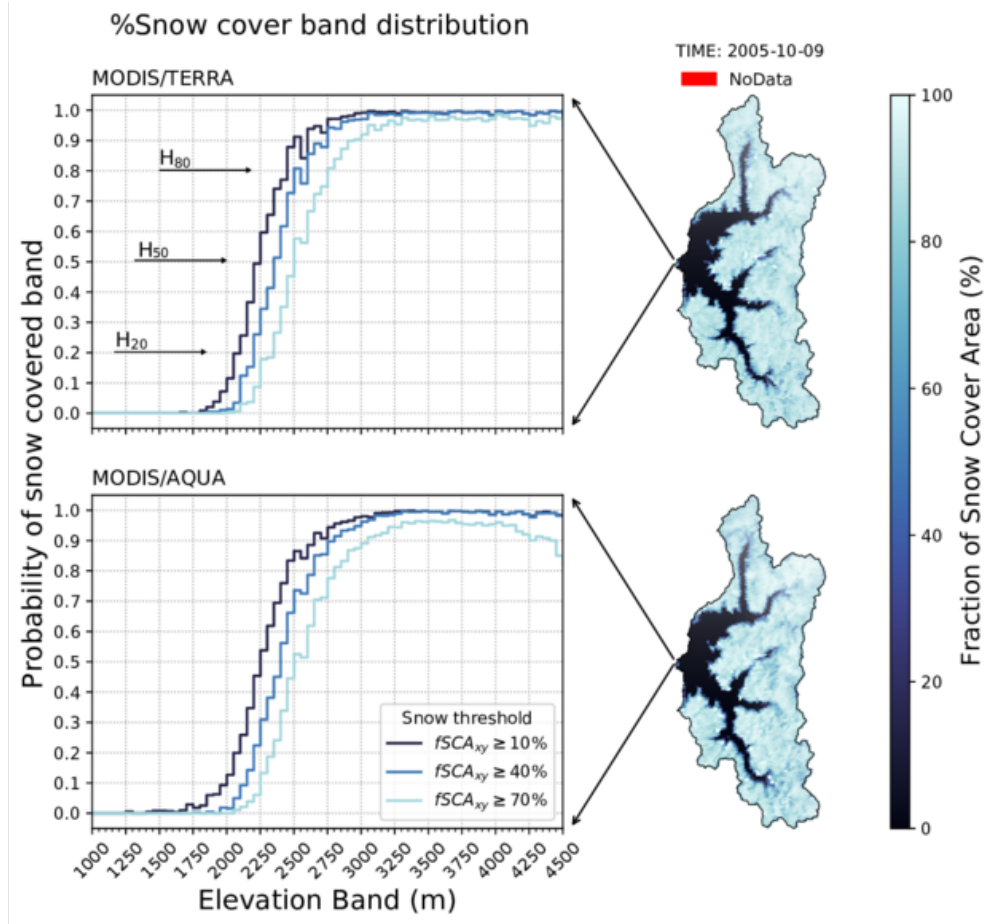


Figura 3.8: **Distribución vertical de la cobertura nival en la cuenca para el 2005-10-09.** La figura superior indica la distribución de nieve mediante el sensor MODIS/TERRA y la figura inferior para el sensor MODIS/AQUA. Cada figura muestra la sensibilidad de las curvas al fijar un umbral de fSCA como límite entre píxel con o sin nieve.

Si se considera un umbral de fSCA del 30%, la diferencia entre los percentiles H_{80} y H_{20} resulta de 319m, siendo este rango ΔH una referencia de la variabilidad que se puede encontrar en el SL de un día cualquiera. La figura 3.9 muestra la distribución altitudinal de la nieve para tres días despejados de distintas estaciones y años. Entre ellos se encuentra un día de invierno (curva anaranjada), uno de principios de primavera (curva verde) y uno fines de primavera (curva morada), los cuales respectivamente tienen valores de ΔH de 442m, 560m y 634m y valores de H_{50} de 1537m, 2250m y 2903m. Adicionalmente la figura indica los valores del SL entregados por el producto del DGF (círculos), el IANIGLA-CR2 (cuadrado) y el método de la curva hipsométrica utilizando el SCA (rombo). En la figura se observa que para las tres curvas los métodos diagnostican valores de SL mayores al H_{50} y tienden

a converger para la curva de menor SCA . Para las curvas de mayor SCA (verde y naranja respectivamente) se observa que los métodos se ordenan de mayor a menor siendo el más elevado el entregado por el IANIGLA-CR2 (2816m y 2393m), seguido por el método de la curva hipsométrica (2704m y 1928m) y el DGF (2448m y 1607m).

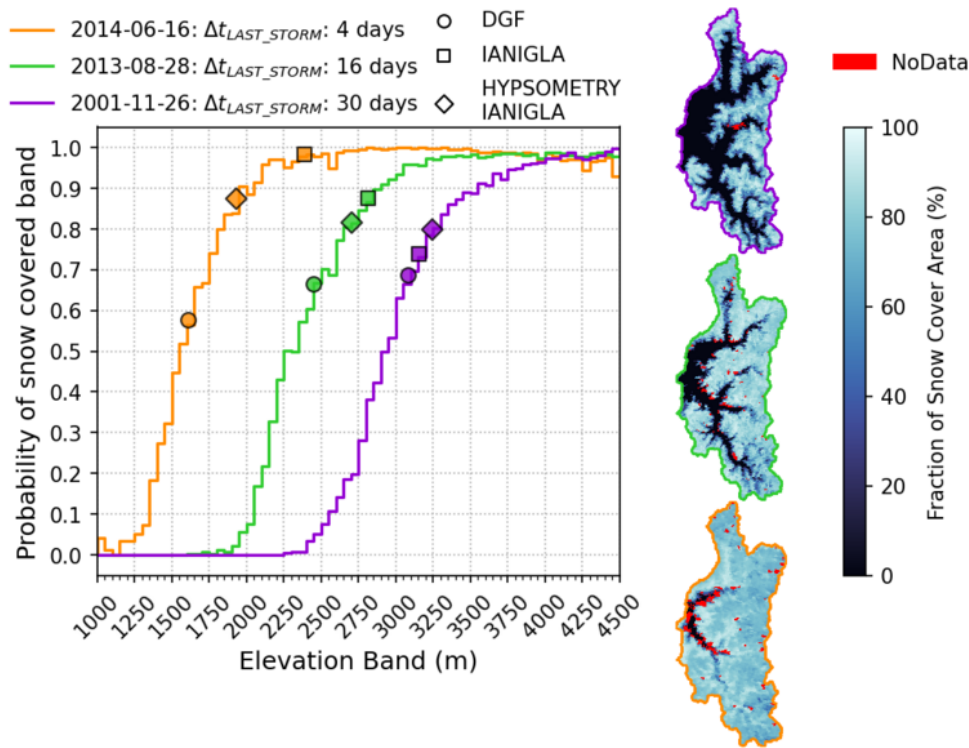


Figura 3.9: **Distribución vertical de la cobertura nival en la cuenca para distintas condiciones de nieve.** La curva morada muestra la distribución asociada a un día en donde la última nevada fue hace 30 días, la curva verde cuando la última nevada fue hace 16 días y la curva anaranjada cuando la última nevada fue hace 4 días. A la derecha se muestran las las imágenes del sensor MODIS/TERRA que generan cada curva.

Las figuras A.4 y A.3 del anexo muestran el detalle de este comportamiento cuando se consideran todos los días despejados disponibles ($\%Nubes \leq 5\%$) en donde en promedio el producto del IANIGLA-CR2 entrega el menor SL , seguido por el método de la curva hipsométrica y el DGF . Considerando los sesgos de cada método, se observa que el IANIGLA-CR2 sobrestima el H_{50} para SL pequeños (alto SCA) y lo subestima para SL altos (bajo SCA), mientras que el DGF y el método de la curva hipsométrica subestiman el H_{50} con sesgos constantes del 6.8% y 6.2% respectivamente. Adicionalmente se observa que en promedio el SL aumenta a una tasa de 9.61m/día (contando desde la última lluvia), y la variabilidad ΔH de la distribución crece en promedio a una tasa de 1.73 metros por metro de SL perdido.

Sobre la cobertura nival representada por los productos de reanálisis se encuentra la figura 3.10, la cual contiene el análisis entre el SCA del IANIGLA-CR2, el por ERA5-Land (colores verdes) y Cortés and Margulis (2017) (colores rojos), donde para estos últimos se considera un píxel con nieve como aquel que tiene un SWE mayor o igual a 100mm. Sobre ERA5-Land se observa un coeficiente de correlación R^2 de 0.81 y para las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera, se observan excesos de nieve del 47.9%, 26.9%, 20.2% y 34.7%

respectivamente. Por otro lado, el dataset de Cortés and Margulis (2017) tiene un R^2 de 0.8, mientras que se observa un exceso de nieve en verano del 36 %, y sesgos negativos del 53 %, 13 % y 0.6 % respectivamente para las estaciones de otoño, invierno y primavera.

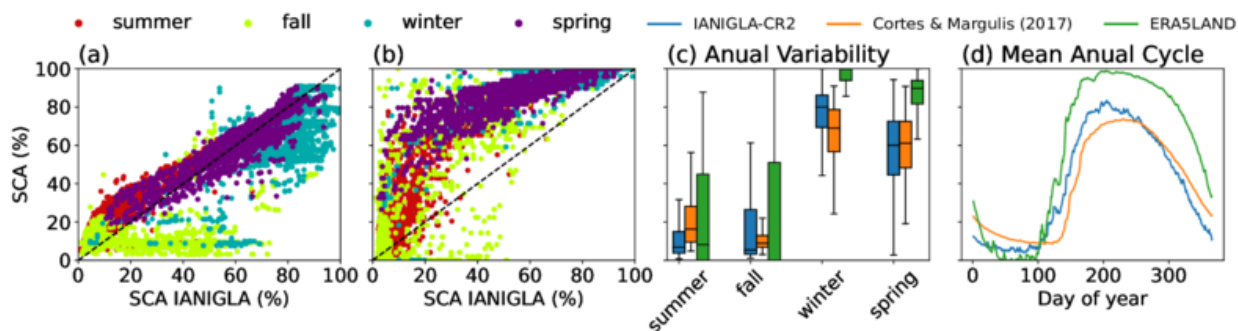


Figura 3.10: **Análisis comparativo entre la cobertura nival (SCA) estimada por el observatorio andino IANIGLA-CR2 y lo entregado por los reanálisis (Cortés and Margulis (2017) en anaranjado y ERA5-Land en verdes)** (a): Dispersión entre el SCA de Cortés and Margulis (2017) y el observatorio andino IANIGLA-CR2. (b): Dispersión entre el SCA de ERA5-Land y el observatorio andino IANIGLA-CR2. (c): Variabilidad diaria agrupada por estación del año. (d): ciclos medios anuales. Umbral de corte para píxel con o sin nieve igual a 100mm de SWE.

Finalmente, para los datos que no corresponden a mediciones directas del terreno y aún así fueron utilizados en este trabajo, se presenta la tabla 3.3, la cuál resume los principales productos utilizados en este trabajo, junto con sus características, objetivos y precauciones que tener presente para analizar los resultados expuestos en los dominios espaciales que comprometan cuencas más allá del Río Maipo.

Tabla 3.3: **Resumen de los productos satelitales y de reanálisis utilizados en este trabajo, junto a sus características, objetivos y precauciones que tener al momento de analizar sus resultados.**

Nombre	Origen de datos	Extensión y resolución espacio/temporal	Objetivo(s)	Comentarios y precauciones
ERA5	Producto de modelación junto a asimilación de datos satelitales del sistema de pronóstico europeo (ECMWF).	0.25° x 0.25° (lat/lon). Frecuencia temporal horaria entre 1979 y 2022.	Caracterizar la meteorología sinóptica durante tormentas para todo Chile Central. Caracterizar el nivel de congelamiento en las cuencas andinas durante eventos ROS.	Globalmente validado sólo para la gran escala (>100km). Uso de H_0 horario validado sólo para la costa de Chile Central.
CR2MET	Producto derivado de un escalamiento estadístico del reanálisis ERA-Interim utilizando observaciones de campo de la red nacional. [Boisier et al. (2018)]	Chile continental 0.05°x0.05° (lat/lon). Frecuencia temporal diaria entre 1979 y 2020.	Caracterizar la precipitación a nivel de cuenca y a nivel de píxel para todo Chile Central.	Sobrestima la precipitación en cordillera y el número de eventos de baja precipitación.
Cortés & Margulis SWE Reanalysis	Producto derivado de modelación hidrológica y asimilación de datos satelitales Landsat. [Cortés and Margulis (2017)]	Andes entre 27°S y 37°S. 0.01°x0.01° (lat/lon). Frecuencia temporal diaria entre 1985 y 2015.	Caracterizar el equivalente en agua de nieve para todo Chile Central a nivel de píxel.	Sobrestima el ciclo anual de nieve en las cuencas. Descripción realista de los procesos de nieve en a escala diaria/semanal incierta.
Observatorio Andino IANIGLA/CR2	Producto derivado del uso conjunto de los sensores MODIS Aqua y MODIS Terra. [Cara Ramírez (2018)]	Serie de tiempo para las cuencas andinas entre el Río Copiapó y el Río Ñuble. Frecuencia temporal diaria entre 2000 y 2022.	Caracterizar la cobertura nival para todo Chile Central a nivel de cuenca.	Serie de tiempo continua y satelital. Para días nublados se mantiene constante la última observación válida.

3.4. Técnicas de detección y análisis de eventos ROS.

3.4.1. Detección de eventos ROS

Hasta ahora se han descrito y comparado varias fuentes de que permiten la detección de eventos ROS pero sin hacer mención acerca de como detectarlos. Para esto a continuación se detallará la estrategia de como determinar los eventos ROS con las observaciones y con los productos grillados.

Inicialmente, el método para detectar eventos ROS en la cuenca del Río Maipo consiste en identificar los eventos de lluvia, para lo cuál se considera un umbral de acumulación de 3mm diarios para la estación de San José de Maipo. Luego, para estos días se determina H_0 mediante una interpolación lineal del perfil de temperatura entregado por el radio-sonda de Santo Domingo. El nivel de congelamiento se determina con la relación $FL = H_0 - 300m$ propuesta por Garreaud (1992), la cuál se ha validado recientemente con información de campo por Ibañez et al. (2021). Una vez determinado el FL , mediante la curva hipsométrica de la cuenca (relación área/altura), se determina el área pluvial correspondiente. Desde el observatorio andino IANIGLA-CR2 se obtiene la cobertura nival de la cuenca, de manera que en conjunto con el área pluvial, se puede determinar el área ROS con la siguiente relación:

$$A_{ROS} = (SCA - A_n) = SCA - (1 - A_p). \quad (3.1)$$

En donde SCA es la cobertura nival, A_n el área nival de la tormenta y A_p el área pluvial, todas expresadas como fracción del área total de la cuenca. Considerando esta definición, valores positivos de A_{ROS} indica que hay una superposición entre el área pluvial de la tormenta y el área nival sobre el terreno, luego los eventos ROS se definen como aquellos donde el $FL > SL$, con el SL definido a partir del SCA y la curva hipsométrica. Finalmente, utilizando la defición del A_{ROS} expuesta, se limitan a considerar válidos sólo los eventos cuya A_{ROS} es superior al 10% del área total de la cuenca con el propósito de limitar eventos insignificantes.

Para expandir geográficamente el análisis de los eventos ROS, se consideran dos tipos de análisis, dependiendo de su escala espacial y son: (i) análisis a nivel de píxel utilizando el producto de precipitación CR2MET, la elevación de la isoterma 0°C de ERA5 y el SWE de Cortés and Margulis (2017) y (ii) análisis a nivel de cuenca utilizando la precipitación de CR2MET, la elevación de la isoterma 0°C de ERA5 en la costa y el observatorio andino IANIGLA-CR2.

Para el análisis a nivel de píxel se utiliza la grilla de CR2MET (0.05°x0.05°) de manera que los campos de H_0 de ERA5 (0.25°x0.25°) necesitan pasar por un proceso de *downscaling* y los campos de Cortés and Margulis (2017) por un proceso de *upscaling* (0.01°x0.01°). En el caso de los campos de H_0 se realiza para cada día una interpolación bilineal, mientras que para el SWE se realiza un regrillado conservativo, basado en la metodología de Jones (1999), de manera que la nueva grilla conserve la masa total de nieve de la grilla original. Finalmente con los datos expresados en una única grilla se definen los eventos ROS como aquellos en donde $PR \geq 10mm$, $H_0 \geq 300m$, $SWE \geq 100mm$ y $\Delta SWE/SWE < 0.05$, en donde la H_0 de ERA5 se define como la elevación sobre la superficie y el ΔSWE como

una diferencia finita centrada del SWE ¹⁴. El umbral de precipitación se define para atenuar los sesgos de CR2MET en cordillera, el de H_0 para considerar la depresión en la montaña y la condición de SWE y ΔSWE se incorporan para atenuar los sesgos del reanálisis de Cortés and Margulis (2017), limitando los eventos ROS sólo a aquellos donde se observa derretimiento o una acumulación de nieve menor al 5% de lo que el píxel ya tenía.

Por último, para la resolución a nivel de cuenca se considera la precipitación promedio de CR2MET dentro del polígono de cada cuenca, para H_0 se considera la estrategia de Garreaud (1992) con la serie de tiempo de ERA5 del píxel costero ubicado en la latitud del centroe de cada cuenca, y para la nieve se considera el SCA del observatorio andino. Luego, los días de ROS quedan definidos como aquellos días donde se acumulan 10mm de precipitación, el A_{ROS} es mayor al 10% y el FL es mayor al SL , en donde éste último se determina con la curva hipsométrica de cada cuenca.

3.4.2. Análisis de eventos ROS

Una vez determinados los días de ROS, para cada cuenca se agrupan las series de tiempo en eventos de precipitación que acumulan más de 10mm. El inicio de cada evento se define cuando se detecta un cambio de precipitación nula a positiva mientras que el final queda definido cuando la precipitación vuelve a ser nula por más de un día consecutivo. Dentro de los eventos de precipitación se encuentran los que dieron lugar a ROS, y entre ellos se discrimina aquellos donde hubo un derretimiento tal que disminuyó la cobertura nival (MROS).

En tanto, para el análisis de las crecidas, se considera para cada evento, la precipitación acumulada y la elevación promedio de la isoterma 0°C ponderada por precipitación, la cuál se define por:

$$\bar{H}_0 = \frac{1}{\int P dt} \int H_0 \cdot P dt \quad (3.2)$$

Donde la integral se calcula discretamente para cada dato disponible durante el evento, con P la precipitación acumulada horaria, y H_0 la elevación de la isoterma 0°C obtenida de ERA5. Para los caudales horarios de las estaciones fluviométricas se elimina la variabilidad menor a 6 horas con un filtro pasa altos, y se determina la escorrentía directa mediante el método del mínimo local, el cuál define el flujo base como la conexión mediante rectas, de los distintos mínimos locales consecutivos [Sloto and Crouse (1996)].

Los elementos atmosféricos de gran escala se determinan mediante el reanálisis ERA5, donde se cuantifica la circulación mediante los campos de presión reducida a nivel del mar (MSLP), altura geopotencial en 500hPa (Z500), vientos en 300hPa y temperatura en 900hPa (T900). El transporte de humedad se cuantifica mediante los vientos en 800hPa, el agua precipitable (TPW) y el transporte integrado de vapor de agua (IVT). Estas últimas variables cuantifican la humedad de la atmósfera y la advección de ésta, y se definen matemáticamente como:

$$TPW = \frac{1}{\rho_w g} \int q dp \quad (3.3)$$

¹⁴ $\Delta SWE = (SWE_{t+1} - SWE_{t-1})/2$

$$IVT = \frac{1}{g} \int q \vec{v} dp \quad (3.4)$$

Considerando que q es la razón de mezcla de vapor de agua, \vec{v} el campo de velocidades, ρ_w la densidad del agua líquida y g la aceleración de gravedad. Las integrales se realizan entre un nivel superficial y otro suficientemente alto para capturar la totalidad de la humedad en la tropósfera. Para el cálculo de 3.3 y 3.4 se opta por los límites de 1000hPa y 300hPa, que es donde se alcanzan a tener mediciones operacionales de radio-sondas, y es donde se concentra la mayoría del vapor de agua troposférico [Zhu and Newell (1998)].

3.5. Discusión y síntesis

En primer lugar, respecto a la precipitación de CR2MET, se determinó que el umbral de $PR \geq 10mm$ permite coincidir estacionalmente el número de días de lluvia del reanálisis con los de la estación de San José de Maipo. Esto, se debe a que se observó que la sobre estimación del producto depende principalmente de la sobrestimación de días de lluvia, especialmente aquellos de baja magnitud, que terminan perturbando las acumulaciones estacionales y anuales.

Por otro lado, el radio-sonda demuestra ser consistente con las observaciones AMDAR y el trabajo de campo de Ibañez et al. (2021). Para los productos grillados de superficie, lo preciso hubiese sido comparar las áreas pluviales en cada tormenta, pero como el gradiente vertical de temperatura es similar al gradiente adiabático saturado en escenarios de lluvia [Ibañez et al. (2021), Minder et al. (2011)], se esperaría de todas maneras ver sesgos no tan grandes en la magnitud de H_0 . En el caso de CR2MET, aunque los mayores sesgos se observan sólo en los días sin precipitación, éstos siguen siendo superiores a los encontrados en el perfil atmosférico de ERA5, el cual tiene un mejor desempeño en términos de correlación, sesgos y distribución (ver figura A.2). De igual manera en ERA5Land los sesgos son suficientes para comprometer cualquier análisis, por lo que se prefiere utilizar el producto atmosférico ERA5 para H_0 en vez de intentar derivar esta variable con temperaturas superficiales. Finalmente se justifica el uso masivo de ERA5 ya que se observan variaciones espaciales consistentes con: (i) los trabajos de Garreaud (2013) y Mardones and Garreaud (2020) respecto al gradiente latitudinal de CC y (ii) respecto al trabajo de Minder et al. (2011) referente a la depresión esperada de H_0 en el ambiente de montaña.

En referencia a la variabilidad e incertidumbre de la cobertura nival, los datos del Observatorio Andino IANIGLA-CR2 representan una muestra confiable del SCA real a excepción de los datos para días nublados y de precipitación. El método de Cara Ramírez (2018) maximiza la información visible para cada día usando las imágenes MODIS TERRA y AQUA, pero en los días que la nubosidad oculta totalmente una cuenca, se observa que el algoritmo tiende a mantener el último valor de SCA hasta que la información de un nuevo día permita su actualización. Para paliar las consecuencias de este efecto es que se decide restringir los días de ROS sólo a aquellos con $A_{ROS} \geq 0.1$ y a agrupar los días en eventos de lluvia para poder determinar el ΔSCA entre días, para tener seguridad en aquellos eventos ROS donde si se observó derretimiento. Estas medidas se consideran suficientes para mitigar los falsos positivos producto de este comportamiento en los datos.

Acerca del SL , si éste tuviese una traducción exacta en una cota del terreno se esperaría ver que la distribución de nieve en altura sea una función tipo escalón para todos los días, pero la variabilidad encontrada del $\Delta H = H_{80} - H_{20}$ indica que la nieve fresca presenta una distribución más acotada que un manto de nieve antiguo (ver figuras 3.9, A.3). Esta variabilidad se podría explicar por el hecho de que la nieve acumulada en laderas de exposición norte reciben mayor radiación que aquellas sobre laderas de exposición sur, generando así heterogeneidades, pero como esa dimensión escapa de los objetivos de esta tesis se limitó simplemente a definir el SL como el valor obtenido con el método de la curva hipsométrica, el cuál sobrestima con el menor sesgo el valor central H_{50} y es el más simple de expandir a el resto de las cuencas.

Con respecto a los productos grillados de nieve, en primer lugar se observa que los sesgos de ERA5Land no permiten estudiar un fenómeno como las tormentas por ROS ya el reanálisis detecta principalmente la variabilidad estacional. El producto identifica bien la llegada de las primeras nevadas del año pero exagera su magnitud y subestima el proceso de derretimiento. Esto puede estar asociado a que la resolución horizontal simplemente no es suficiente para ver los detalles de la topografía andina y sus consecuencias en los balances de energía de la nieve.

En segundo lugar el reanálisis de Cortés and Margulis (2017) refleja el ciclo anual de SCA con una mayor similitud en magnitud pero con un retraso en la temporada deshielo. Suma, la incorrecta descripción de la variabilidad de otoño (ver figura 3.10a), lo que indica que el modelo estadístico no detecta las primeras tormentas frías del período, las cuales necesariamente corresponden a anomalías sinópticas en la escala diaria. Esto podría explicar la llegada tardía de las nevadas de invierno, las que se observaron sobrestimar el SCA (ver figuras anexas A.5 y A.6), observación que llevó a definir luego, junto a los excesos de SCA en otoño y verano, el umbral de $SWE = 100mm$ contrariamente a los $10mm$ que se suelen utilizar en las climatologías del hemisferio norte [Musselman et al. (2018), Li et al. (2019)]. Estos excesos de cobertura se asocian a la sobrestimación de la precipitación y a un lento derretimiento, lo cuál también podría ser un indicador de que la variabilidad estacional está sobre representada en el modelo y no se detecta de buena manera los efectos de las olas de calor en verano, vientos catabáticos, ROS u otros fenómenos en la escala horaria o diaria.

En síntesis, los eventos de ROS se asumen a priori que ocurren mayoritariamente en las estaciones de transición, y a pesar de lo comentado, el producto de Cortés and Margulis (2017) indica, para la temporada de primavera, pequeños sesgos, una alta correlación y una variabilidad diaria que se desconoce si compromete o no la climatología de ROS, especialmente para otras zonas que no tengan un régimen nival tan dominante como el Río Maipo en el Manzano. Por esto, antes de una climatología se realizará un análisis de casos, los cuales permitirán entender el desempeño de los productos grillados para representar las características físicas y consecuencias de un evento ROS.

Capítulo 4

Casos de estudio

En el siguiente capítulo se presentan los resultados de dos eventos de lluvia sobre nieve. El primero se trata de las lluvias que afectaron CC el 10 y 11 de Agosto del 2013, las cuáles se consideran de interés respecto a los patrones sinópticos que se pueden encontrar en las tormentas que dan lugar a ROS. En segundo lugar se presenta la tormenta que afectó CC el 3 y 4 de Junio del 2008, la cuál se destaca por haber causado una respuesta hidrológica intensa en el Río Maipo En El Manzano, lo que permitirá, junto al caso anterior, ver en detalle las consecuencias de un evento ROS.

4.1. Análisis del evento ROS del 11 de Agosto de 2013

4.1.1. Condición sinóptica

Comenzando inicialmente por las condiciones de gran escala, la figura 4.1 muestra la evolución del IVT y la precipitación a lo largo de dos cortes transversales de Chile Central. El primero (línea segmentada azul) corresponde a un corte costero donde se evalúa la magnitud del IVT y el segundo (línea segmentada roja) corresponde a un corte continental donde se evalúa la intensidad de precipitación.

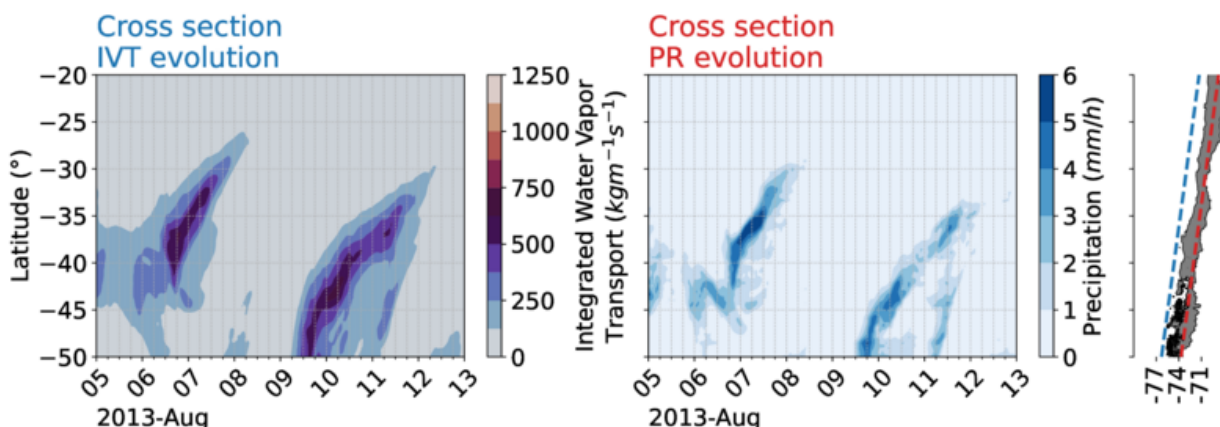


Figura 4.1: **Evolución del IVT y PR a lo largo de Chile. Panel izquierdo:** Magnitud del vector IVT a lo largo de un corte transversal paralelo a la costa de Chile (línea segmentada azul). **Panel derecho:** Intensidad de precipitación a lo largo de un corte transversal a través de Chile continental (línea segmentada roja). Datos horarios provenientes del reanálisis ERA5.

La figura indica que entre el 5 y el 13 de Agosto CC fue afectado por dos tormentas. Un primer frente impactó inicialmente los 40°S (Valdivia) el día 6 de Agosto a las 18UTC (14:00hrs), el cuál se desplazó progresivamente hacia el norte generando lluvias hasta hasta los 30°S (La Serena), concluyendo el evento aproximadamente el día 8 a las 06UTC (02:00hrs). Después, un segundo evento impactó las costas de Chile aproximadamente entre el día 9 a las 12UTC (08:00hrs) y el día 12 a las 06UTC (02:00hrs) generando precipitaciones desde los 50°S hasta los 33°S. El reanálisis indica que las máximas precipitaciones en el primer evento ocurrieron el día 7 entre los 35°S y 38°S, mientras que en el segundo evento ocurrieron principalmente el día 10 hacia el sur de los 40°S pero con un máximo local de 5mm/h el día 11 entorno a los 35°S.

La circulación de la atmósfera durante este período se observa en las cartas de geopotencial, presión y temperatura de la figura 4.2. Por otro lado, la figura 4.3 muestra las cartas de agua precipitable y vientos superficiales, mientras que la figura 4.4 la advección de humedad (IVT), las cuáles, en conjunto ilustran el desarrollo de la humedad en la atmósfera.

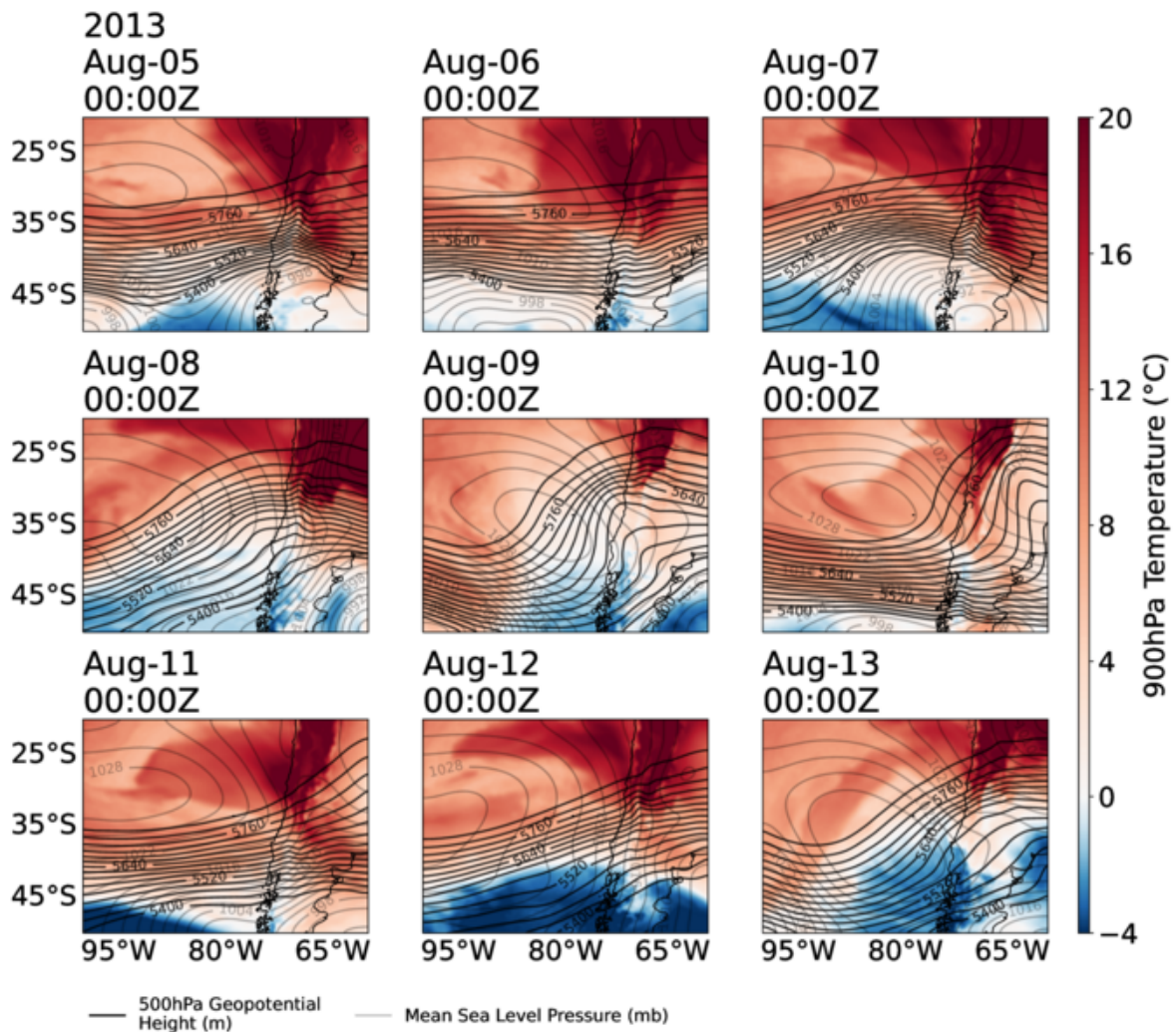


Figura 4.2: Evolución en la dinámica de la atmósfera durante el 4 y 13 de Agosto de 2013 para sudamérica y el océano pacífico suroriental. La figura indica: presión a nivel del mar (contornos grises), altura geopotencial en 500hPa (contornos negros) y temperatura en 900hPa (colores)

Las figuras indican que, previo a las lluvias, los mayores gradientes de presión y vientos se encuentran, tanto en altura como en superficie para las latitudes bajo los 40°S (Figuras 4.2 y 4.3). Luego, entre los días 6 y 8, el paso de una vaguada en altura genera perturbaciones del anticiclón del pacífico en superficie, dejando para el día 7 las isóbaras con una curvatura ciclónica y orientación sur-oeste para las latitudes bajo los 35°S. Adicionalmente, el día 7 se observa un notorio gradiente de temperatura en contacto con el continente aproximadamente entorno a los 35°S, el cuál se desplaza progresivamente hacia el norte (Figura 4.2). Alineado con este gradiente de temperatura, y dentro de la masa de aire frío, se observa una pluma de humedad con valores de agua precipitable superiores a 30mm, la cuál es rastreable hasta el día 6 cuando se encontraba sobre el pacífico sur entorno a los 35°S (Figura 4.3).

Junto a la curvatura de las isóbaras en superficie para el día 7, los vientos de 800hPa perpendiculares al sur de la pluma, convergen a ésta dando lugar a una advección neta de humedad colineal a la pluma y en dirección mayoritariamente noroeste y oeste (Figura 4.4), la cual a su vez coincide con la latitud y tiempo de las mayores precipitaciones.

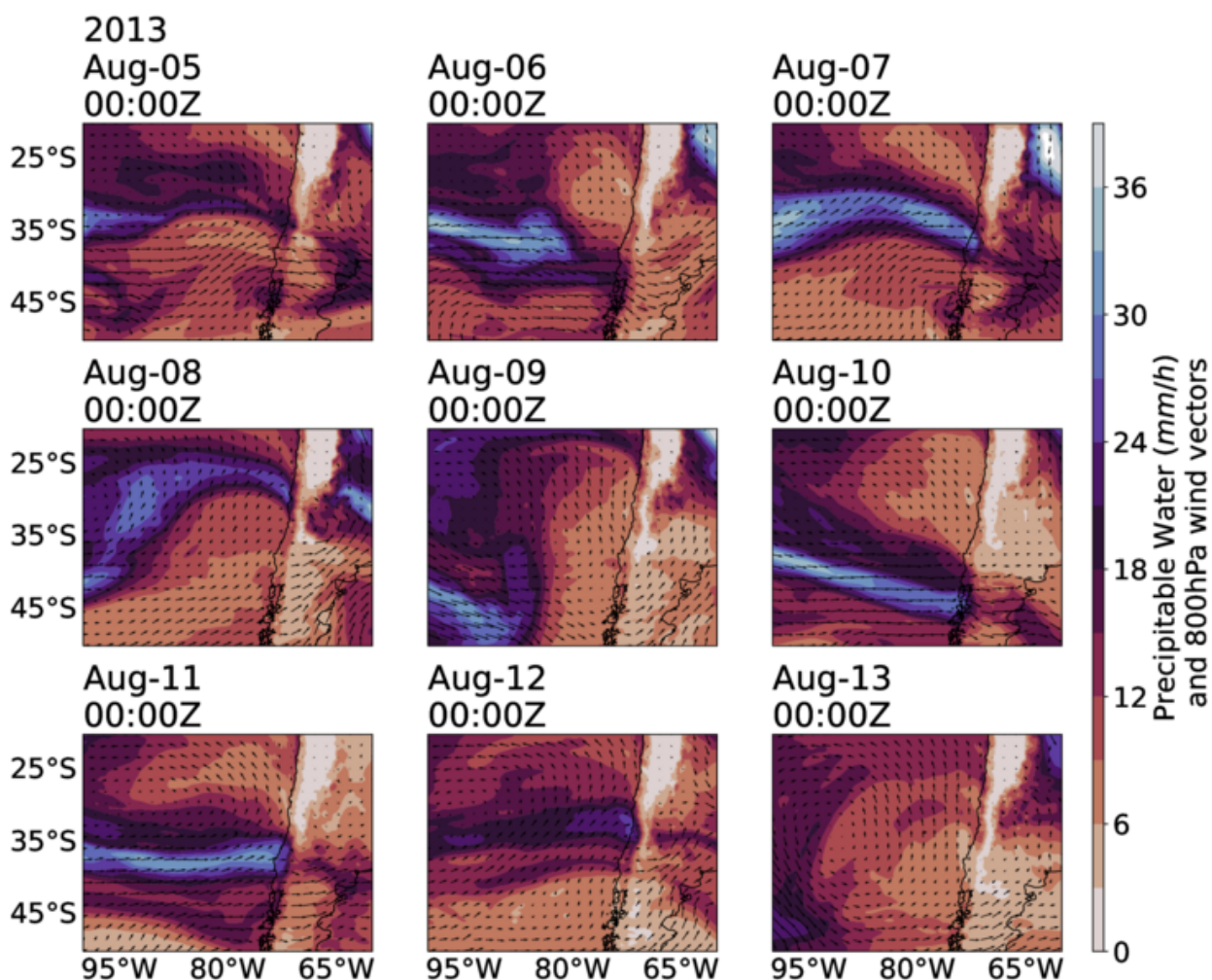


Figura 4.3: Evolución de los campos de agua precipitable y viento en 800hPa durante el 4 y 13 de Agosto de 2013 para Sudamérica y el Océano pacífico Sur-oriental.

Ya para el día 8 de Agosto se observa la pluma desplazada hacia el norte, alcanzando latitudes cercanas a los 25°S, y la advección de humedad es prácticamente nula para todo

el continente y pacífico suroriental. Para este día, se observa una condición seca y fría en CC y el pacífico cercano, la cual culmina el día 9 con una dorsal en altura y el anticiclón del pacífico completamente restituido (Figura 4.2) generando un ambiente donde domina el viento sur y flujos nulos de humedad en la costa (Figuras 4.3 y 4.4).

En el día 9 de Agosto ya se observa el desarrollo de un nuevo sistema frontal en los 45°S y 90°W. Este se manifiesta el día 10, 11 y 12 como una pluma de humedad la cual se encuentra en un ambiente con isóbaras e isohipsas¹⁵ paralelas y vientos de orientación suroeste y oeste. El día 11 se observa que el anticiclón del pacífico es desplazado lejos del continente y en Chile Central domina una configuración cálida y húmeda de viento zonal. Hacia el sur se observa una curvatura anticiclónica en las isóbaras, perpendiculares a un intenso gradiente de temperatura, y bajo los 45°S se observa una masa de aire frío que se desplaza progresivamente hacia el norte durante los días siguientes (4.2).

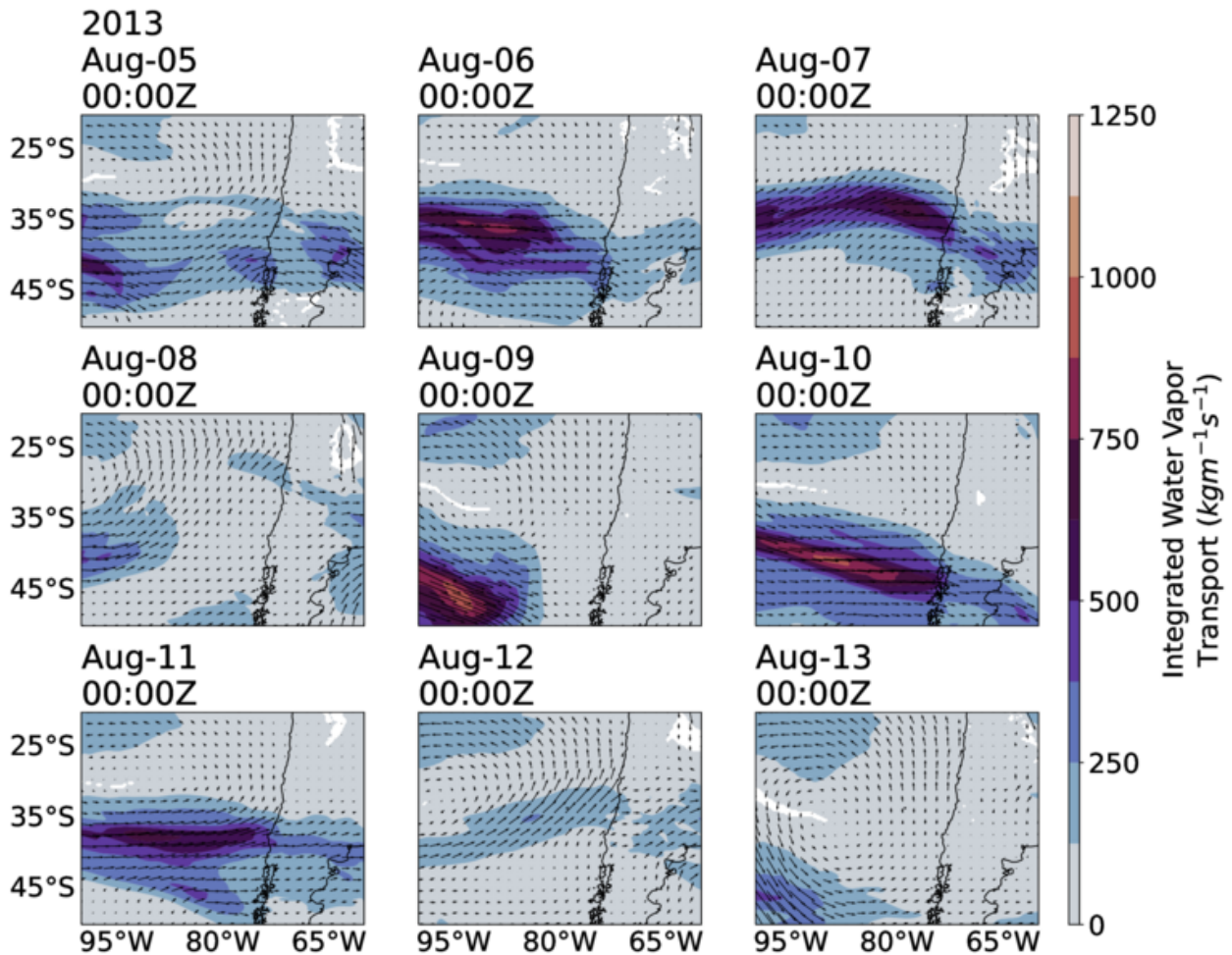


Figura 4.4: Evolución del vector IVT durante el 04 de Agosto y el 13 de Agosto del 2013. Magnitud en colores, magnitud, dirección y sentido en vectores. Datos del reanálisis ERA5

El día 11, la pluma de humedad se observa principalmente de orientación zonal, con una leve curvatura anticiclónica. La pluma se observa estar embebida en el ambiente cálido donde dominan los vientos del oeste, de manera que se observa también un flujo de humedad zonal

¹⁵ Curvas de igual altura geopotencial

con valores de IVT mayores a $500 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$. Hacia el sur de la pluma, se observa que la masa de aire frío es a su vez muy seca, y su movimiento es consistente con los vientos del sur en 800hPa que transportan el aire frío hacia el norte.

Ya el día 12, la pluma se observa estar en proceso de disipación, la advección de humedad progresivamente tiende a ser nula y se observa un anticiclón migratorio en los 45°S junto a la masa de aire frío que sigue desplazándose hacia el norte. Finalmente el día 13 de Agosto, domina en altura el paso de una dorsal y los mayores gradientes de temperatura se observan ya lejos del continente. Además, se observa el anticiclón completamente restituido y ubicado sobre un ambiente frío y seco para todo el territorio continental y costero de CC.

4.1.2. Observaciones hidro-meteorológicas

La figura 4.5 muestra distintas series de tiempo representativas para el sector del Río Maipo En El Manzano, en ellas se observa que el día 6, 7 y 8 de Agosto corresponden a días nublados sobre Santiago (curva gris de radiación), en donde la presión atmosférica fue mínima en la madrugada del día 7 (950mb) y monótonamente en aumento, mientras que la llegada de un frente de precipitación (07:00hrs) vino acompañada de vientos de hasta 5m/s (9 nudos) en la ciudad. Para la media noche del día 8 se habían acumulado en las previas 24 horas 18.3 y 45.5mm en las estaciones del DGF y el Río Maipo En El Manzano (DGA) respectivamente. Junto a esto, el evento se caracterizó por un descenso en las temperaturas en superficie desde los 15°C hasta los 5°C en la madrugada del día 8, lo cuál también se manifestó en la elevación de la isoterma 0°C de Santo Domingo, la cuál detectó una H_0 de 2334 y 1641, 1465m para el inicio, durante y después de la lluvia respectivamente.

Después de las precipitaciones, el límite inferior de la nieve se encontró aproximadamente en los 1584m, indicando un descenso de 810m que implican un SCA final de 94.6%. Finalmente para este evento de precipitación, los caudales indican sólo un aumento de $10\text{m}^3/\text{s}$ durante la lluvias y un leve aumento del flujo base en los días siguientes.

Luego de esta tormenta el día 11 y 12 ocurrió un segundo evento de precipitación, en el cual la cobertura nival y el SL del terreno previo a la tormenta eran de 93.7% y 1665m. Este evento se caracterizó por casi nulas precipitaciones (0.8mm) en el valle y valores positivos en cordillera, los cuales ocurrieron principalmente durante la noche del día 11 y mañana del día 12. Durante la precipitación se observa que ésta ocurrió en una condición estable, en donde se mantuvo aproximadamente constante la presión en 956mb, la temperatura entorno a los 10°C y los vientos por debajo de 2m/s (3.8 nudos).

En cordillera las estaciones del Río Maipo en El Manzano (850m) y San José de Maipo (943m) acumularon 24.1 y 18.5mm respectivamente, mientras que la H_0 de Santo Domingo indica un valor de 2656m ($A_p = 17\%$) cuando ya se habían acumulado 6mm en el pluviómetro del Río Maipo. Junto a la nieve acumulada por la tormenta anterior, este segundo evento da lugar, para el día 11 de Agosto, un A_{ROS} del 11% del área total de la cuenca. Luego de la lluvia, el día 12 de Agosto el SL es aproximadamente de 1844m, 179m más arriba que el nivel previo a la tormenta, lo que significa, en términos de área, que durante la tormenta la cuenca perdió el 3.7% de su cobertura nival. En este segundo evento, el incremento en los caudales comienza sincronizado junto a la precipitación alcanzando un caudal máximo de $71.6\text{m}^3/\text{s}$ el cuál decae monótonamente en 24hrs terminando con un flujo base de $50\text{m}^3/\text{s}$.

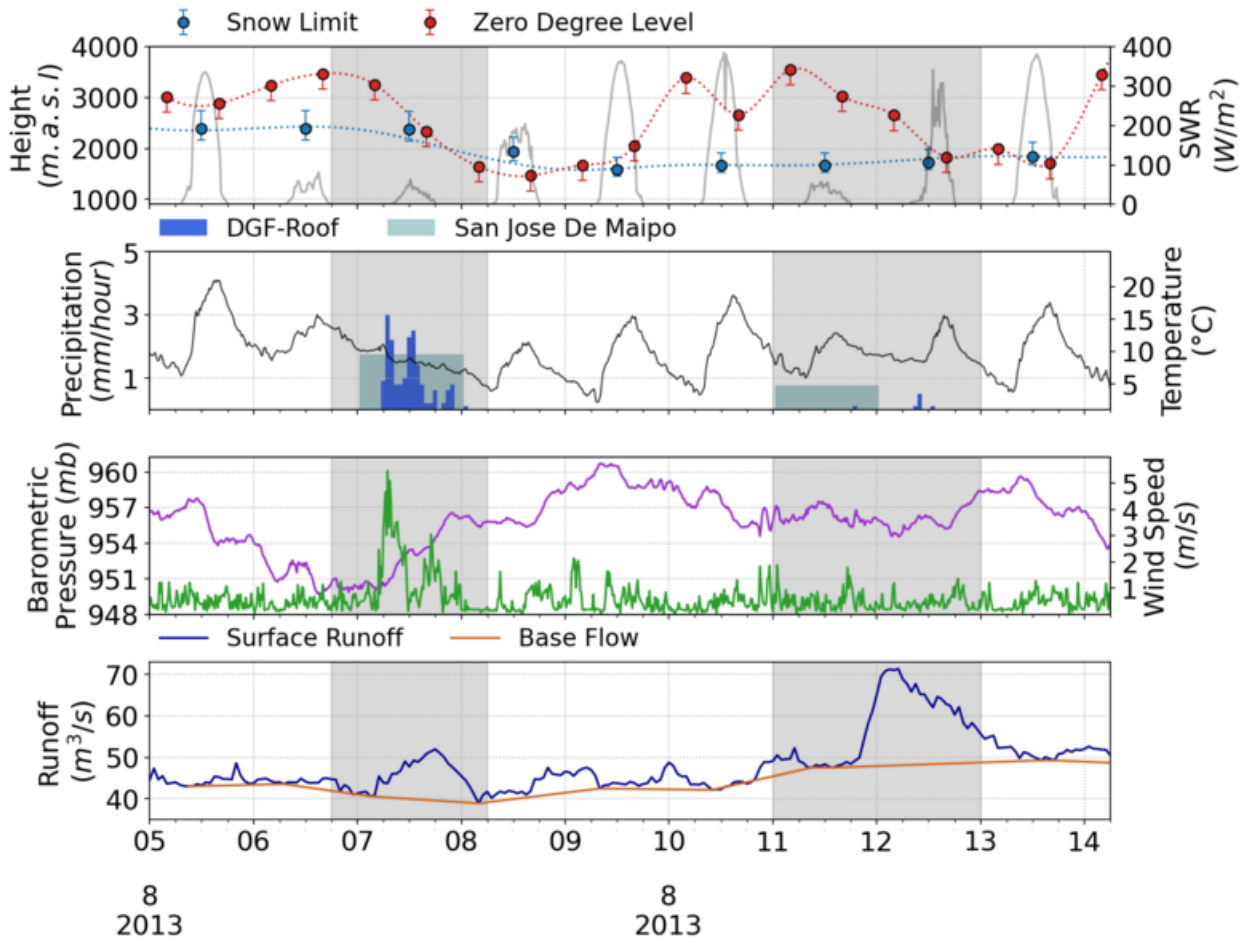


Figura 4.5: **Variables meteorológicas e hidrológicas observadas durante el 6 de Agosto del 2013 y el 14 de Agosto de 2013.** La figura indica: la altura de la isoterma 0°C (línea punteada y puntos rojos) y nivel de congelamiento (barra de error inferior), percentiles 80%,20% (barras de error) y 50% (puntos azules) de la distribución del límite de la nieve en altura, el límite inferior de la nieve (curva punteada azul), la radiación solar en el Santiago (línea continua gris), la temperatura en Santiago (línea continua negra), la precipitación en Santiago (barras azules), la precipitación en la salida de la cuenca (barras plateadas), el viento y la presión atmosférica en Santiago (líneas continuas verde y morada) y el caudal observado junto al flujo base estimado en la salida de la cuenca (líneas continuas azul y anaranjada).

Por otro lado, respecto a los resultados que entregan los modelos de reanálisis, la figura 4.6 muestra la evolución de los campos de precipitación, el nivel de congelamiento (H_0-300m) sobre el terreno y la tendencia del SWE según CR2MET, ERA5 y Cortés and Margulis (2017) respectivamente. La figura indica que para el primer evento las precipitaciones estuvieron concentradas mayoritariamente en la región del Maule acumulando las máximas precipitaciones entre las cuencas del Río Colorado hasta el Río Ñuble. Estas precipitaciones se observan acumular montos significativos de SWE en el reanálisis, mientras que para los días siguientes se observa una caída notoria del FL en todo el territorio (colores verdes). Ya para el día 10 y 11 se observan altos valores del FL costero (colores amarillos) y en estos últimos días se observan montos de precipitación de menor magnitud que en la tormenta anterior pero concentrados mayoritariamente en las cuencas del Río Maipo hasta el Río Teno.

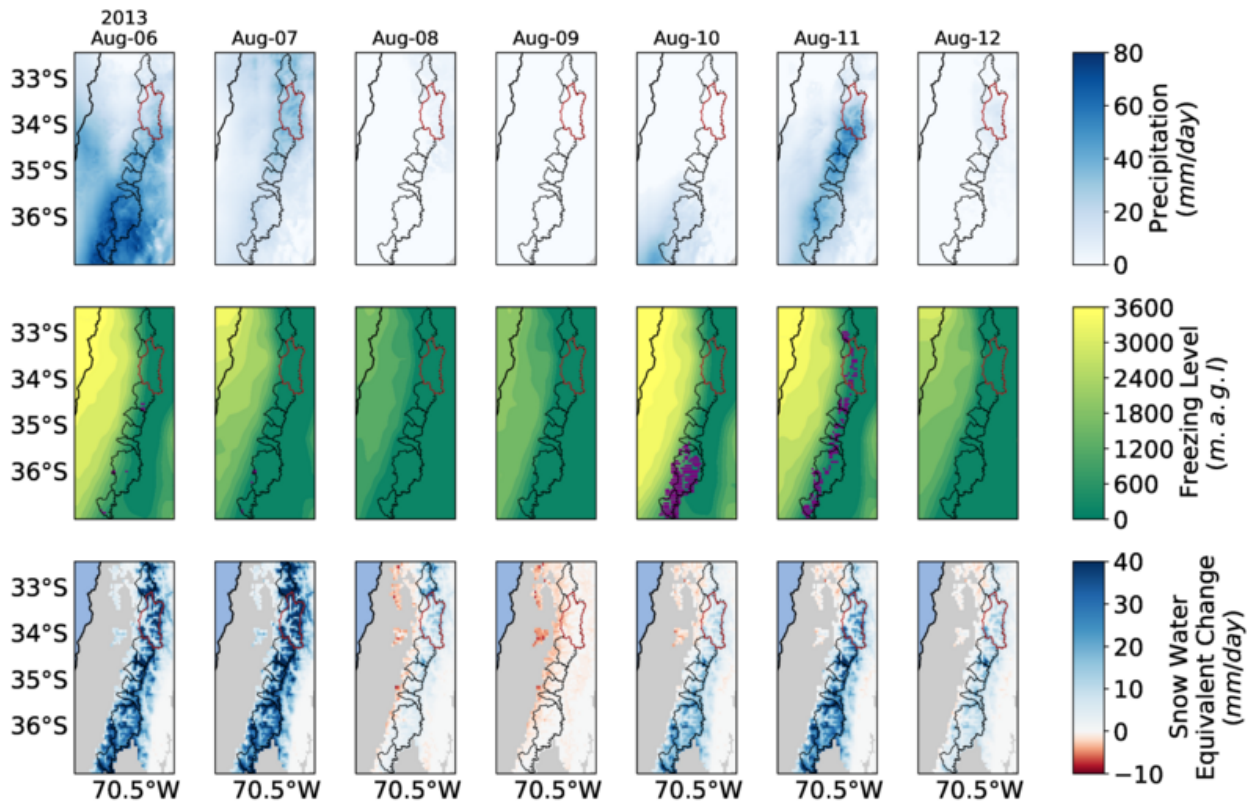


Figura 4.6: Evolución de los campos de PR, FL y Δ SWE para el dominio de montaña entre los días 6 y 12 de Agosto de 2013. Figuras realizadas respectivamente con el producto CR2MET, reanálisis ERA5 y el reanálisis de Cortés and Margulis (2017). Puntos morados indican las posiciones donde se detecta ROS.

Complementariamente se detectan múltiples eventos ROS en el Maule el día 10 y a los largo de CC el día 11 según el criterio para los reanálisis y se observan bajas acumulaciones de nieve en el Rio Maipo En el Manzano para el día 11, sólo concentradas en la zona alta, mientras que las acumulaciones se observan nulas o levemente negativas en el resto de la cuenca.

4.1.3. Discusión del evento

Con respecto a la dinámica de gran escala, este caso de estudio se destaca por presentar, en menos de una semana, las dos configuraciones típicas de tormentas de CC documentadas por Garreaud (2013).

La primera tormenta presenta las características de un frente frío, el cuál nace y se desplaza por el océano debido a una anomalía negativa de presión en superficie. La mayor humedad se encuentra junto al frente, sobre el aire frío y los valores de IVT indican la presencia de un río atmosférico moderado ($500-750 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ en 24h), en donde el flujo de humedad se observa estar correlacionado directamente con la precipitación tal como indica Falvey and Garreaud (2007) para la región. Considerando esto se puede anticipar que la tormenta favorece principalmente la precipitación en forma de nieve.

Para la cuenca del Río Maipo En El Manzano este evento generó fuertes precipitaciones, principalmente asociadas al paso del frente pero también con un incremento orográfico significativo, el cuál se atribuye a las diferencias de lluvia en la estación de montaña y en el valle. Las precipitaciones ocurrieron con la progresiva disminución de la temperatura y la acumulación de nieve detectada en los próximos días, confirma las características frías de este evento y la casi nula respuesta hidrológica observada.

En el segundo evento se observa una configuración sinóptica totalmente distinta, la cuál coincide con las características de una tormenta cálida según la clasificación de Garreaud (2013). Esto se ve evidenciado por que el frente no está acompañado de un sistema de baja presión, si no que el frente ocurre en una configuración donde tanto los vientos en superficie como los vientos en altura soplan aproximadamente en la misma dirección. En esta tormenta, la inestabilidad y convergencia de aire en el frente se asocia principalmente a los gradientes de temperatura horizontales mientras que la precipitación se asocia mayoritariamente al ascenso forzado por la topografía. Esta última aseveración se justifica con la observación de vientos perpendiculares a la cordillera y a una leve curvatura anticiclónica en el geopotencial y en la pluma de humedad, lo que a su vez es indicador de un ambiente que inhibe el ascenso debido al transporte de vorticidad anticiclónica en altura.

A diferencia del primer evento de precipitación, la cuenca del Río Maipo sí tuvo una respuesta hidrológica. Esto se debe a que para este caso la precipitación ocurrió por el extremo cálido del frente, lo que se manifiesta en temperaturas constantes y valores altos de H_0 al momento de llover. Debido a que el flujo de humedad fue débil y el ascenso sinóptico también, en este evento las precipitaciones fueron bastante menores, concentrándose sólo en cordillera. Para este evento se observó que la cuenca del Río Maipo está en la zona más al norte afectada por el frente, por lo que la débil respuesta hidrológica se asocia principalmente a las bajas precipitaciones.

Los productos de reanálisis en superficie muestran una evolución consistente con lo observando en el dominio sinóptico y en las observaciones del Río Maipo. Las condiciones de la primera tormenta están bien representadas en el producto de SWE, al igual que la H_0 de ERA5, ya que el criterio de ROS muestra que en ese evento no ocurrió el efecto, lo cuál es de esperar debido a las propiedades frías de la tormenta. Para la tormenta cálida si se detectan numerosos píxeles que cumplen la condición de ROS y como el producto de SWE no muestra grandes acumulaciones de nieve se considera que, hasta el momento, el algoritmo de detección está bien calibrado respecto a lo que indican las observaciones.

Finalmente, se infiere que este caso de estudio corresponde a un evento de lluvia sobre nieve en el Río Maipo y probablemente en la mayoría de las cuencas al sur del cauce. Aún así, en este evento particular, la respuesta hidrológica del río, aunque medible, fue de baja intensidad por lo que es difícil discriminar el rol que tiene la pérdida de SCA y el A_{ROS} en los caudales. Para efectos de esto, se decide estudiar un segundo caso donde la respuesta hidrológica sea evidentemente significativa.

4.2. Análisis del evento ROS del 4 de Junio de 2008

4.2.1. Condición sinóptica

Al igual que en el caso de estudio anterior, la figura 4.7 muestra la evolución temporal de dos cortes transversales. Un perfil costero ilustrando los cambios en el transporte de vapor de agua cuantificado por el IVT y un perfil continental con la intensidad de precipitación. La figura indica la presencia de dos frentes de precipitación los cuales afectaron gran parte del territorio continental de Chile durante la última semana de Mayo y la primera de Junio del año 2008.

La primera tormenta impactó el continente aproximadamente el día 25 de Mayo a las 00UTC en torno a los 50°S, para luego desplazarse progresivamente hacia el norte alcanzando hasta aproximadamente el paralelo 30°S el día 28. En esta tormenta, tanto la precipitación como el flujo de vapor de agua se manifiesta como un pulso de duración menor a 24h entre las latitudes 45°S y 35°S. Más al norte, la precipitación corresponde a un pulso de menor intensidad pero mayor intervalo temporal, el cuál duró desde la tarde del día 26 hasta el inicio del día 28.

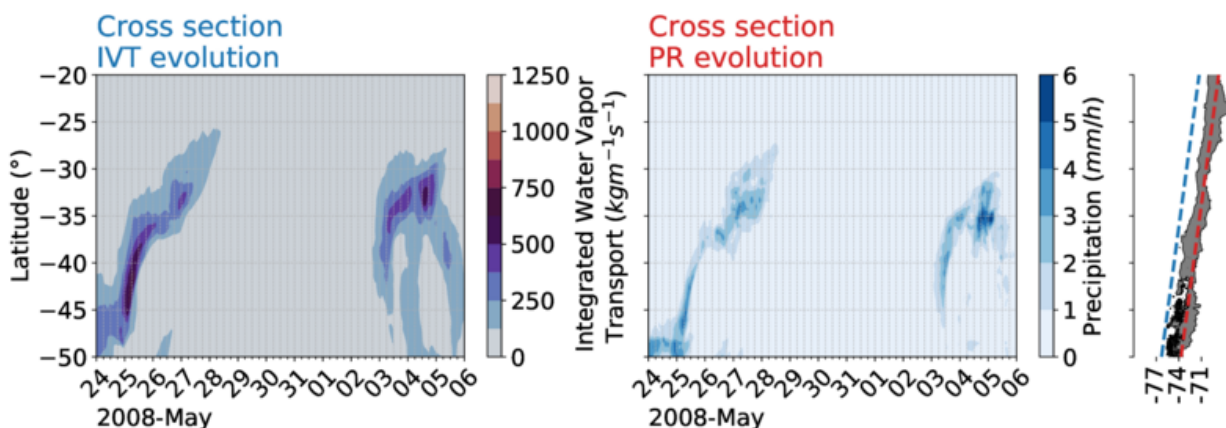


Figura 4.7: **Evolución del IVT y PR a lo largo de Chile. Panel izquierdo:** Magnitud del vector IVT a lo largo de un corte transversal paralelo a la costa de Chile (línea segmentada azul). **Panel derecho:** Intensidad de precipitación a lo largo de un corte transversal a través de Chile continental (línea segmentada roja). Datos horarios provenientes del reanálisis ERA5.

Luego de concluir las precipitaciones, aproximadamente una semana después, la segunda tormenta afecta principalmente el territorio continental hacia el norte de los 45°S el día 3 de Junio. En este caso el desplazamiento del frente hacia el norte ocurre más rápido que en la tormenta anterior y en menos de 12 horas se registran precipitaciones ya en los 35°S, las cuáles se mantienen desde el día 3 de Junio hasta fines del día 5 de Junio. En esta segunda tormenta no sólo las precipitaciones se observan estar concentradas entorno a los 35°S si que el reanálisis detecta intensidades de precipitación mayores, con intensidades máximas superiores a los 6mm/h.

El estado de la atmósfera, en la escala sinóptica e intervalo temporal que ocurrieron estas dos tormentas se pueden observar en las figuras 4.8, 4.9 y 4.10. En primer lugar respecto a los elementos dinámicos de la primera tormenta, se observa para el día 24 y frente a la patagonia

Chilena el desarrollo de un sistema frontal. La condición se caracteriza por una baja presión centrada en los 45°S, la cual está dividida por el contraste de temperatura de dos masas de aire, el que a su vez está alineado con los contornos de geopotencial en dirección noreste. Hacia el norte del frente el aire se caracteriza por temperaturas cálidas y alta humedad, mientras que hacia el sur el aire es frío y seco. Además por el lado cálido se observa, junto al frente, un flujo de humedad caracterizado por valores de TPW e IVT superiores a 36mm y 750 $kgm^{-1}s^{-1}$ respectivamente.

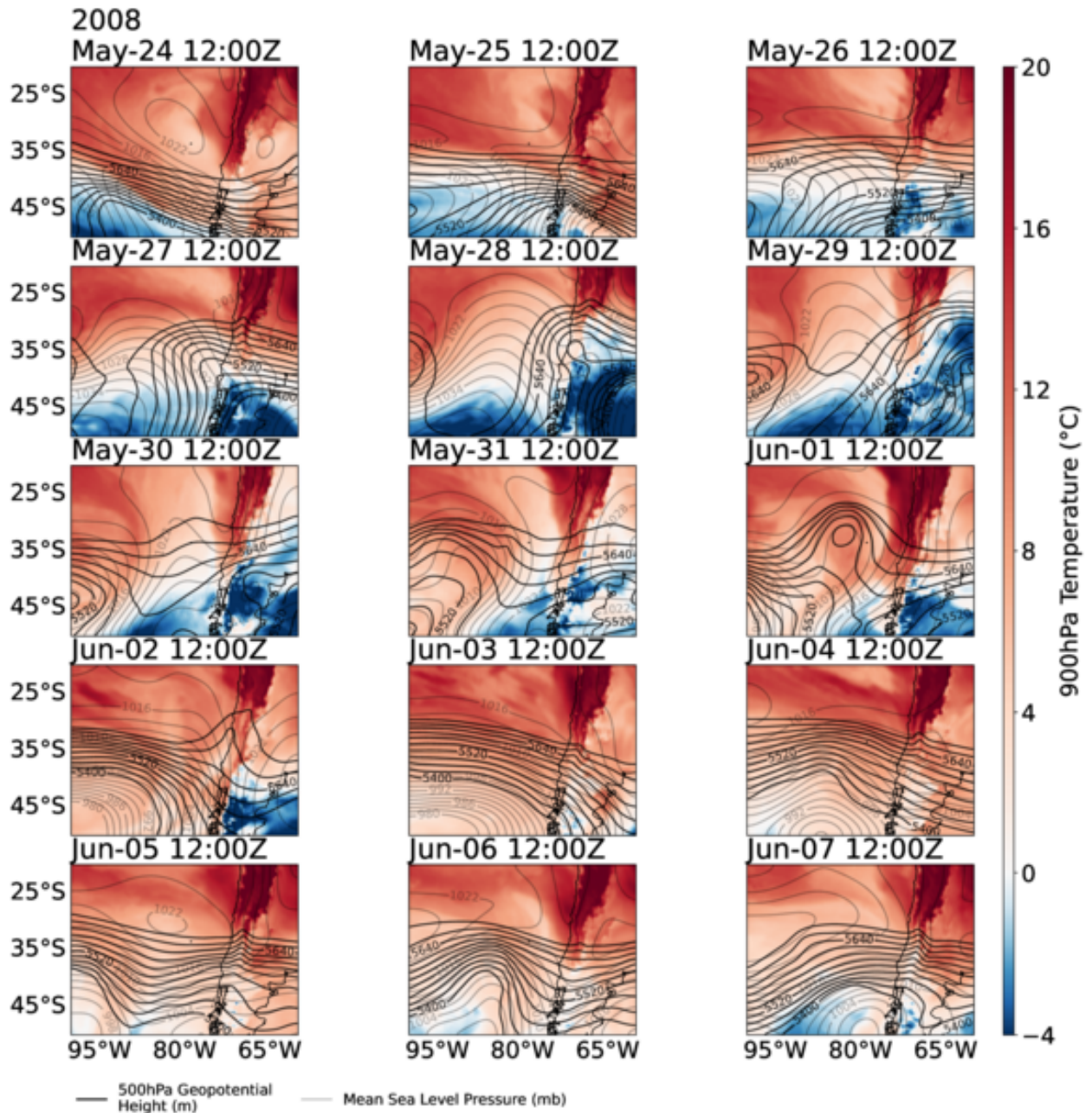


Figura 4.8: Evolución en la dinámica de la atmósfera durante el 24 de Mayo y 7 de Agosto de 2008 para sudamérica y el océano pacífico suroriental. La figura indica: presión a nivel del mar (contornos grises), altura geopotencial en 500hPa (contornos negros) y temperatura en 900hPa (colores)

Para el día 25 y 26 se observa una disipación de la baja presión, una vaguada en los 45°S y una orientación zonal en los contornos de geopotencial y temperatura para CC. En el lugar donde estaba la baja se observa el extremo oriental de un anticiclón frío, el cual acompañado de vientos sur en los niveles bajos, transportan el sistema frontal progresivamente hacia el norte. Ya el día 27 se observa la intrusión del aire frío en CC, mientras en altura domina el paso de la vaguada, que también alcanza estas latitudes. La advección de humedad en el frente se observa ir disminuyendo con el tiempo y latitud, y ya para el día 28 se observa la intrusión completa del aire frío y seco hasta latitudes cercanas a los 25°S mientras que la vaguada cruza el continente y en el océano pacífico domina el paso de una dorsal.

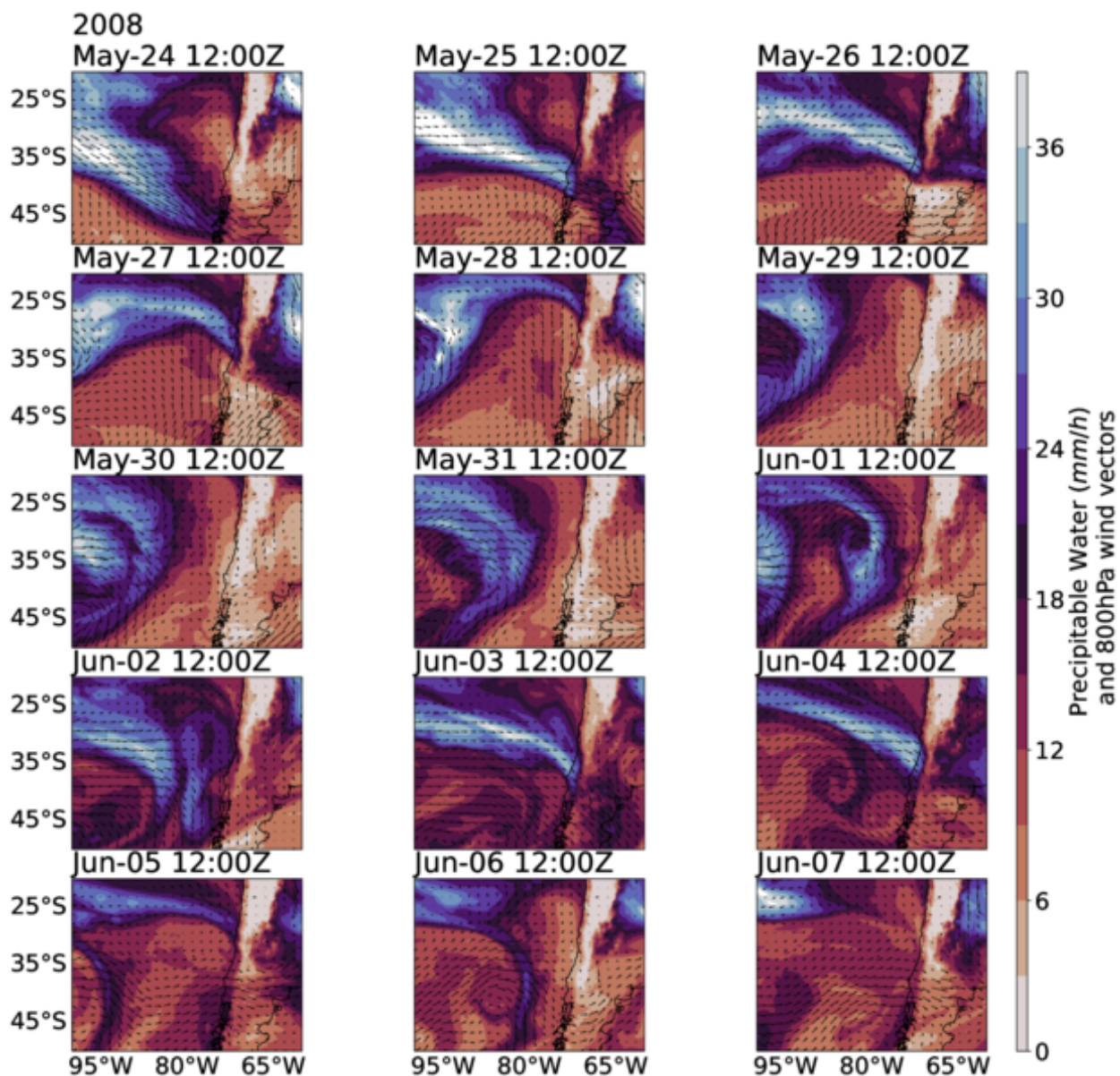


Figura 4.9: Evolución de los campos de agua precipitable y viento en 800hPa durante el 24 de Mayo y 7 de Agosto de 2008 para sudamérica y el océano pacífico suroriental.

Luego de esta tormenta no se observa una condición restituida del anticiclón del pacífico ni las condiciones medias típicas para un día de otoño, si no que se observa el desarrollo de

un segundo sistema frontal el cuál no generó precipitaciones en el continente. El día 29 y 30 este sistema se manifiesta con una baja presión entre los 45°S y 35°S, la cuál se mueve junto a una masa de aire cálido y húmedo que empieza a deformar y concentrar el aire frío que la primera tormenta dejó atrapado frente a las costas de CC. El día 31 de Mayo se observa la baja presión frente a CC y sobre el océano, la cuál está desfasada con una vaguada en altura cuyo eje tiene una inclinación hacia el este. El eje de la vaguada el día 1 de Junio, aún sobre el océano, se observa alineado con la posición de la baja y para el día 2 de Junio, la baja se disipó y la vaguada se observa debilitada sobre CC. Sobre el océano, el sistema deja un ambiente cálido y húmedo que complementa el desarrollo de la segunda tormenta, la que ya para el día 2 se observa en aproximación al continente.

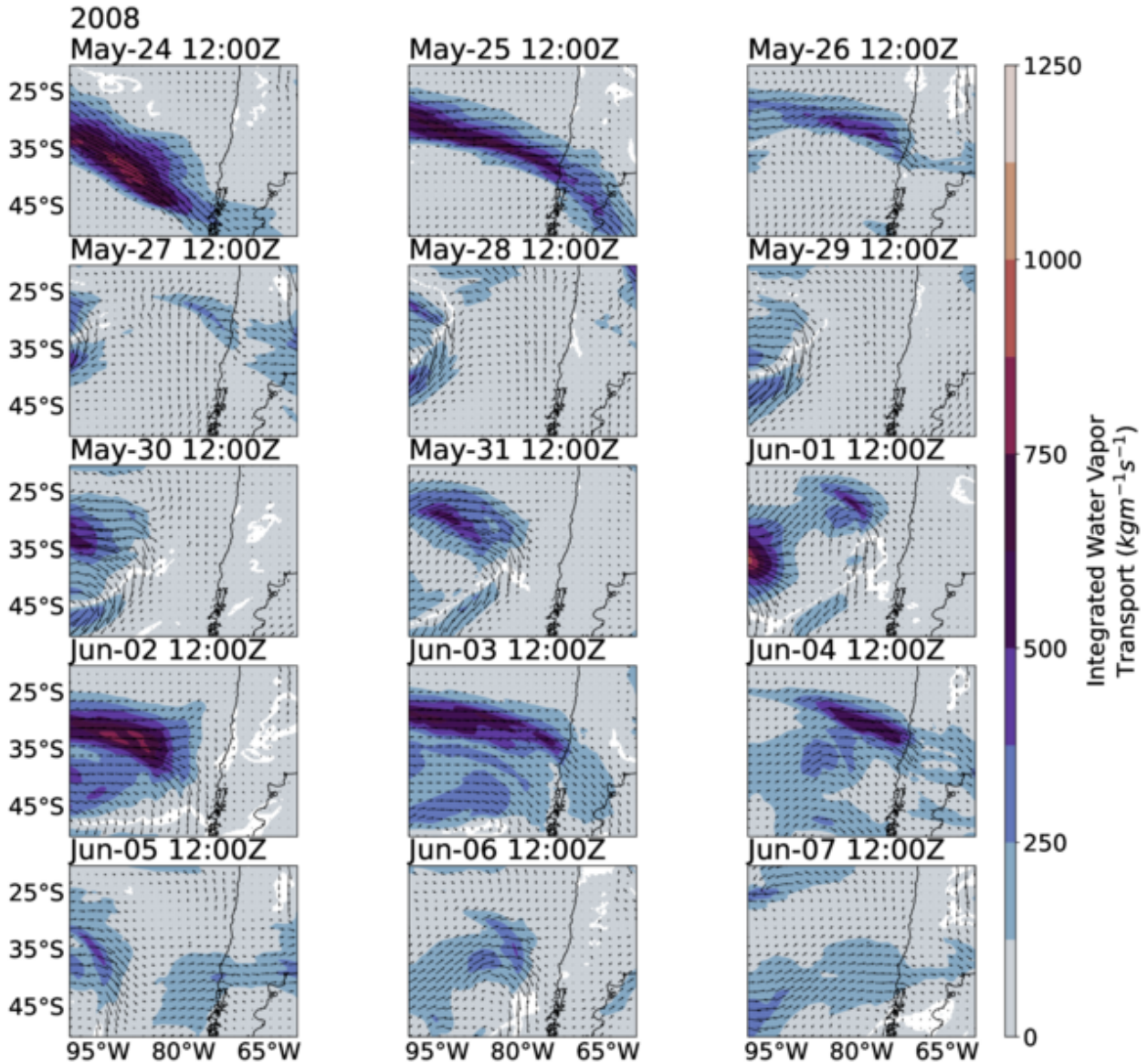


Figura 4.10: **Evolución del vector IVT durante el 24 de Mayo y 7 de Junio del 2008.** Magnitud en colores, magnitud, dirección y sentido en vectores. Datos del reanálisis ERA5

El desarrollo de la segunda tormenta se observa entre los días 2 y 5 de Junio. Esta se caracteriza, al igual que la primera tormenta, con una pluma de humedad y transporte en

dirección noreste con altos valores de IVT en esa dirección. Esta pluma de humedad se observa estar embebida en un ambiente cálido donde dominan los vientos zonales y una igual orientación de los contornos de presión y geopotencial. Se observan que los mayores gradientes de presión y geopotencial están sobre la pluma de humedad y junto a los mayores gradientes de temperatura, donde estos últimos son notorios pero menores en magnitud que en la primera tormenta.

El sistema impacta perpendicular al continente en las cercanías del paralelo 35°S, seguido de un desplazamiento hacia el norte por la componente sur de un viento frío del sur-oeste en los niveles bajos, el cuál está asociado a una baja presión al sur del paralelo 45°S. Los niveles altos mantienen su configuración zonal en CC incluso hasta el día 5, mientras que la condición en superficie se observa un poco más restablecida, conforme penetra el aire frío y se recupera el anticiclón del pacífico. Luego de la tormenta una condición húmeda y fría prevalece en Chile Central conforme sigue la recuperación del anticiclón. Por otro lado, al sur de Chile el día 6 y 7 se observa el paso de una nueva vaguada y una baja presión en superficie, separadas de la condición de CC.

4.2.2. Observaciones hidro-meteorológicas

La figura 4.11 ilustra la respuesta hidrológica de algunas cuencas de CC durante el caso de estudio, además de una estimación de las máximas áreas pluviales durante los eventos de precipitación. En la figura se puede observar que la primera tormenta no se asocia a grandes caudales, a excepción de las cuencas al sur del dominio como es el Río Melado En El Salto (tributario del Río Maule) y el Río Ñuble En San Fabián. Por otro lado la segunda tormenta generó una respuesta hidrológica significativa en la mayoría de las cuencas de la región. Los máximos caudales se detectaron principalmente entre las cuencas del Río Maipo hasta el Río Tenó, con magnitudes cercanas a $600m^3/s$, en donde se estiman áreas pluviales superiores al 30 %

Para la cuenca del Río Maipo En El Manzano, el detalle de la condición meteorológica e hidrológica se puede observar en la figura 4.12. Para la primera tormenta, las series de tiempo indican que la precipitación en Santiago ocurrió durante el día 26 y 27 de Mayo con temperaturas y presiones constantes del orden de 9.5°C y 950mb respectivamente. Los vientos no superaron los 2m/s en la ciudad, mientras que la precipitación estuvo concentrada desde la tarde del día 26 hasta la noche del día 27 con intensidades relativamente uniformes.

Las estaciones del DGF y San José de Maipo acumularon montos de precipitación de 42.3 y 125mm respectivamente, mientras que los sondajes de Santo Domingo indicaron una H_0 de 2966 y 1993m para los días 26 y 27 respectivamente, con un promedio ponderado por precipitación de 2850m. La tormenta generó una acumulación significativa de nieve en cordillera pasando de una cobertura inicial del 51.92 % a una de 91.35 %, lo que en términos del SL se traduce en valores de 2552 y 1748m respectivamente. En términos de los caudales, se observa una crecida que comenzó con la lluvia y duró hasta la mañana del día 28, con un valor máximo de $142.8m^3/s$.

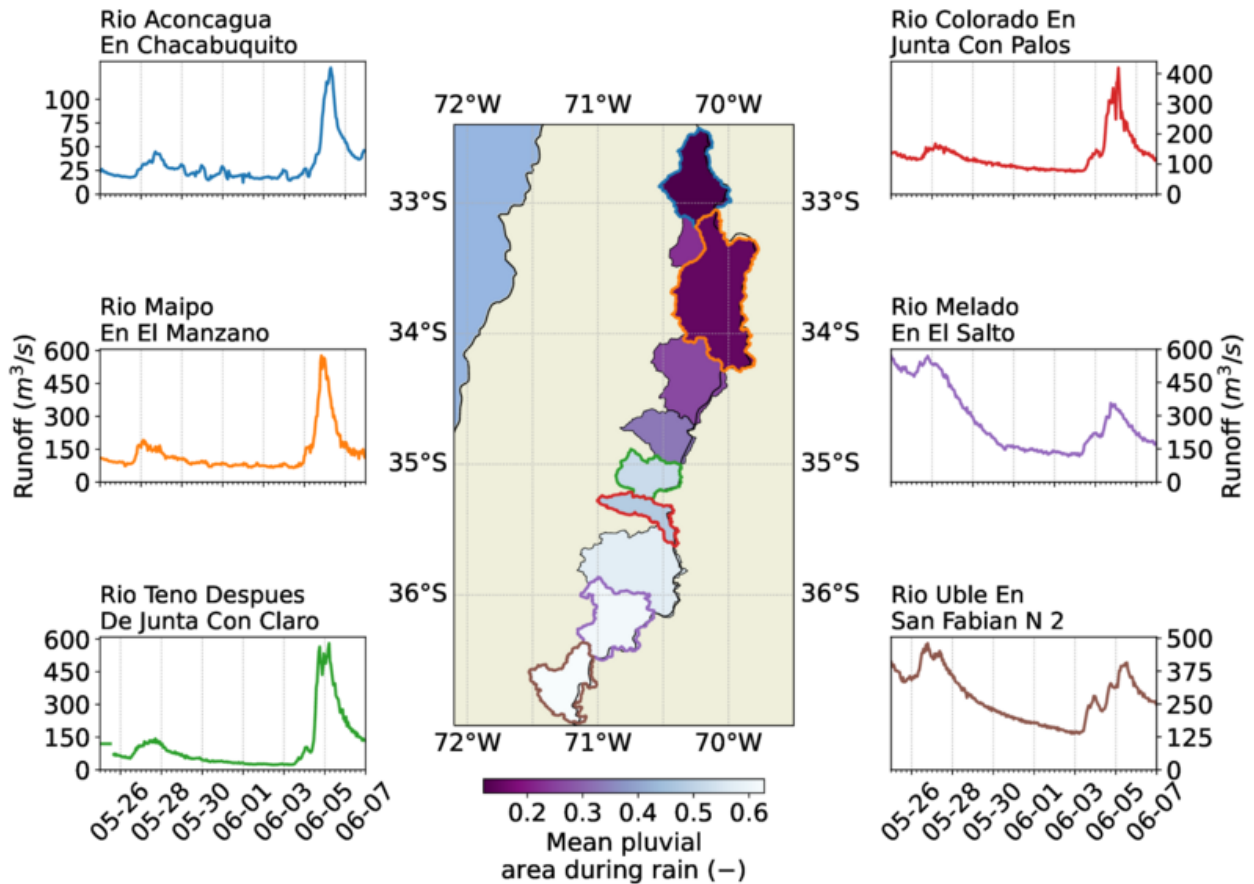


Figura 4.11: **Hidrogramas de caudales instantáneos para algunas cuencas de montaña durante el 26 de Mayo de 2008 hasta el 7 de Junio de 2008.** Figura central indica el promedio ponderado por precipitación del área pluvial durante la segunda tormenta, estimada a partir de CR2MET y ERA5.

Luego de la primera tormenta, las mediciones indican días despejados en Santiago y un progresivo aumento en las temperaturas y valores de H_0 . La tormenta intermedia documentada en la sección anterior no generó precipitaciones y se manifiesta el 1 de Junio como un mínimo de presión y un máximo de 3m/s (5 nudos) en la velocidad del viento. Previa a la llegada de la segunda tormenta, el SL y el SCA tenían valores de 1881m y 89.6% respectivamente.

Ya el día 3 de Junio comienzan a detectarse los efectos de la segunda tormenta. Durante este día, el día 4 y la madrugada del día 5 se registró la totalidad de las precipitaciones, las cuales a diferencia del evento anterior estuvieron concentradas en una duración de pocas horas, desde las 14:00hrs del día 4 hasta las 20:00hrs del mismo día. En Santiago se registró una máxima de 4.5mm/h a las 16:00hrs y asumiendo la misma distribución temporal se estima una intensidad de 10.5mm/h en San José de Maipo. En términos de los montos acumulados, la estación del DGF registró una acumulación de 27mm durante todo el evento, mientras que en San José de Maipo se registraron 63mm. Adicionalmente, la temperatura se observó estable entorno a los 11.7°C, los vientos variables pero menores a 3m/s, y las presiones fueron mínimas al inicio de la lluvia pero bruscamente en aumento luego del chubasco principal.

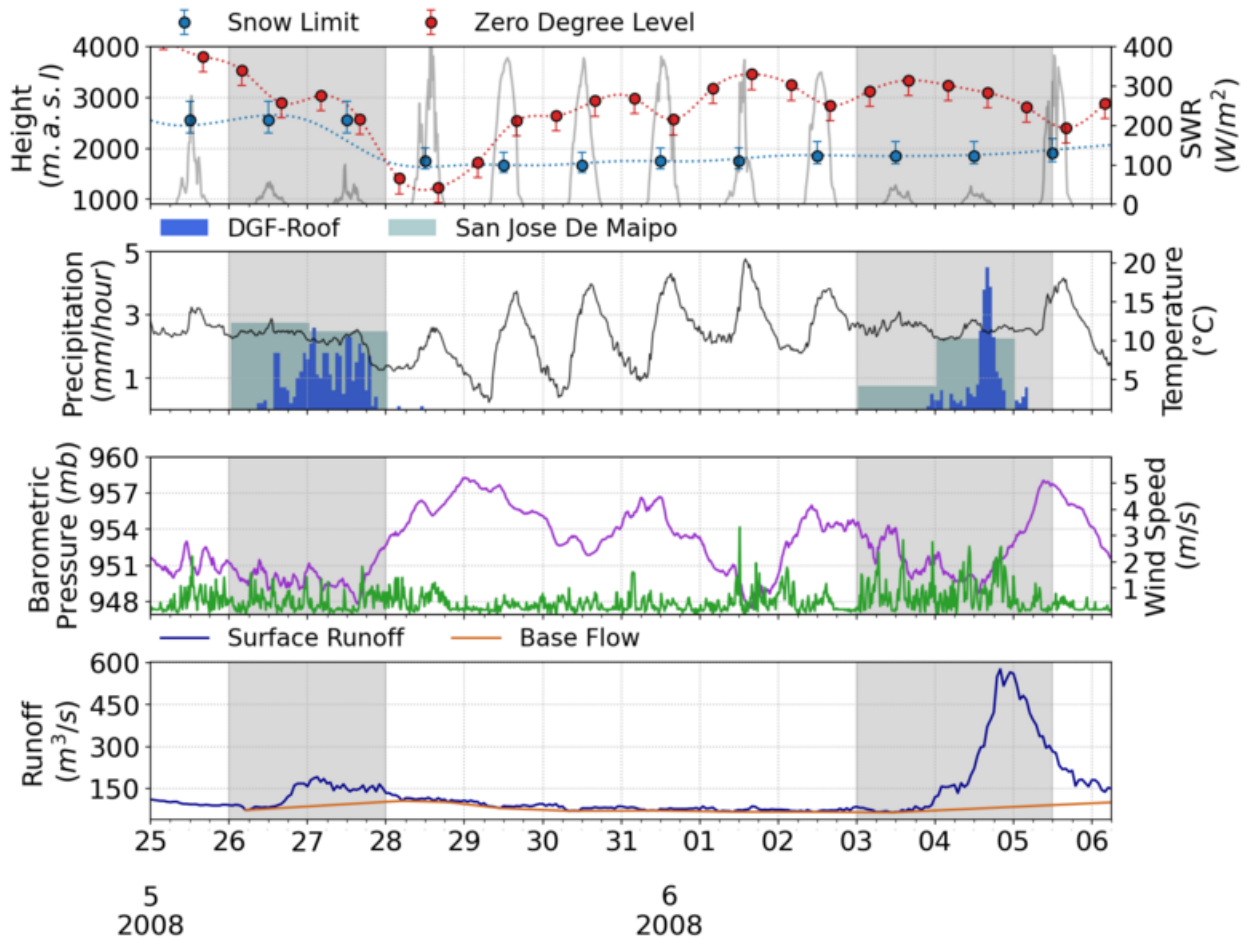


Figura 4.12: **VARIABLES meteorológicas e hidrológicas observadas durante el 25 de Mayo del 2008 y el 6 de Junio de 2008.** La figura indica: la altura de la isoterma 0°C (línea punteada y puntos rojos) y nivel de congelamiento (barra de error inferior), percentiles 80 %,20 % (barras de error) y 50 % (puntos y línea punteada) de la distribución del límite de la nieve en altura, la radiación solar en el Santiago (línea continua gris), la temperatura en Santiago (línea continua negra), la precipitación en Santiago (barras azules), la precipitación en la salida de la cuenca (barras plateadas), el viento y la presión atmosférica en Santiago (líneas continuas verde y morada) y el caudal observado junto al flujo base estimado en la salida de la cuenca (líneas continuas azul y anaranjada).

Respecto a la elevación de la isoterma 0°C , los días de 3 y 4 de Junio se registraron valores de 3291 y 2955, mientras que se estima una H_0 promedio ponderado por precipitación de 3097m. Los valores de SL previos a la tormenta, junto a los valores de H_0 en ella indican la ocurrencia de lluvia sobre nieve y derretimiento, de manera que luego de las lluvias, se detecta un SL y SCA de 2039m y 86.5 % respectivamente. Por último se registra una crecida significativa en los caudales del Río alcanzando un máximo de $577.4\text{m}^3/\text{s}$ el día 4 a las 20:00hrs, 4 horas después de las máxima intensidad de lluvia.

Por otro lado, la figura 4.13 muestra la evolución de la precipitación, H_0 y SWE en los productos de reanálisis para la primera y segunda tormenta de este caso de estudio.

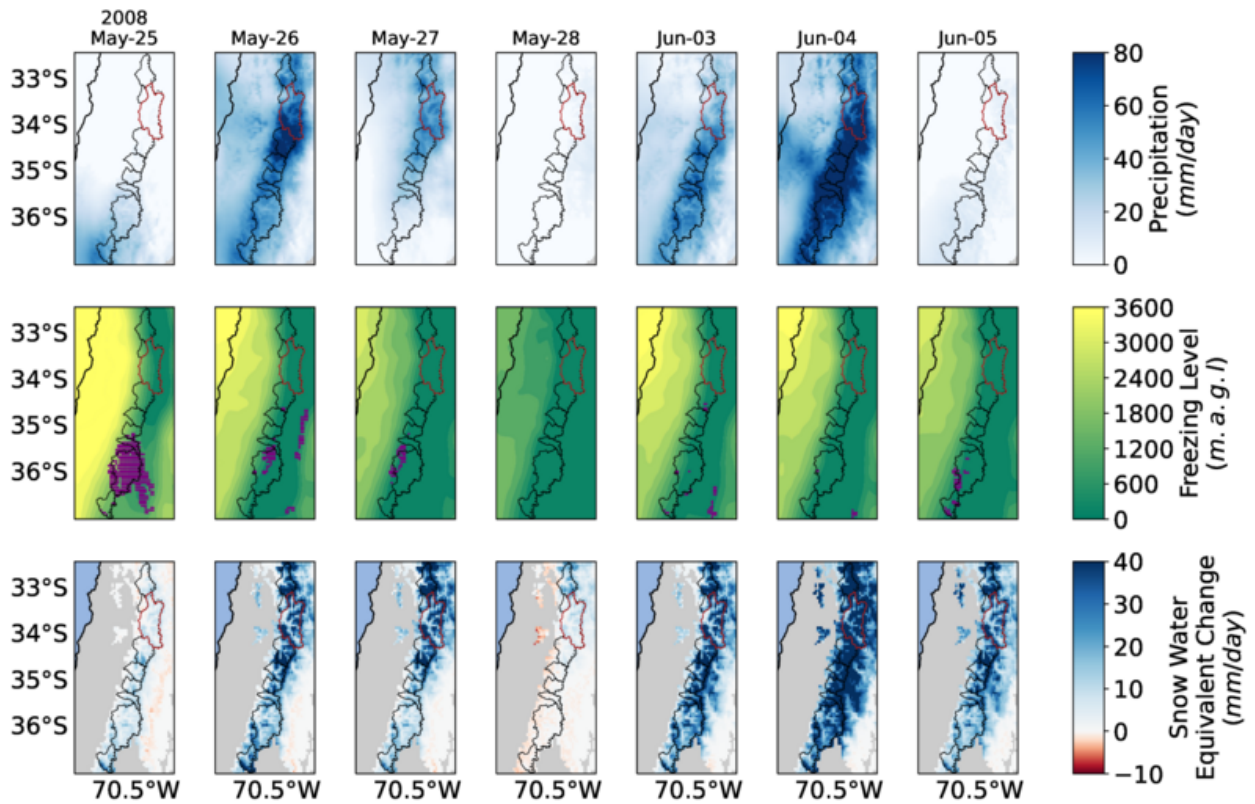


Figura 4.13: Evolución de los campos de PR, FL y Δ SWE para el dominio de montaña entre los días 25 de Mayo y 5 de Junio de 2008 (obviando algunos días entre las lluvias). Figuras realizadas respectivamente con el producto CR2MET, reanálisis ERA5 y el reanálisis de Cortés and Margulis (2017). Puntos morados indican las posiciones donde hubo ROS sujeto al mismo criterio del caso de estudio anterior.

Para la primera tormenta, el reanálisis indica que la mayoría de las precipitaciones ocurrieron el día 26 en todas las cuencas, siendo los montos máximos acumulados en la zona sur del Río Maipo, la cuenca del Río Cachapoal y el norte de la cuenca del Río Teno. Respecto a la cobertura nivel el reanálisis indica una baja acumulación el día 25 y valores superiores a 40mm los días 26 y 27. Numerosos eventos ROS se detectan concentrados en la cuenca del Río Maule, los cuáles también se detectan el día 26 y 27 pero con una cobertura espacial reducida.

Por otro lado, para la segunda tormenta el reanálisis detecta precipitaciones el día 3 y 4 de Junio, con acumulaciones diarias superiores a la tormenta anterior y valores de 80mm el día 4 Junio para la mayoría de las cuencas andinas al sur del Río Maipo. Junto a estos montos de precipitación, el reanálisis de SWE indica una acumulación de nieves para la mayoría de las cuencas en la región y la metodología no detecta un número significativo de píxeles bajo la condición de ROS.

4.2.3. Repercusiones hidrológicas

El detalle de las consecuencias hidrológicas de estas tormentas se puede observar en los hietogramas e hidrogramas de escorrentía directa de los Ríos Maipo y Teno esquematizados en las figuras 4.14 y 4.15 respectivamente, donde esta última cuenca se escoge por tener

información horaria de precipitación y por ser la cuenca que alcanzó los máximos caudales.

En el caso del Río Maipo se puede observar que en los momentos de precipitación, el área pluvial derivada de ERA5 es semejante con la obtenida utilizando el radiosonda de Santo Domingo, a excepción de la primera tormenta donde se observa una subestimación.

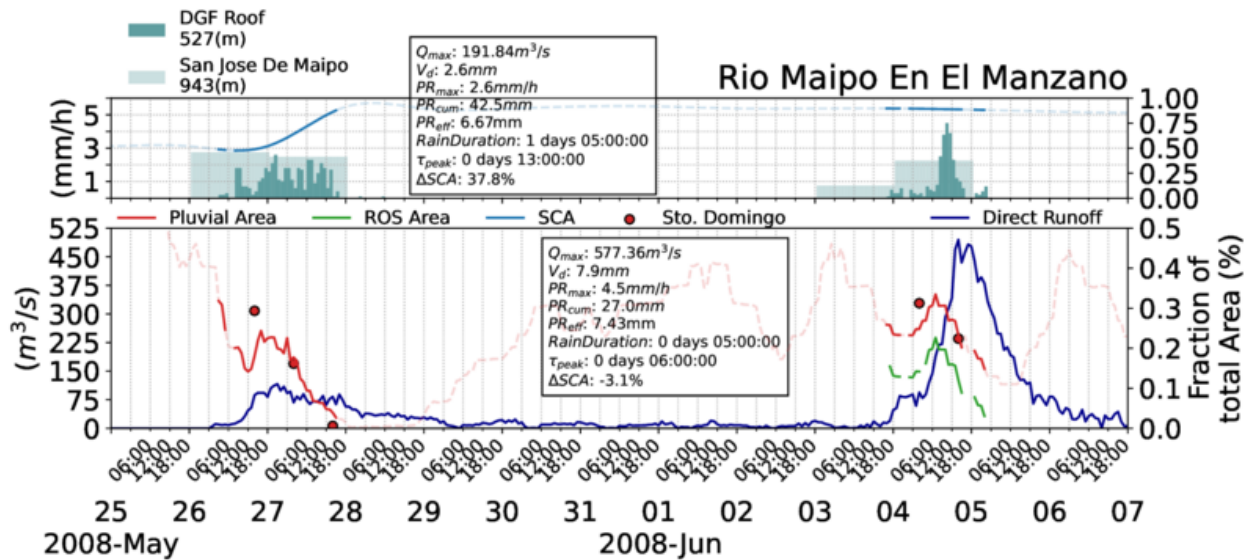


Figura 4.14: **Análisis detallado de las precipitaciones, temperatura, nieves y la respuesta hidrológica de la cuenca del Río Maipo en términos de caudales instantáneos.** La Figura indica: intensidad de precipitación en Santiago (verde oscuro), precipitación acumulada diaria en San José de Maipo (barras transparentes), interpolación horaria de la cobertura nival IANIGLA-CR2MET (línea azul claro), escorrentía directa (línea azul oscuro), el área pluvial (línea roja) y el área ROS (línea verde). Cuadro superior indica estadísticas para la primera tormenta y el cuadro inferior para la segunda.

Para la segunda tormenta se estima una precipitación líquida de 14.7mm en San José de Maipo, una disminución del *SCA* del 3.1%, un volumen de escorrentía directa de 7.9mm ($38.3hm^3$) y un tiempo de respuesta de 6 horas. Junto al área pluvial y el *SCA* se determina un A_{ROS} máxima del 22.6%, y al momento de las máximas precipitaciones se estima un valor de 19.6%.

En el caso de la cuenca del Río Teno, se observa para la primera tormenta una acumulación de precipitación de 108.8mm en la estación homónima, la información satelital indica un aumento en la cobertura nival del 58.6% de manera que previo a la segunda tormenta la cobertura nival era de 74.1%. La precipitación en esta segunda tormenta se observó ocurrir a partir del día 3 a las 6hrs con una duración de 1 día y 21 horas. Los montos acumulados en la estación fueron de 144.9mm y se observa estar distribuida en tres pulsos, donde el último registra la máxima intensidad de 11mm/h. Para el área pluvial y el área ROS se determina valores medios de 55% y 25.4% respectivamente, mientras que para la estación se estima una precipitación líquida de 68mm y una pérdida de cobertura nival en la cuenca de 2.5%. Por último el caudal máximo se registra en $580.3m^3/s$ el día 5 a las 5hrs y se estima un volumen de escorrentía directa de $37.4mm$ ($45.1hm^3$).

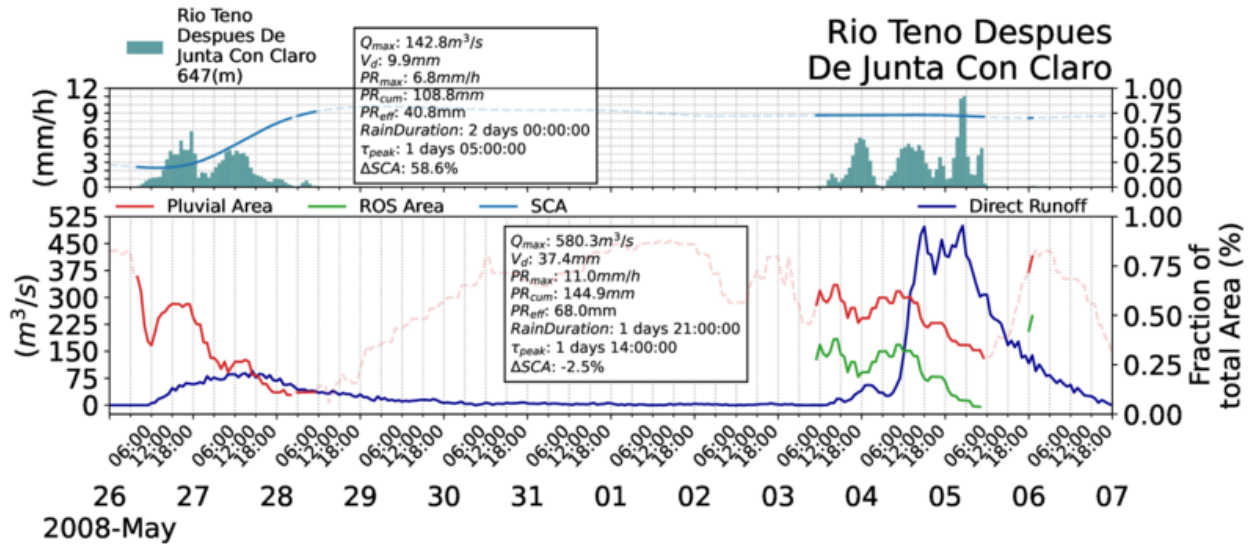


Figura 4.15: Análisis detallado de las precipitaciones, temperatura, nieves y la respuesta hidrológica de la cuenca del Río Teno en términos de caudales instantáneos. La Figura indica: la interpolación horaria de la cobertura nival IANIGLA-CR2MET (línea azul claro), escorrentía directa (línea azul oscuro), el área pluvial (línea roja) y el área ROS (línea verde). Cuadro superior indica estadísticas para la primera tormenta y el cuadro inferior para la segunda.

4.2.3.1. Cálculo de la contribución por derretimiento de nieves a la crecida del Río Maipo En El Manzano

Para la cuenca del Río Maipo En El Manzano, luego de la tormenta del 4 de Junio el SL continúa más bajo que el valor que tenía previo a la tormenta del 27 de Mayo (Figura 4.12), esto significa que la nieve derretida durante la segunda contenía un SWE equivalente a la precipitación acumulada en la primera. Considerando esto, se puede realizar un cálculo sencillo del aporte por derretimiento de nieves en la crecida utilizando los términos presentes en la siguiente ecuación de balance hídrico:

$$\Delta S = (PR_{t_2} \cdot A_p + SWE_{t_1} \cdot \Delta SCA) - V_d$$

donde ΔS es la ganancia o pérdida de agua en la cuenca, PR_{t_2} la precipitación acumulada en la segunda tormenta, A_p el área pluvial, SWE_{t_1} el equivalente en agua de nieve para la primera tormenta, ΔSCA la pérdida de cobertura nival y V_d el volumen de escorrentía directa derivada del caudal evacuado por la cuenca.

El término en paréntesis es el agua total disponible para crecidas, donde se considerará el promedio de cuenca de la precipitación de CR2MET como la lluvia representativa. Para la primera tormenta, el producto indica una acumulación de $PR_{t_1} = 116mm$ y con ERA5 se estima un área pluvial promedio de 16.9%, de manera que el SWE es equivalente a la fracción sólida con un valor de $116 \cdot (100 - 16.9)\% = 96.28mm$. Para la segunda tormenta el reanálisis indica una precipitación acumulada de $PR_{t_2} = 113mm$ y el área pluvial promedio durante la lluvia se estima en un 24.9%, lo que implica una precipitación líquida de $PR_{eff} = 28.2mm$.

La pérdida de cobertura nival se observó ser del 3.1%, por lo que considerando la nieve acumulada de la tormenta anterior se estima un aporte por derretimiento de nieves de SWE_{t_1} .

$\Delta SCA = 2.9mm$, lo cuál en términos porcentuales significa una contribución del 10.6% de la precipitación líquida.

4.2.4. Discusión del evento

Este segundo caso de estudio presenta una configuración sinóptica bastante distinta al caso de estudio anterior, ya que tanto la primera como la segunda tormenta presentan características típicas de tormentas cálidas.

En el caso de la primera tormenta, la baja presión desaparece rápidamente y la anomalía negativa se mantiene bastante al sur-este del frente, de manera de que este último se desplaza hacia el norte por el viento sur del anticiclón en superficie. Este anticiclón, de características frías, se asocia principalmente a la dorsal que recién se observa el día 28. Esta dorsal indica que durante la lluvia en los días 25, 26 y 27, sobre el pacífico sur, al oeste, prevalencia una condición de bloqueo, lo cuál permite explicar la presencia del viento sur, por debajo del frente, desde el día 24 hasta avanzado el día 29.

Esta primera tormenta presenta un gradiente intenso de temperatura en el frente ($\Delta T \geq 5^{\circ}C$), y a pesar de que al comienzo de la lluvia los valores de H_0 eran altos ($\geq 3000m$), el día de máximas lluvias en Santiago (27 de Mayo) la elevación de la isoterma $0^{\circ}C$ estaba en una transición rápida hacia valores muy bajos ($\leq 1500m$). Esto último explica el aumento en la cobertura nival de las cuencas, y pone en evidencia que las así llamadas tormentas cálidas también pueden generar nevadas significativas, siempre y cuando la advección de aire frío por el viento sur sea suficiente.

A diferencia de la primera, en la segunda tormenta, los gradientes de presión y geopotencial se observan mucho más intensos en CC, indicando mayores magnitudes de viento, lo cual a su vez explica la menor duración de esta tormenta. Junto a esto, se observa que esta segunda tormenta tuvo mayores valores de IVT entorno a los $33^{\circ}S$ con respecto a la primera, lo cuál se asocia en parte a la acumulación de humedad que dejó la tormenta intermedia, pero también a la humedad de la tormenta misma, la cuál ocurrió con vientos del oeste intensos en las latitudes de CC (Figura 4.9).

A nivel local, la acumulación de lluvia en la estación de San José de Maipo fue menor que en la primera tormenta aunque no se descarta que a escala de cuenca la precipitación acumulada haya sido mayor o equivalente. Esto por que en el caso del Río Teno, ocurrió que la estación acumuló 40mm más que en la primera tormenta, por lo que la menor acumulación en San José se asocia a un efecto particular de la ubicación del pluviómetro. Además las acumulaciones de CR2MET para el promedio de cuenca del Maipo indican valores similares en ambas tormentas (116 y 113mm respectivamente), por lo que las grandes diferencias en los caudales sólo pueden estar asociadas al área pluvial, a la intensidad de lluvia o al aporte por derretimiento de nieves.

En la segunda tormenta el valor de H_0 se mantuvo entorno a los $3000m$ durante todo el evento, esto explicado a que no se observa ninguna masa de aire fría involucrada (Figura 4.8). Estos valores de H_0 implican que una parte significativa de la precipitación contribuyó a la escorrentía de los ríos, explicando en parte, el mayor volumen de escorrentía directa observado (Figura 4.11). Considerando los valores de SL antes y después de la segunda tormenta, se infiere que ocurrió lluvia sobre nieve en la mayoría de las cuencas de CC, además, en las

cuencas al norte de Río Colorado se observa una respuesta hidrológica significativa, la cuál es consecuencia directa del paso de la tormenta. Al sur del Río Colorado las cuencas se encontraban con caudales anómalos en descenso, probablemente asociado a un evento de precipitación previo a la primera tormenta, por lo que estas cuencas se descartan del análisis de impacto asociado a la lluvia sobre nieve.

En particular para la cuenca del Río Maipo, el derretimiento de nieves se cuantifica en una contribución de un 10.6 % de agua líquida adicional. Este cálculo se considera como una aproximación de primer orden ya que no se toma en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación, además, esta contribución se juzga también como una subestimación, ya que sólo se consideró las zonas donde se derritió toda la columna de nieve, de manera que otras pérdidas de *SWE* dentro del área ROS no están siendo consideradas.

Por otro lado, en el hidrograma del Río Maipo, se observa que la curva de ascenso es semejante a la curva de descarga, y en general la variación temporal es similar a la de la precipitación. Esta similitud en las curvas de ascenso y descenso indican que en la cuenca la infiltración estuvo inhibida, probablemente por que las máximas lluvias estuvieron concentradas sólo en unas pocas horas, y en parte sobre la nieve, explicando así los tiempos breves de respuesta. En el caso del Río Teno, donde las precipitaciones ocurrieron con una mayor duración no se observa este comportamiento. Aún así con la información disponible no se puede distinguir si el principal origen de la crecida es la mayor área pluvial junto con la intensidad de lluvia, el derretimiento de nieves, o el efecto mixto de todos los procesos.

Finalmente, este último caso de estudio muestra que la presencia de lluvia sobre nieve puede estar asociada a pérdidas de cobertura nival durante tormentas. Aún así, a pesar de que esto se observa haber ocurrido en las mediciones, en los productos de reanálisis no se observa este comportamiento, es más, el criterio para detectar los eventos ROS falla en la totalidad de Chile Central, incluso cuando se relaja el umbral de *SWE*. En la primera tormenta se detectan eventos al sur de dominio y al comienzo de la lluvia, lo cuál pudo haber sido real para la cuenca del Maule, pero en la segunda tormenta, donde definitivamente hubo ROS en múltiples cuencas, no se detecta evento alguno, lo cuál se asocia a que el reanálisis de nieve no representa bien el derretimiento de media montaña durante eventos de lluvia.

Capítulo 5

Climatología de eventos de lluvia sobre nieve en Chile Central

En este capítulo se trabajará en la detección masiva de eventos ROS, esto con el objetivo de diagnosticar las tendencias anuales, la distribución geográfica, la estacionalidad del fenómeno y sus características típicas. Como se vió en los casos de estudio, existen incertidumbres respecto al uso de los reanálisis, por lo que el estudio se divide en dos: (i) un análisis a nivel de cuenca apoyado por las observaciones satelitales de nieve y (ii) un análisis a nivel de píxel utilizando completamente información de reanálisis. Adicionalmente en la sección final se utiliza la climatología para evaluar de las condiciones hidrometeorológicas medias asociadas a las tormentas que dan lugar a ROS y sus diferencias respecto a un evento de precipitación cualquiera.

5.1. Análisis utilizando reanálisis ERA5, CR2MET y el observatorio andino.

La frecuencia media anual de días con y sin derretimiento, junto a la variación estacional de días ROS para las cuencas de CC se puede observar en la figura 5.1. En esta se observa que la mayoría de los días ROS ocurren a principio y fines de invierno con una máxima frecuencia en los meses de Junio y Agosto. Se observa además que las distribuciones están sesgadas hacia la primavera, encontrándose más eventos en Septiembre y Octubre que en Mayo y Abril, esto especialmente en las cuencas del Río Teno, Colorado y Ñuble.

Por otro lado, el número de días ROS aumenta con la latitud y conforme aumentan los días de precipitación en las cuencas. Se observa que aquellas con menor número de días ROS son las del Río Aconcagua y Mapocho con un promedio de 1.6 y 2.4 eventos por año, le sigue el Río Maipo, Cachapoal y Tinguirica con 2.9, 9.2 y 11.0 eventos por año y las cuencas con mayor número de eventos ROS son las del Río Teno, Colorado y Ñuble con 15.5, 15.4 y 19.6 eventos por año. No en todos los eventos ROS se observa una pérdida de cobertura nival, es más, cuando se consideran todas las cuencas en la estadística, en promedio sólo el 43% de éstos cumple esta condición.

La figura 5.2 muestra algunas estadísticas y propiedades de los eventos ROS en contraste a un día de lluvia o crecida de río típica. La figura 5.2a, 5.2b y 5.2c muestran la distribución espacial de la frecuencia media de eventos ROS y su razón respecto a los días de lluvia cuando se observa o no derretimiento. A modo general se observa que para las cuencas al norte del Río Maipo, se detecta lluvia sobre nieve aproximadamente en un 15% de los días de precipitación, y aumentado dicha frecuencia hacia el sur. Entre el Río Maipo y el Teno se observan frecuencias entre el 15% y 30% de los días de lluvia, y hacia el sur de ésta última cuenca se observa una ocurrencia mayor al 45% de los eventos de lluvia. Finalmente, respecto a los eventos ROS donde se detecta un derretimiento, se observa un comportamiento espacial similar pero disminuido en magnitud, en donde las cuencas al sur del Río Teno muestran las máximas frecuencias, pero no superiores al 20% de los días de precipitación.

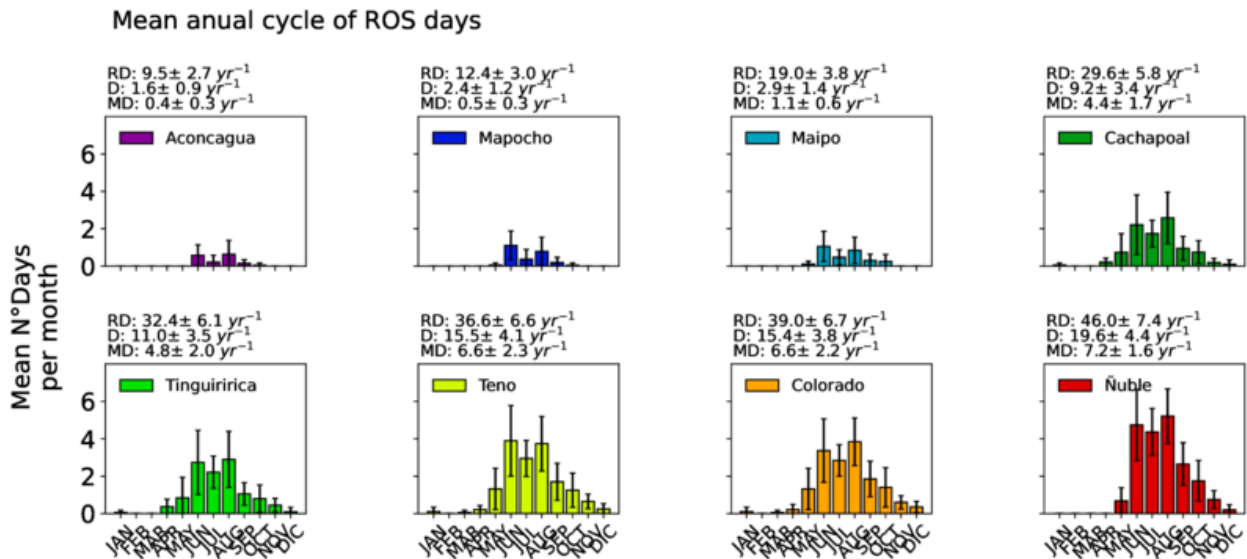


Figura 5.1: **Ciclo anual de eventos ROS a nivel mensual para las principales cuencas de montaña de Chile Central.** RD: Promedio anual del número de días de precipitación. D: Promedio anual del número de días de lluvia sobre nieve. MD: Promedio anual del número de días de lluvia sobre nieve donde se detectó derretimiento. Errores indican el intervalo de confianza del 95%.

La figura 5.2d muestra el número de crecidas donde se detectó lluvia sobre nieve de las 100 mayores en términos del exceso de caudal (caudal menos flujo base). En la figura se observa que entre el Río Cachapoal y Aconcagua, menos de la mitad de las máximas crecidas han ocurrido en situaciones de lluvia sobre nieve, no así hacia el sur, en donde la relación se invierte. Se observa además que el máximo valor de este indicador está en las cuencas del Río Teno y Colorado con valores superiores al 75%, mientras que para el Río Ñuble disminuye, pero aún se mantiene superior al 50%. En el caso de los eventos donde se detecta derretimiento, la figura 5.2e muestra el promedio del ΔSCA observado. En ella se puede observar que las cuencas al norte del Río Cachapoal presentan los máximos valores, con pérdidas medias entre el 2% y 3% de la cobertura nival. Hacia el sur de esta cuenca se observan en general pérdidas medias menores al 2%, con un máximo local en la cuenca del Río Teno, donde se observa una pérdida media de cobertura nival de 2.1% (N=40).

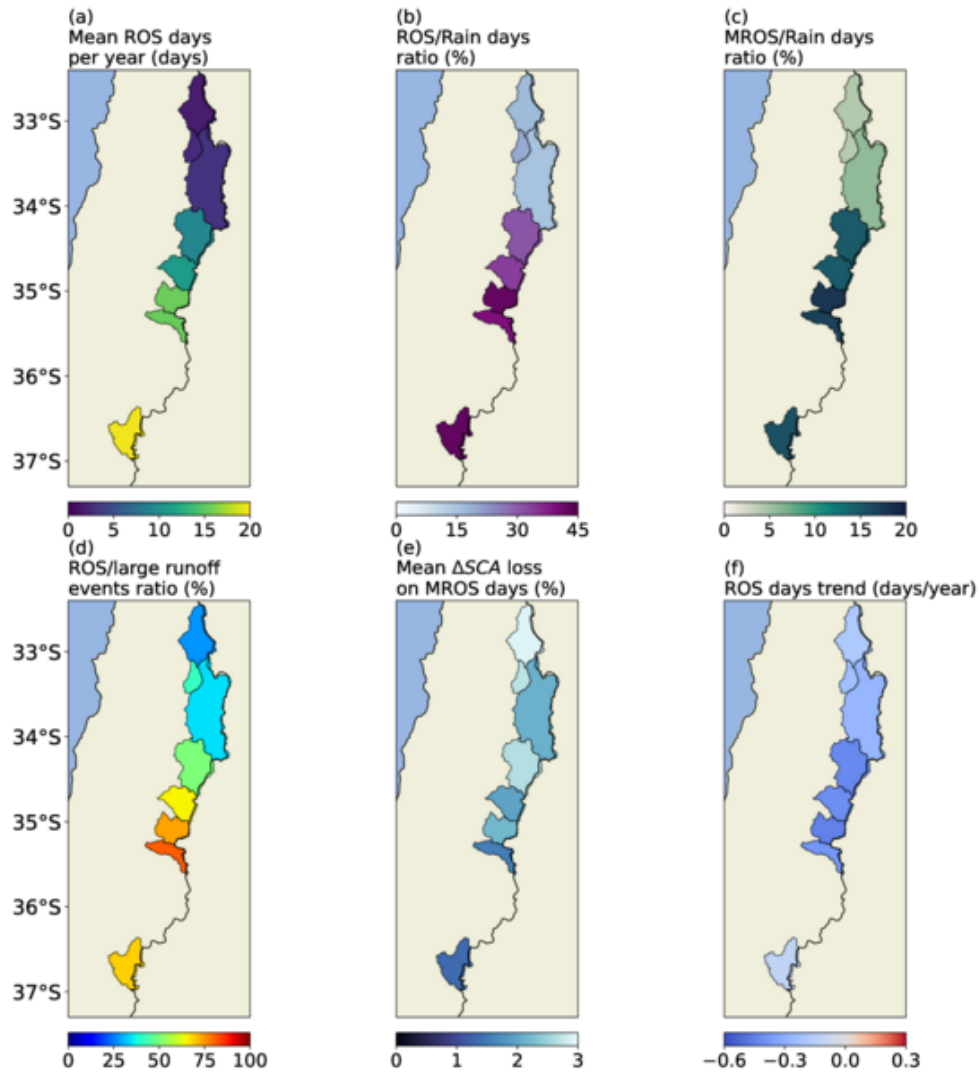


Figura 5.2: Frecuencia, estadísticas generales y propiedades de los eventos ROS para las principales cuencas de montaña de Chile Central. (a): Número promedio de días ROS al año, (b): Razón entre el número promedio de días ROS y el número promedio de días de lluvia. (c): Razón entre el número promedio de días ROS con derretimiento y el número promedio de días de lluvia. (d): Número de días ROS presentes en las 100 mayores crecidas. (e): Promedio de la pérdida de *SCA* en días ROS con derretimiento. (f): Tendencia anual de días ROS (p values >0.05).

Por último la figura 5.2f muestra la tendencia anual del número de eventos ROS, donde se observa una tendencia negativa para todas las cuencas de Chile Central en los últimos 20 años, la cuál resultó estadísticamente no significativa en todas las cuencas.

5.2. Análisis utilizando reanálisis ERA5, CR2MET y el reanálisis SWE de Cortés and Margulis (2017).

En esta siguiente sección se ilustran los resultados de la detección masiva de eventos ROS a nivel de píxel mediante el uso de reanálisis. La figura 5.4 indica los resultados encontrados, en donde sólo se muestran aquellos píxeles donde ocurre en promedio, por lo menos, un día de ROS al año.

Las figuras 5.4a, 5.4b, 5.4c muestran, al igual que en el análisis anterior, la distribución espacial de la frecuencia de días ROS y su relación respecto a los días de lluvia. Comparando con la orografía, en las figuras 5.3a, b y c se observa que los eventos ROS dependen de la latitud, de manera que la frecuencia aumenta con esta coordenada (Figura 5.3b), pero mientras más al sur, ocurren en bandas de elevación cada vez menores (Figura 5.3a). El promedio regional para CC indica que la mayoría de los eventos ocurren entorno a los 1500-2500m de elevación (Figura 5.3c), pero al sur de dominio, éstos ocurren principalmente en la banda de 1000 y 2500 metros, mientras que hacia el norte, en menor magnitud, ocurren entre los 2500 y 3500m. Adicionalmente, se destaca que en la frontera sur-occidental de las cuencas del Cachapoal, Maule y Ñuble es donde se observa la mayor prevalencia de eventos, con una frecuencia entorno al 60 % de los días de lluvia (Figura 5.4b).

Para aquellos días donde se estima una pérdida de SCA (Figura 5.4c), se detecta una distribución espacial similar a los campos anteriores, con valores no superiores al 25 %, y concentrados también en la misma banda de elevación. Para estos días, la figura 5.4e muestra la razón entre el promedio del ΔSWE y el promedio de precipitación, en donde se estima una contribución entre el 40 % y 50 % cuando la situación ocurre en la alta montaña (>2500m). A pesar de esto, a grandes rasgos, la contribución se estima ser menor al 30 % de la precipitación acumulada diaria.

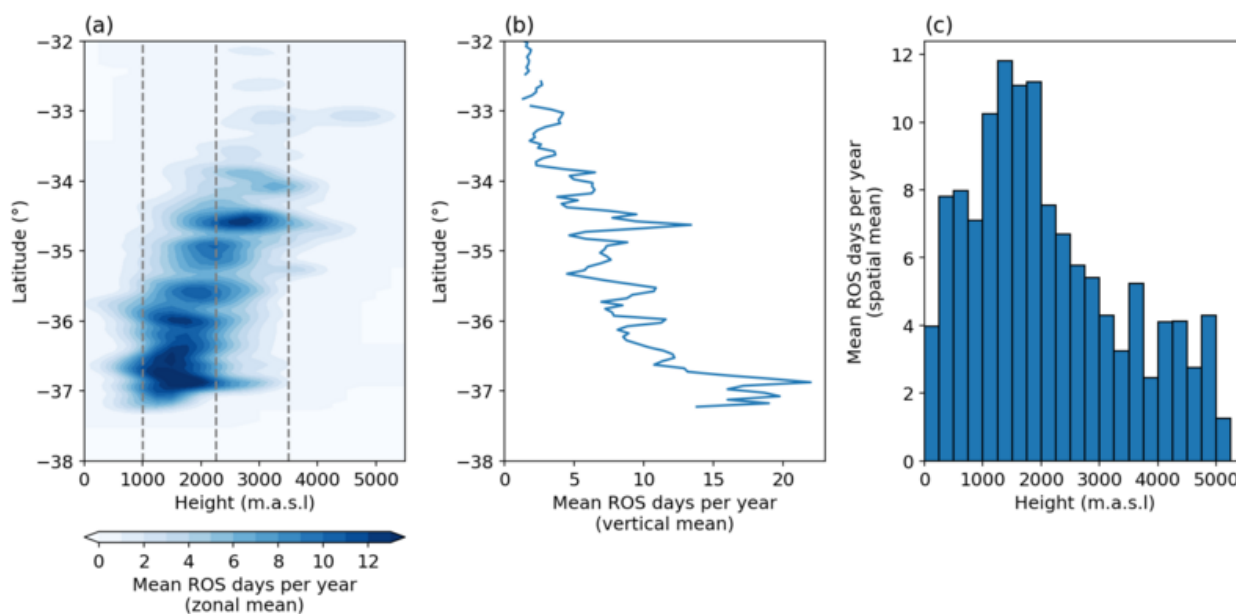


Figura 5.3: **Número promedio de días ROS según banda de elevación y latitud (panel (a)), sólo latitud (panel (b)) y sólo banda de elevación (panel (c))**. Bandas de elevación cada 250m y resolución latitudinal de 0.05°. Panel (a) fue suavizado dos veces con una media móvil de 3x3.

Finalmente las figuras 5.4d y 5.4f muestran en que mes ocurre el máximo número de días ROS y la tendencia media anual. Con respecto a la primera se detecta que para la mayoría de CC los días ocurren principalmente en el mes de Agosto, a excepción de la cuenca del Río Cachapoal y Maipo, en donde se observa que la mayoría de los días ocurren en el mes de Septiembre. Por otro lado, para la segunda, se detecta transversalmente una tendencia negativa en el número de eventos anuales, aunque al igual que en el análisis anterior estas

tendencias resultan estadísticamente no significativas casi en la mayoría de los píxeles, a excepción de algunos en la parte baja de las cuencas.

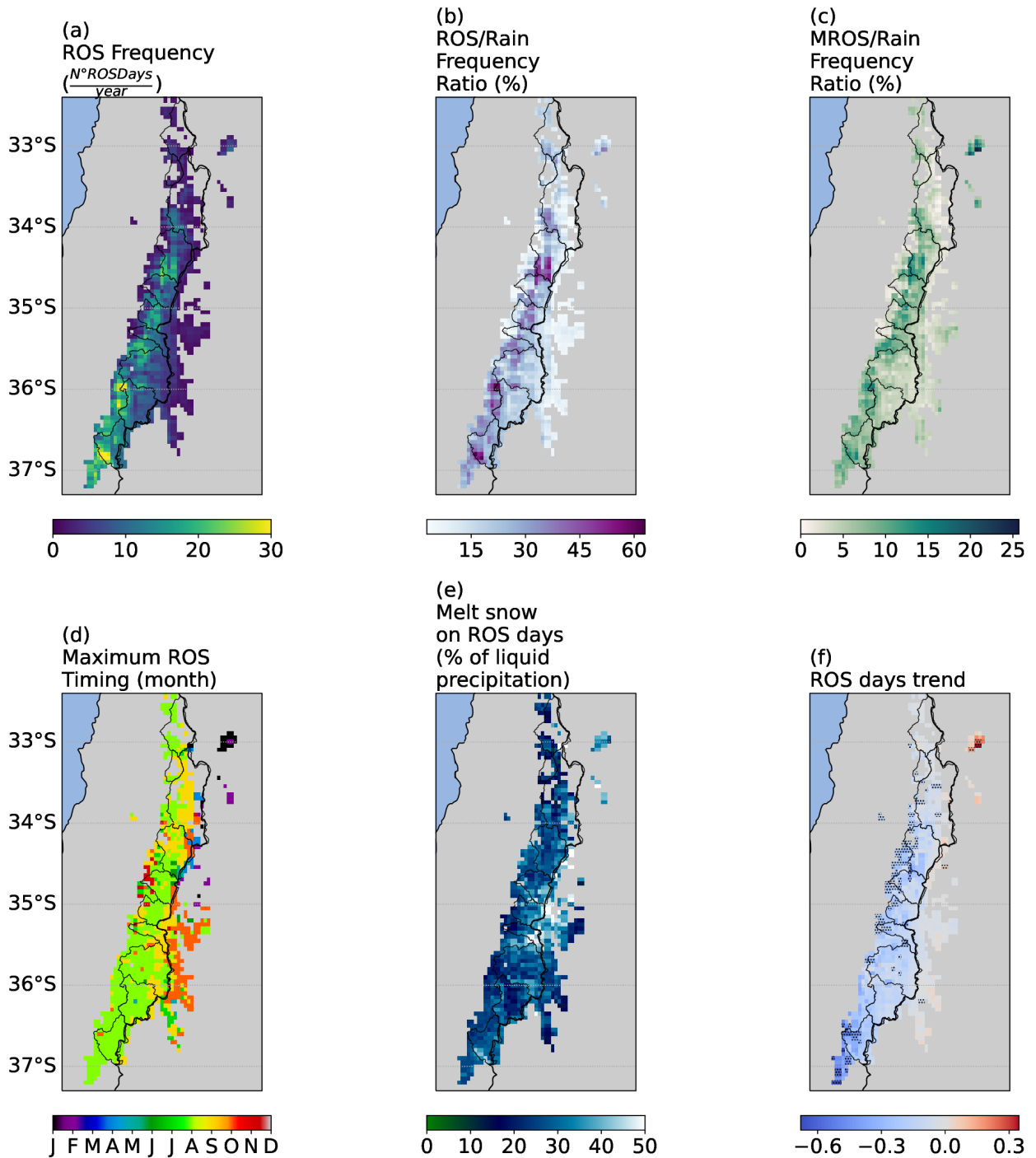


Figura 5.4: **Frecuencia, estadísticas generales y propiedades de los eventos ROS a nivel de píxel $0.05^\circ \times 0.05^\circ$.** (a): Número promedio de días ROS al año, (b): Razón entre el número promedio de días ROS y el número promedio de días de lluvia. (c): Razón entre el número promedio de días ROS con derretimiento y el número promedio de días de lluvia. (d): Mes de la máxima ocurrencia (e): Razón entre el ΔSWE y la precipitación líquida en días ROS con derretimiento. (f): Tendencia anual de días ROS, zonas achuradas indican un $pvalue > 0.05$.

5.3. Análisis compuesto y elementos típicos de una tormenta ROS

A continuación se presentan algunas de las características de la meteorología de gran escala esperables en una tormenta ROS. Para esto se considera la serie de tiempo de los días ROS en la cuenca del Río Teno¹⁶, ya que ésta presenta un número significativo de días al año (15.5 días), y además se encuentra en una posición relativamente central respecto al resto de las cuencas analizadas en este estudio.

La figura 5.5 muestra el promedio de distintos campos durante eventos de precipitación que acumularon más de 30 mm en la cuenca. La primera columna muestra el promedio de los eventos donde se detectó lluvia sobre nieve además de una pérdida de cobertura nival respecto al día siguiente (N=30). Por otro lado la segunda columna indica un promedio de los eventos donde no hubo ROS, en donde para igualar el número de eventos se consideraron los mayores eventos donde el *SL* era superior al *FL* asegurando así la no presencia de lluvia sobre nieve.

En el caso de los eventos sin lluvia sobre nieve, se observa que la precipitación ocurre bajo una anomalía negativa de presión en superficie, centrada aproximadamente en los 45°S. Además, en la cuenca predominan anomalías frías de temperatura, mientras que frente a esta, en el océano también se detectan anomalías frías, pero seguidas de anomalías cálidas hacia el oeste. La condición en altura presenta una anomalía negativa del geopotencial con los máximos vientos de la corriente en chorro justamente sobre la cuenca. A nivel de superficie se observa una anomalía húmeda en el continente y en el océano cercano, seguida de una condición seca hacia el sur-oeste. Los vientos en niveles bajos se observan ocurrir desde el sur oeste en el océano, y del oeste, nor-oeste en la zona continental.

Para el caso de las tormentas ROS, también se observan anomalías negativas de presión en superficie, pero con el mínimo de presión más hacia el sur que en la condición no ROS. En términos de temperatura se observan anomalías cálidas sobre la cuenca y en el océano cercano las cuales comprometen gran parte del territorio continental. La condición en altura se observa con los máximos vientos (corriente en chorro) abarcando casi todo el océano pacífico en la latitud de la cuenca, mientras que en ese lugar ocurren los mínimos de geopotencial. En términos de los vientos, éstos se observan principalmente del oeste en la mayoría del dominio estudiado y con una leve curvatura ciclónica en la zona continental. Conforme a la dirección del viento se observa un transporte de humedad superior a los eventos no ROS en las latitudes de CC, mientras que predomina una condición seca en el pacífico sur, por debajo de la corriente en chorro.

¹⁶ Utilizando el pluviómetro homónimo (datos horarios desde el 2000), la *H₀* de ERA5 y el *SCA* del IANIGLA-CR2.

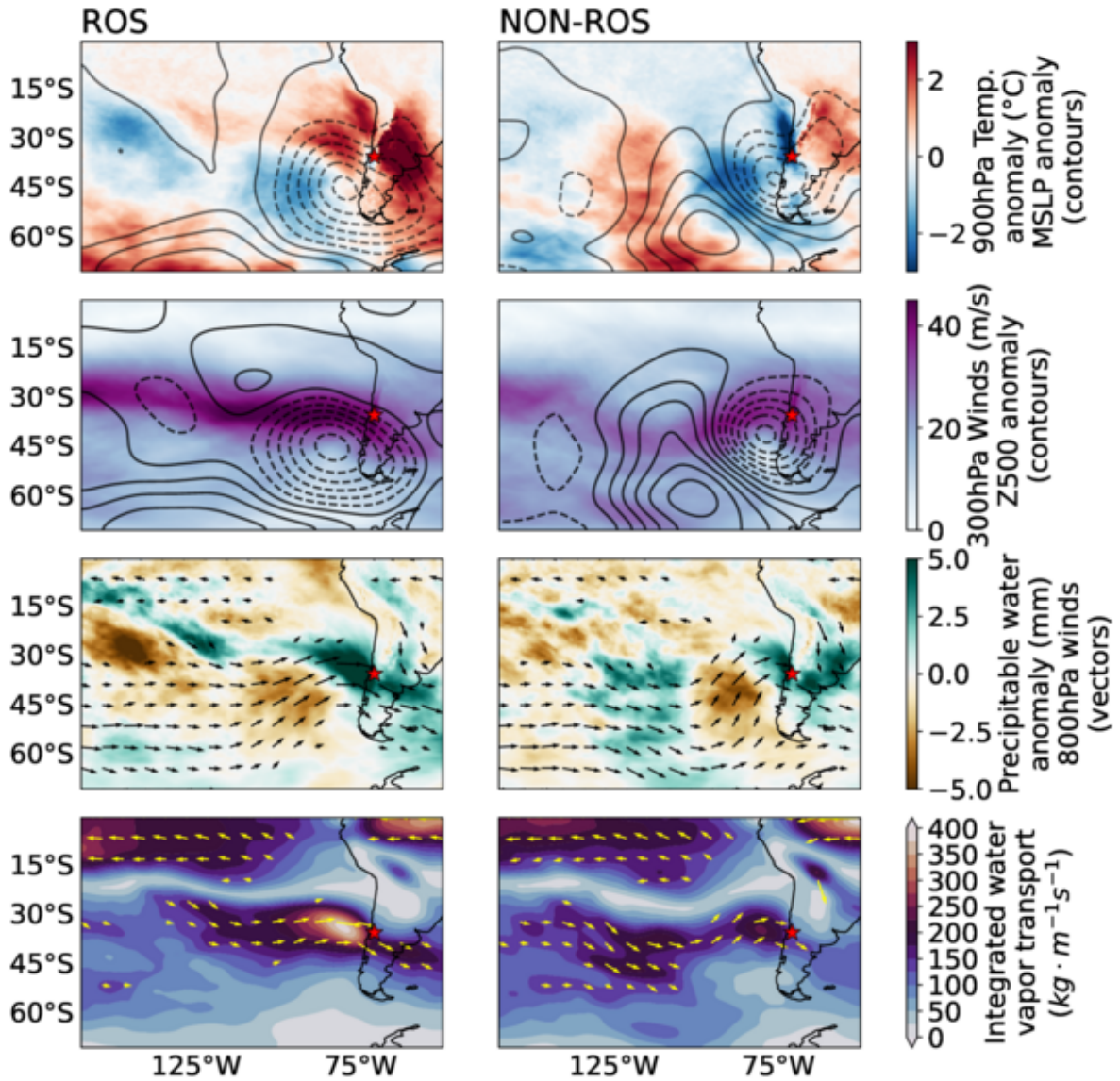


Figura 5.5: **Análisis compuesto de los elementos meteorológicos típicos de una tormenta en la cuenca del Río Teno.** Fila izquierda: Promedio de los días ROS con precipitación mayor a 30mm y pérdida de SCA en el día siguiente. Fila inferior: Promedio de los días NO-ROS con precipitación mayor a 30mm. Estrella roja: posición de la cuenca del Río Teno. En vectores sólo se indican los vientos superiores a $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y flujos de humedad (IVT) superiores a $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

La figura 5.6 muestra un promedio de las máximas crecidas en que se observó derretimiento de nieves (N=10) en comparación con un promedio, de igual número de eventos, donde no. La figura indica que estos eventos están acompañados de una máxima intensidad de precipitación superior a 5mm/h que ocurre sólo unas horas antes del máximo caudal. Además, en estas crecidas se observa que la lluvia ocurre en un área que suele comprometer más del 50% del área de la cuenca, y entre eventos con y sin derretimiento, no se observan diferencias significativas en la precipitación, ni en el área pluvial. Finalmente en la magnitud de los caudales no se observan diferencias que no puedan atribuirse a la variabilidad de la muestra, a pesar de que en términos medios el caudal con derretimiento es mayor en magnitud y con una curva de ascenso más rápida.

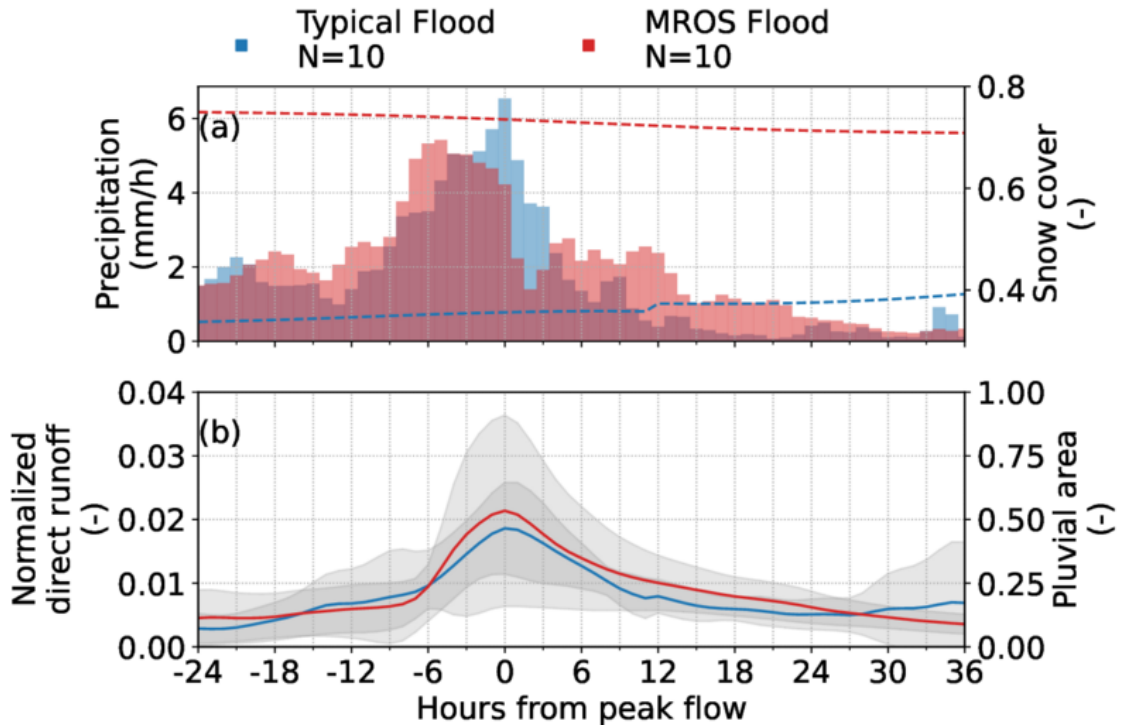


Figura 5.6: Análisis compuesto de los elementos hidrológicos de las 10 crecidas más grandes con y sin derretimiento de nieves. (a): Hietograma promedio de las 10 crecidas (barras) e interpolación de la cobertura nival detectada (línea segmentada). (b): Hidrograma de escorrentía directa normalizado por la precipitación total acumulada (línea continua), su intervalo de confianza del 95 % (sombreado) y el área pluvial según el *FL* costero de ERA5 (línea punteada).

5.4. Discusión

En primer lugar respecto a la estacionalidad, la depresión del número de eventos para el mes de Julio coincide con la idea de que los eventos ROS ocurren bajo escenarios cálidos, por lo que es de esperar que estén inhibidos en el mes de menores temperaturas, aún así la estacionalidad de las precipitaciones (ver figura 3.2) indica también una depresión en este mes para los últimos 20 años por lo que se entiende que esta disminución es un reflejo de la climatología de las precipitaciones y no de la naturaleza del fenómeno. Por último la principal diferencia respecto a la climatología de precipitaciones es que el mes de Mayo tiene menos eventos con respecto al mes de Septiembre, lo cual se explica directamente por la presencia de nieve en la temporada de primavera. En otras palabras, ocurren más eventos ROS en primavera que en otoño sólo porque en ésta última temporada todavía no hay suficiente nieve acumulada sobre el terreno para que el fenómeno tenga lugar.

Por otro lado respecto a la magnitud de eventos, se observa que la variabilidad anual es comparable con la magnitud del promedio ($\bar{\sigma} = 4yr^{-1}$), probablemente como una consecuencia de la variabilidad anual en las precipitaciones. Aún así para el caso del Río Maipo, donde se puede comparar con otros trabajos, se observa un promedio anual similar a los resultados de Coumerme (2021) de manera que la frecuencia de 2 eventos por año no debe estar muy lejos de lo real. La expansión a otras cuencas indica que al norte del Río Maipo los eventos ocurren sólo en situaciones muy extremas, lo que es de esperar debido al aumento

de elevación, menores temperaturas y menores precipitaciones. Hacia el sur del Río Maipo el aumento del número de eventos es monótono y no se detecta ningún punto de inflexión, siendo la cuenca más afectada la del Río Ñuble en San Fabian con 7 eventos de derretimiento evidente al año.

A pesar de que en el capítulo anterior se mostró la incapacidad del reanálisis de Cortés and Margulis (2017) para detectar un evento ROS significativo, a nivel estadístico los promedios de largo plazo son similares a la estadística utilizando los datos del observatorio andino. La sobre estimación observada de este método sólo ocurre en algunos píxeles locales pero en el promedio de cuenca no se diferencia significativamente del otro análisis (Figuras 5.4a,b,c y 5.2a,b,c). Este análisis permite detectar que los eventos ROS, en estas latitudes, ocurren mayoritariamente en el lado occidental de los Andes, lejos de las zonas de máxima elevación y concentrados en la región de media montaña (entre 1500-2500m).

Con respecto a la estacionalidad de eventos ROS (Figura 5.4d), si se toma como ejemplo los píxeles dentro de la cuenca del Río Maipo, se observa que la climatología está desfasada hacia la primavera respecto al análisis utilizando el observatorio andino (las máximas frecuencias están en Septiembre). Con esto, se infiere que en esta estadística el producto de nieves está desfasado en el período de deshielo incluso con las restricciones impuestas (al SWE y al ΔSWE). Por último las tendencias, aunque no significativas, coinciden con las detectadas del primer método, por lo que para ambas se considera que el descenso de eventos está explicado por la tendencia de las precipitaciones en la última década de mega sequía [Boisier et al. (2018), Garreaud et al. (2020)].

En términos de los impactos, los ROS pueden ocurrir en cualquier magnitud de precipitación y para las cuencas al sur del Río Maipo el fenómeno ocurre en más del 50% de las grandes crecidas, esto principalmente por que los eventos coinciden con las situaciones de gran área pluvial (ver figura A.7). Además, los eventos donde se detecta derretimiento son bastante menores al conjunto de eventos ROS y se consideran una subestimación ya que sólo se detectaron aquellos que disminuyen el SCA , cuando bien podrían existir eventos que no comprometan toda la columna de nieve. Aún así, de los eventos detectados, en los casos más extremos se observa que las cuencas pueden perder hasta un 3% de su cobertura nival. Con el estudio a nivel de píxel se detectan días en donde la pérdida de SWE fue de hasta un 50% del agua líquida precipitada (máximos de 25mm), aunque en promedio se detectan contribuciones del 30%, las cuales a pesar de que están dentro de los rangos documentados por eventos ROS del hemisferio norte [Li et al. (2019), Musselman et al. (2018)] se consideran una sobrestimación en magnitud, en parte por que la estadística está capturando eventos ROS insignificantes de primavera donde el derretimiento está dominado no por la tormenta, si no que por la estación del año.

Por último, respecto al análisis compuesto, las diferencias entre casos ROS y no ROS son principalmente que estos últimos ocurren en una condición fría donde domina el paso de una onda planetaria, mientras que en los eventos ROS se detectan similitudes con el compuesto cálido de Garreaud (2013), especialmente por la anomalía cálida, la orientación zonal y magnitud del río atmosférico, y las anomalías de agua precipitable, las cuales incluso son detectables hasta su origen tropical, lo cuál se ha documentado ya en otros estudios de precipitación extrema en CC [Campos Díaz (2020), Valenzuela and Garreaud (2019)]. Finalmente, en el compuesto hidrológico se observa que los caudales en promedio son mayores, lo cuál es

razonable si hubo una contribución por derretimiento de nieves, además la curva de ascenso de los caudales es consistente con los experimentos de Singh et al. (1997) que indican la rápida respuesta hidrológica de los eventos ROS, aún así la muestra de 10 crecidas sigue siendo muy pequeña para atribuir estas diferencias al fenómeno y no a la aleatoriedad natural de la muestra analizada.

Capítulo 6

Conclusiones

Los eventos ROS existen en Chile Central, su ocurrencia está determinada por la presencia de nieve en el terreno durante tormentas cálidas, e incluso se observa que en casos extremos pueden derretir completamente una columna de nieve. Estos eventos, generalmente ocurren al comienzo de las tormentas, donde la lluvia coexiste junto a valores altos de H_0 (mayores a 2000m), los cuales son constantes en el tiempo o bien en proceso de disminuir. Para los eventos más significativos se concluye que estos ocurren producto de un río atmosférico ($IVT \geq 300kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$), en el cuál la advección fría por el viento sur está limitada, de manera que se favorece la lluvia con valores elevados y constantes de la isoterma $0^\circ C$.

El fenómeno es propio de una escala de tiempo de horas (Figura 6.1), por lo que se dificulta su detección masiva con las observaciones disponibles, las cuales suelen ser diarias o bien estar limitadas en su cobertura espacial o temporal. En términos de la metodología aplicada, se concluye que los reanálisis son incapaces de discriminar el derretimiento de nieve durante tormentas, pero describen satisfactoriamente la variabilidad estacional, lo que los hace factibles para aplicaciones como el pronostico de caudales de verano (mensuales), pero infactibles para el estudio de crecidas ROS.

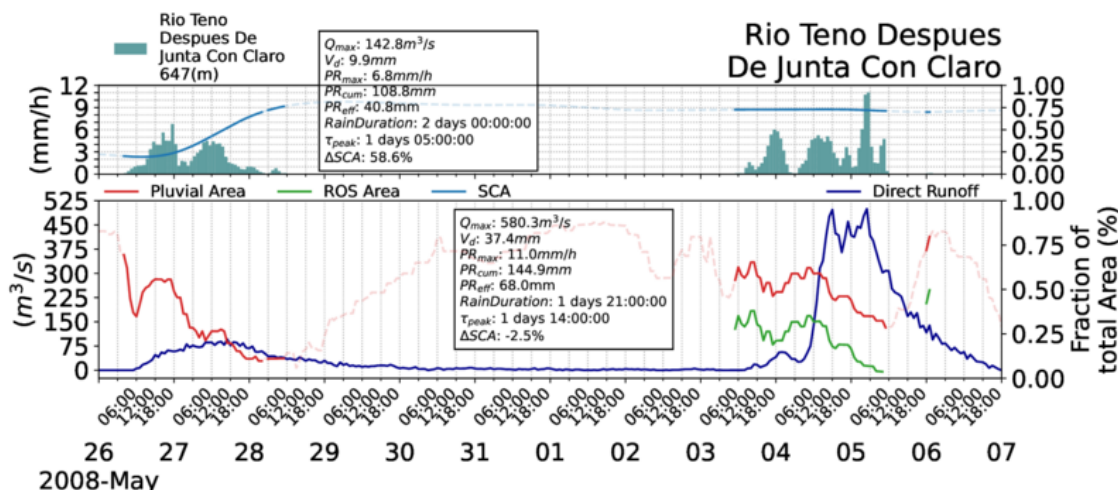


Figura 6.1: Hietograma e hidrograma de escorrentía directa para la cuenca del Río Teno durante las tormentas del 26-27 Mayo y 4-5 de Junio del 2008. La Figura indica: la interpolación horaria de la cobertura nival IANIGLA-CR2MET (línea azul claro), escorrentía directa (línea azul oscuro), el área pluvial según ERA5 (línea roja) y el área ROS (línea verde).

Respecto a la variabilidad interanual se observa que la mayoría de los eventos ocurren durante las lluvias de invierno, aunque también se ve favorecido para los comienzos de la temporada de primavera. Aún así, como los eventos requieren necesariamente un manto nival sobre el terreno, es necesario que en la temporada invernal se acumule nieve de tal manera que la cobertura comprometa las elevaciones bajas e intermedias de la cordillera ($\leq 3000m$). Además, el número de eventos aumenta monótonamente con la latitud y se hacen cada vez más frecuentes en elevaciones menores, donde por ejemplo la cuenca del Río Cachapoal presenta la mayoría de sus eventos en la banda de 2000-3000m, mientras que en el Río Ñuble ocurren entre las elevaciones de 1000 y 2000m. En magnitud el número de eventos anuales es mínimo en la cuenca del Río Aconcagua con 1.6 eventos al año y máximo en la cuenca de Río Ñuble con 19.6 eventos al año. Cuando se consideran los eventos ROS donde el derretimiento de nieves fue evidente ($\Delta SCA \leq 0$) estas frecuencias disminuyen a 0.4 y 7.2 eventos al año respectivamente.

En términos de las consecuencias del fenómeno, se concluye que gran parte de las crecidas documentadas han ocurrido junto a situaciones de lluvia sobre nieve, especialmente hacia el sur del dominio donde el fenómeno ocurre en más del 50% de los grandes caudales (Figura 5.2). Aún así, esto no siempre tiene algún efecto claro por sobre el esperado según la precipitación, por ejemplo, utilizando la cuenca del Río Teno, en los eventos documentados con mayor pérdida de SCA (como la pérdida del 2.5% en Junio del 2008) se observa que la respuesta hidrológica es más rápida y el caudal peak mayor a otras crecidas (Figura 5.6), pero debido al bajo número de eventos extremos no es posible atribuir esta observación al efecto ROS de manera satisfactoria. Adicionalmente, se observa que la precipitación líquida es la componente mayoritaria del volumen de agua líquida disponible ($\geq 90\%$ en los casos de estudio analizados) y la contribución por derretimiento, aún no explicada ni determinada masivamente, es a grandes rasgos una fuente de variabilidad detectable, pero de segundo orden.

Finalmente, se concluye que para poder determinar con precisión los mecanismos y consecuencias de la lluvia sobre nieve en los caudales instantáneos, o bien en la cobertura nival anual, se requieren futuras investigaciones las cuales deben necesariamente incorporar información de SWE durante la lluvia. Para esto se necesita: (i) mediciones de campo durante las tormentas, como la profundidad de la nieve, y (ii) el uso de modelos numéricos y la simulación de casos de estudio en por ejemplo, la cuenca del Río Ñuble, donde se contrasten crecidas con y sin derretimiento y se evalúen las propiedades del manto nival y su respuesta ante la forzante atmosférica.

Bibliografía

- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Pablo Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., and Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies-Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11):5817–5846.
- Alvarez-Garreton, C., Pablo Boisier, J., Garreaud, R., Seibert, J., and Vis, M. (2021). Progressive water deficits during multiyear droughts in basins with long hydrological memory in Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(1):429–446.
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., and Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the maipo river basin, in the semiarid andes of central chile. *The Cryosphere*, 14(6):2005–2027.
- Barrett, B. S., Garreaud, R. D., and Falvey, M. (2009). Effect of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Monthly Weather Review*, 137(9):3092–3109.
- Beniston, M. and Stoffel, M. (2016). Rain-on-snow events, floods and climate change in the Alps: Events may increase with warming up to 4 °C and decrease thereafter. *Science of the Total Environment*, 571(May 1999):228–236.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., and Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. *Eguga*, 20(Vic):19739.
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., and Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1):413–421.
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., and Valdivieso, J. (2017). Climate change impacts on hydroclimatic regimes and extremes over Andean basins in central Chile. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, (January):1–29.
- Campos Díaz, D. Á. (2020). Variabilidad interanual del transporte de humedad en el pacífico sur y su relación con la precipitación en Chile.
- Cara Ramírez, L. J. (2018). Desarrollo de una plataforma web para el procesamiento digital de imágenes satelitales enfocada al estudio del hidroclima. *Universidad Nacional de Córdoba*, (Tesis para obtener el grado de Magíster en aplicaciones de información espacial).
- Corripio, J. G. and López-Moreno, J. I. (2017). Analysis and predictability of the hydrological response of mountain catchments to heavy rain on snow events: A case study in the Spanish Pyrenees. *Hydrology*, 4(2).

- Cortés, G. and Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 44(13):6859–6867.
- Coumerme, D. (2021). Caracterización De Eventos Meteorológicos Extremos En La Parte Alta Del Río Maipo, Chile: Efecto De Eventos De Lluvia Sobre Nieve Y Proyecciones Por Cambio Climático.
- Cuffey, K. and Paterson, W. (2010). *The physics of glaciers. Fourth edition.*
- DeGraff, J. V., McKEAN, J., Watanabe, P. E., and McCaffery, W. (1984). Landslide activity and groundwater conditions: insights from a road in the central sierra nevada, california. *Transportation Research Record*, 965:32–37.
- DeWalle, D. R. and Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology.* Cambridge University Press.
- Falvey, M. and Garreaud, R. (2007). Wintertime precipitation episodes in Central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2):171–193.
- Fernández, B. and Gironás, J. (2021). *Water Resources of Chile*, volume 8.
- Garreaud, R. (1992). Impacto de la variabilidad de la linea de nieve en crecidas invernales en cuencas Pluvio-Nivales de Chile Central.
- Garreaud, R. (2013). Warm winter storms in central chile. *Journal of Hydrometeorology*, 14(5):1515–1534.
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., and Veloso-Aguila, D. (2020). The central chile mega drought (2010–2018): a climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1):421–439.
- Garvelmann, J., Pohl, S., and Weiler, M. (2015). Spatio-temporal controls of snowmelt and runoff generation during rain-on-snow events in a mid-latitude mountain catchment. *Hydrological Processes*, 29(17):3649–3664.
- Harr, R. D. (1981). Some characteristics and consequences of snowmelt during rainfall in western Oregon. *Journal of Hydrology*, 53(3-4):277–304.
- Ibañez, M., Gironás, J., Oberli, C., Chadwick, C., and Garreaud, R. D. (2021). Daily and seasonal variation of the surface temperature lapse rate and 0°C isotherm height in the western subtropical Andes. *International Journal of Climatology*, 41(S1):E980–E999.
- Jones, P. W. (1999). First- and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates. *Monthly Weather Review*, 127(9):2204–2210.
- Li, D., Lettenmaier, D. P., Margulis, S. A., and Andreadis, K. (2019). The Role of Rain-on-Snow in Flooding Over the Conterminous United States. *Water Resources Research*, 55(11):8492–8513.
- Mardones, P. and Garreaud, R. D. (2020). Future changes in the free tropospheric freezing level and rain–snow limit: The case of central Chile. *Atmosphere*, 11(11):1–16.
- Margulis, S. A., Cortés, G., Giroto, M., and Durand, M. (2016). A landsat-era Sierra Nevada snow reanalysis (1985-2015). *Journal of Hydrometeorology*, 17(4):1203–1221.

- Margulis, S. A., Giroto, M., Cortés, G., and Durand, M. (2015). A particle batch smoother approach to snow water equivalent estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1752–1772.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., and Link, T. (1998). The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, 12(10-11):1569–1587.
- Mazurkiewicz, A. B., Callery, D. G., and McDonnell, J. J. (2008). Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, 354(1-4):1–14.
- McCabe, G. J., Clark, M. P., and Hay, L. E. (2007). Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3):319–328.
- Minder, J. R., Durran, D. R., and Roe, G. H. (2011). Mesoscale controls on the mountainside snow line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(9):2107–2127.
- MOP (1995). *Ministerio de obras públicas: Manual de calculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. DGA: Santiago, Chile.*
- Muñoz, R. C., Whiteman, C. D., Garreaud, R. D., Rutllant, J. A., and Hidalgo, J. (2022). Using commercial aircraft meteorological data to assess the heat budget of the convective boundary layer over the santiago valley in central chile. *Boundary-Layer Meteorology*, pages 1–25.
- Musselman, K. N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M. P., Prein, A. F., Liu, C., Barlage, M., and Rasmussen, R. (2018). Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, 8(9):808–812.
- Nicholas, W., Jessica, L., and Clark, M. (2015). Modeling the influence of hypsometry, vegetation, and storm energy on snowmelt contributions to basins during rain-on-snow floods. *Water Resources Research*.
- Ocampo Melgar, D. and Meza, F. J. (2020). Exploring the fingerprints of past rain-on-snow events in a central andean mountain range basin using satellite imagery. *Remote Sensing*, 12(24):4173.
- Pomeroy, J. W., Stewart, R. E., and Whitfield, P. H. (2016). The 2013 flood event in the south saskatchewan and elk river basins: Causes, assessment and damages. *Canadian Water Resources Journal/Revue Canadienne Des Ressources Hydriques*, 41(1-2):105–117.
- Salby, M. L. (1996). *Fundamentals of atmospheric physics*. Elsevier.
- Singh, P., Spitzbart, G., Hübl, H., and Weinmeister, H. W. (1997). Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: A field study. *Journal of Hydrology*, 202(1-4):1–20.
- Sloto, R. A. and Crouse, M. Y. (1996). Hysep: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *Water-resources investigations report*, 96:4040.
- Stimberis, J. and Rubin, C. M. (2011). Glide avalanche response to an extreme rain-on-snow event, snoqualmie pass, washington, usa. *Journal of Glaciology*, 57(203):468–474.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13. Springer Science & Business Media.

- Sui, J. and Koehler, G. (2001). Rain-on-snow induced flood events in southern Germany. *Journal of Hydrology*, 252(1-4):205–220.
- Surfleet, C. G. and Tullos, D. (2013). Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate. *Journal of Hydrology*, 479:24–34.
- Swanston, D. N. (1974). *Slope stability problems associated with timber harvesting in mountainous regions of the western United States*, volume 21. Pacific Northwest Research Station, US Department of Agriculture, Forest Service.
- Valenzuela, R. A. and Garreaud, R. D. (2019). Extreme daily rainfall in central-southern Chile and its relationship with low-level horizontal water vapor fluxes. *Journal of Hydro-meteorology*, 20(9):1829–1850.
- Viale, M. and Garreaud, R. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitation. *Nature*, 175(4449):238.
- Viale, M. and 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.
- Waananen, A. O., Harris, D. D., and Williams, R. C. (1970). *Floods of December 1964 and January 1965 in the Far Western States*. US Government Printing Office.
- Winstral, A. and Marks, D. (2002). Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment. *Hydrological Processes*, 16(18):3585–3603.
- Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H. J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G. S., Radke, J. D., and Gong, P. (2016). Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183:170–185.
- Zhu, Y. and Newell, R. E. (1998). A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly weather review*, 126(3):725–735.

Anexos

Anexos

A.1. Balances de energía y masa en ambientes nivales.

El marco conceptual que permite entender el proceso de derretimiento de nieve durante eventos de lluvia corresponde al planteamiento físico-matemático de las leyes de conservación de masa y energía. Esto último, describe la interacción de los flujos de calor del manto de nieve con su entorno y sus consecuencias para producir variaciones en la energía interna (temperatura). Y su vez, los cambios de temperatura que pueden terminar en el congelamiento/fusión del agua/nieve modificando el balance de masas, relacionando así la energía con la masa.

Con respecto a los flujos de calor, estos dependen tanto de las características de la nieve y el suelo como de las variables atmosféricas. La figura A.1 esquematiza los flujos de calor, los cuales categorizados por naturaleza son: (i) el flujo de calor sensible asociado a la transferencia turbulenta de calor entre la superficie y el fluido atmosférico, (ii) el flujo de calor latente asociado a los cambios de fase del agua, (iii) los flujos radiativos de onda corta y larga asociados respectivamente a la luz solar y la temperatura del suelo y el entorno, (iv) el calor por conducción entre el manto de nieve y el suelo en cuál se deposita y (v) el flujo de calor por incorporación de masa (por ejemplo lluvia a distinta temperatura).

Este balance de energía se puede describir matemáticamente según la siguiente ecuación de conservación [Cuffey and Paterson (2010)]:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = SWR_{in}(1 - \alpha) + LWR_{in} + LWR_{out} + SH + LH + G + \dot{Q}_r \quad (\text{A.1})$$

a la izquierda se presenta un único término, que cuantifica el almacenamiento de energía interna en una capa de espesor infinitesimal de hielo, mientras que, a la derecha se encuentran los flujos de entrada y salida de energía. En el lado izquierdo ρ es la densidad de la nieve, neviza, hielo o cualquier fase intermedia, c_p el calor específico de la sustancia y T la temperatura. En el lado derecho SWR_{in} es la radiación de onda corta, la cual una fracción α es reflejada de vuelta a la atmósfera, proceso conocido como albedo. La radiación de onda larga se representa en dos flujos, uno de entrada LWR_{in} , asociado al efecto invernadero, la reflexión por nubes y la temperatura de la atmósfera, y otro de salida LWR_{out} asociado a que la superficie tiene una temperatura e irradia energía como un cuerpo negro [Salby (1996)]. Los flujos turbulentos de calor sensible y latente están cuantificados por SH y LH , donde su variabilidad se explica por la diferencia de temperatura y humedad entre el suelo y el aire circundante, la rugosidad de la superficie y la estructura de la velocidad del fluido en la capa límite atmosférica, la cual controla la dispersión del fluido turbulento [Stull

(1988)]. Finalmente G representa el flujo de calor entre la nieve/hielo y medio terrestre y \dot{Q}_r la incorporación o pérdida de calor por lluvia o nieve extraída por viento.

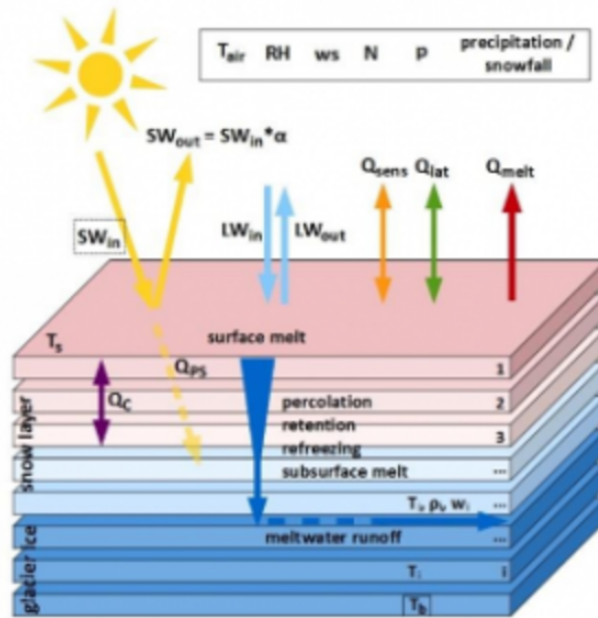


Figura A.1: Esquema conceptual de los mecanismos involucrados en el balance de energía superficial de un manto de nieve o hielo glaciar. Esquema extraído de <https://cryo-tools.org/tools/cosipy/>

La temperatura de la nieve está controlada por los flujos anteriormente descritos, su relación con el balance de masas, ocurre cuando los flujos permiten que la temperatura de la nieve alcance su punto de fusión (0°C), en esta situación es donde ocurre el derretimiento (o congelamiento), y cualquier incorporación (pérdida) adicional de calor contribuirá a una pérdida (ganancia) de masa. Este exceso de calor en el proceso de derretimiento se puede entender como un flujo de masa, el cuál se puede describir por la siguiente ecuación:

$$\dot{M} = \frac{\dot{Q}}{\rho_w L_f} \quad (\text{A.2})$$

donde \dot{M} es el flujo de masa (derretimiento), \dot{Q} el exceso de calor proveniente del balance de energía (valor del lado derecho de (A.1) cuando $T = 0$), ρ_w la densidad del agua líquida y L_f el calor latente de fusión. Finalmente cabe destacar que el derretimiento de nieves y la precipitación líquida en estos ambientes genera un manto nival heterogéneo que coexiste con agua líquida. En ese contexto, los flujos de calor entre las fases son complejos, al igual que el movimiento (hidráulica) del agua líquida dentro la nieve. Los mecanismos de percolación, transporte, recongelamiento, etc, pueden también alterar el balance de masas, aunque en este trabajo se consideran como elementos secundarios para la generación de crecidas por ROS.

El balance de masas en el manto nival queda entonces representado por una ecuación de conservación similar a (A.1), sólo que la variable a conservar es el equivalente de agua en nieve (SWE). Éste último puede aumentar localmente por dos motivos, por un lado, el principal factor es la incorporación de nieve por la precipitación en tormentas y secundariamente

por la redistribución de nieve por viento (nieve que llegó de otro lugar debido a procesos de advección). Las pérdidas de SWE ocurren principalmente por derretimiento y sublimación, aunque adicionalmente la redistribución por el viento contribuye notablemente en situaciones con vientos significativos [Winstral and Marks (2002)]. Matemáticamente el SWE y su balance de masas se describe con las siguientes ecuaciones:

$$SWE = \frac{1}{\rho_w} \int_h^0 \rho(z) dz \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial SWE}{\partial t} = PR \pm W - \dot{M} - S \quad (\text{A.4})$$

donde el SWE se define como el agua líquida contenida en una columna de nieve (estratificada en nieve fresca, neviza, hielo, etc), W es la distribución por viento (negativa o positiva), PR la precipitación (nevadas), \dot{M} el derretimiento y S la sublimación.

Para efectos de la investigación de eventos ROS, es relevante destacar que los principales flujos en el balance de energía (flujos turbulentos y radiativos) son controlados por la variabilidad atmosférica. En el caso de la nieve en los Andes centrales de Chile, ésta varianza está en gran medida asociada a la variabilidad sinóptica, es decir al paso de sistemas frontales y las propiedades térmicas que éstos transportan (aire cálido y húmedo tropical o frío y seco polar). Por esta razón, es de interés conocer los elementos meteorológicos que dan origen a eventos ROS, y más aún lo que sucede en las crecidas donde se observa un derretimiento de nieves producto de la calidez de la tormenta.

A.2. Figuras complementarias.

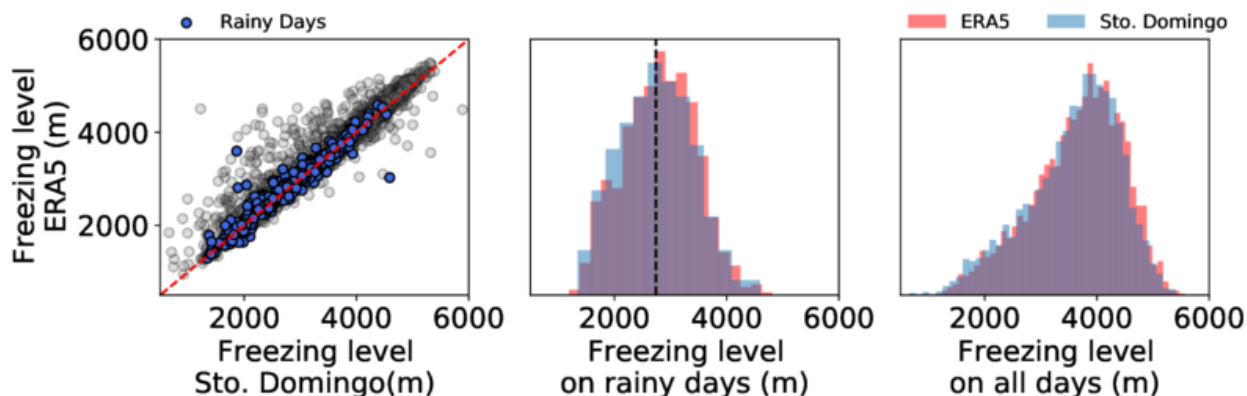


Figura A.2: **Desempeño del reanálisis ERA5 para determinar la elevación de la isoterma 0°C en la latitud de Santo Domingo.** Panel izquierdo: dispersión entre el radiosonda y el reanálisis, en azul se destacan los días de precipitación. Panel central: Distribución de H_0 para días con precipitación. Panel derecho: Distribución del H_0 para todos los días. El reanálisis en rojo y la medición del radiosonda en azul.

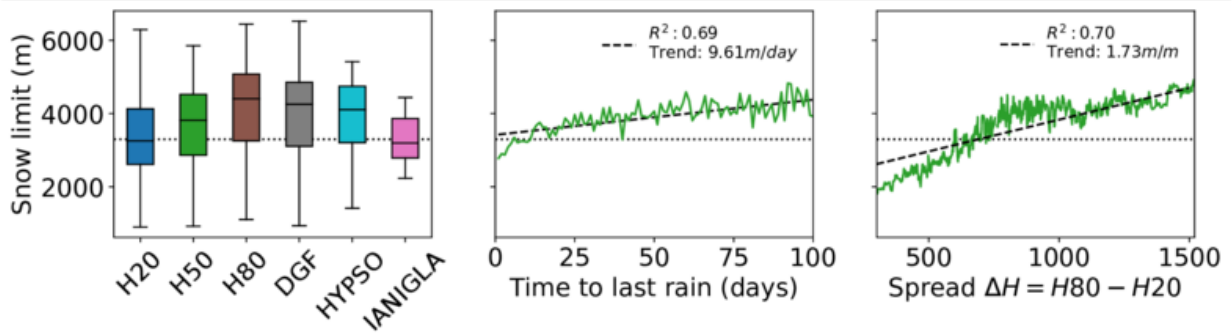


Figura A.3: **Comparación entre métodos para determinar el SL y comportamiento general del H_{50} .** Panel izquierdo: distribución del SL según los distintos métodos. Panel central: relación entre el H_{50} promedio y el número de días desde la última lluvia. Panel derecho: relación entre el H_{50} promedio y la dispersión ΔH . Línea punteada negra indica la moda de la distribución de áreas de la cuenca (entorno a ese nivel se encuentra la máxima área).

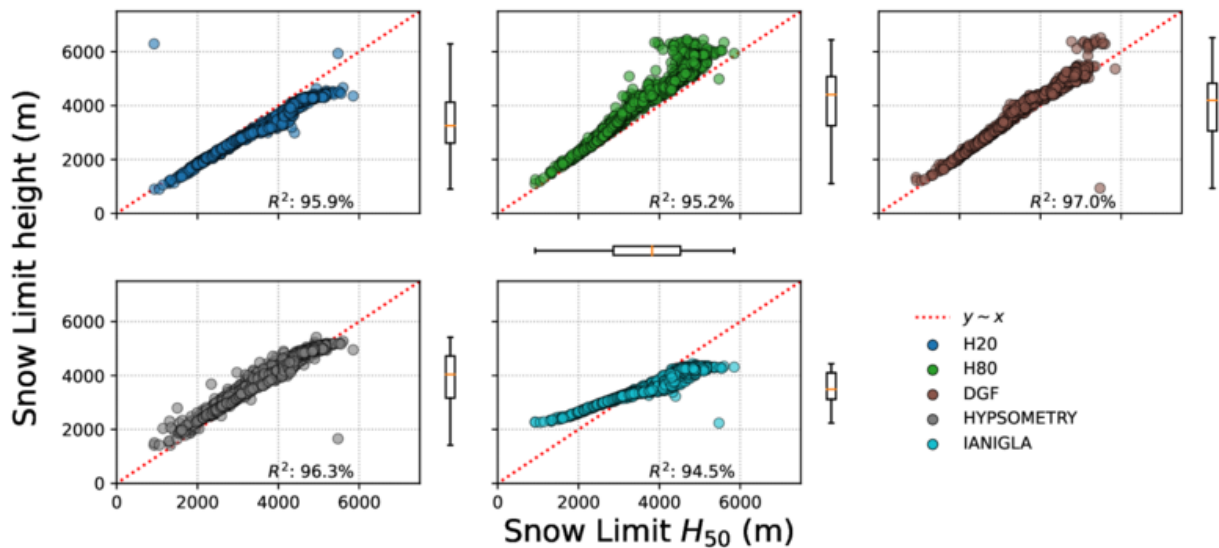


Figura A.4: **Dispersión entre el SL definido como el H_{50} de la distribución altitudinal de nieve contra distintos métodos para determinar la misma variable en la cuenca del Río Maipo En El Manzano.** Fila superior indica la dispersión contra el H_{20} , H_{80} y los datos del DGF. Fila inferior indica la dispersión respecto al método de la curva hipsométrica y el entregado por el IANIGLA-CR2.

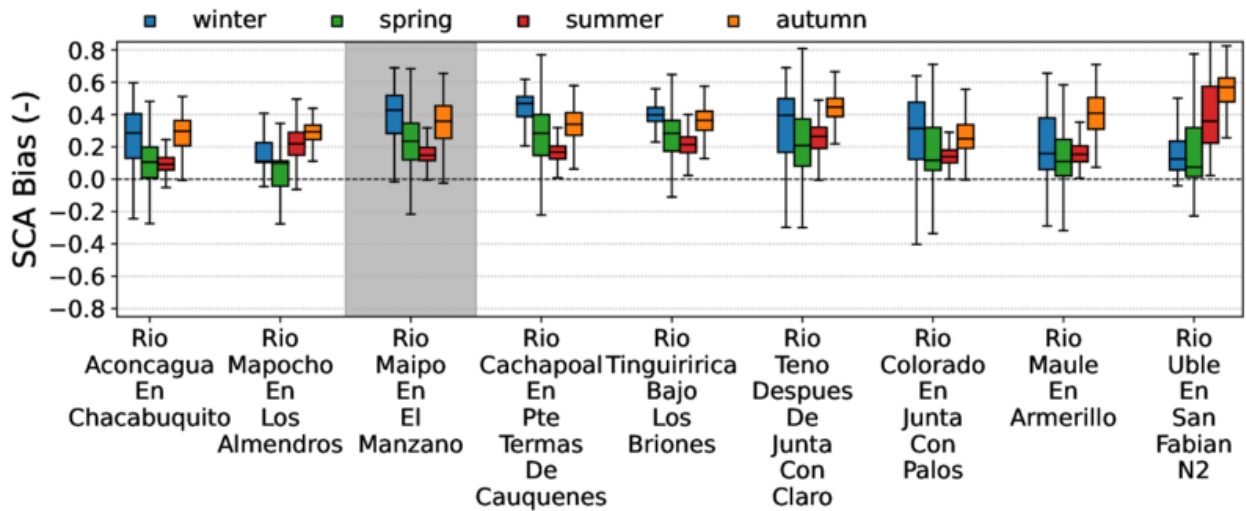


Figura A.5: **Análisis de sesgos en la cobertura nival para el reanálisis de Cortés and Margulis (2017)**. La figura muestra la distribución de los sesgos diarios de cobertura nival entre el reanálisis (umbral de $SWE > 10mm$) y la cobertura del observatorio andino IANIGLA-CR2. Los colores indican las estaciones del año (azul:invierno, verde:primavera, rojo:verano y anaranjado:otoño) y la zona gris destaca la cuenca del Río Maipo En El Manzano.

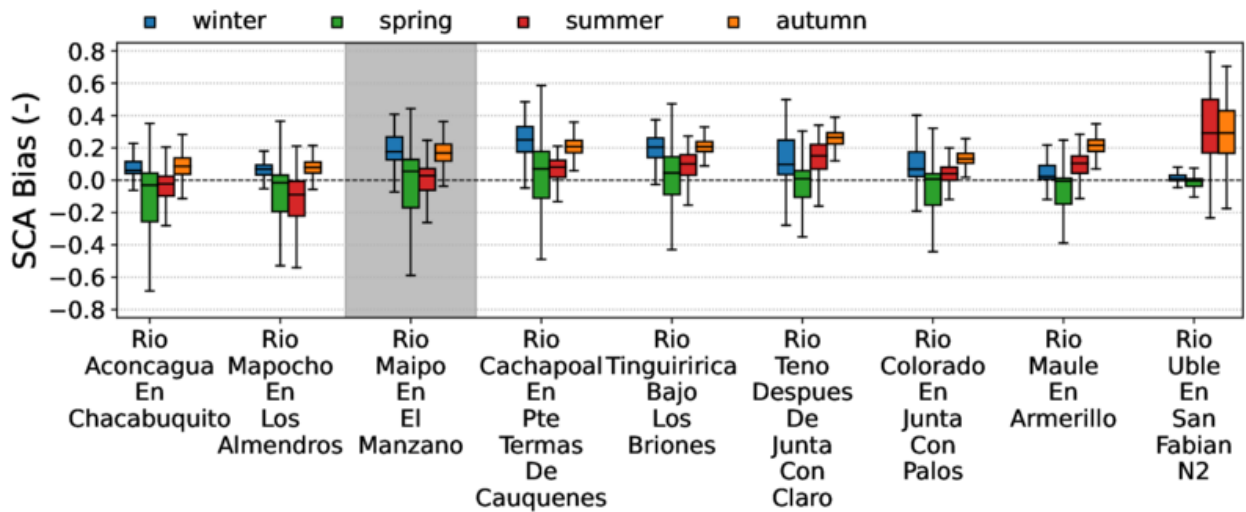


Figura A.6: **Análisis de sesgos en la cobertura nival para el reanálisis de Cortés and Margulis (2017)**. La figura muestra la distribución de los sesgos diarios de cobertura nival entre el reanálisis (umbral de $SWE > 100mm$) y la cobertura del observatorio andino IANIGLA-CR2. Los colores indican las estaciones del año (azul:invierno, verde:primavera, rojo:verano y anaranjado:otoño) y la zona gris destaca la cuenca del Río Maipo En El Manzano.

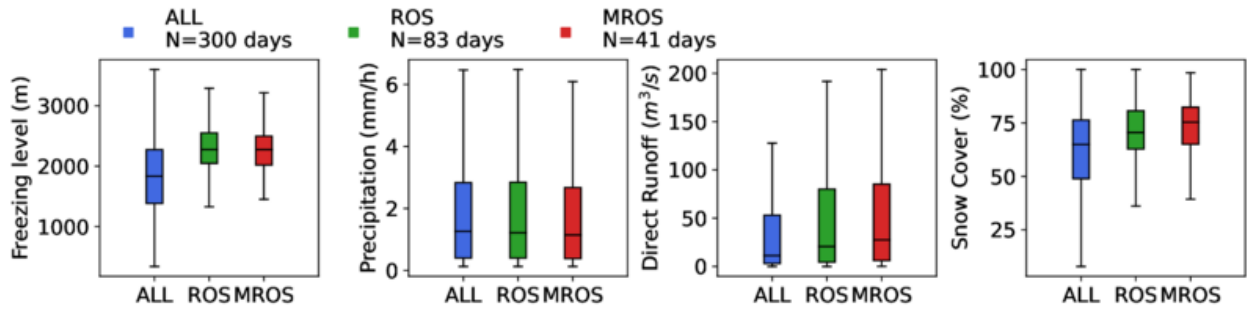


Figura A.7: Distribución de valores del nivel de congelamiento, intensidad de precipitación, escorrentía directa (caudal- flujobase) y cobertura nival a nivel horario para la cuenca del Río Teno. Azul: Todos los momentos de lluvia definidos por $PR > 0.1\text{mm/h}$, Verde: Momentos de lluvia y área ROS superior al 10% del área total de la cuenca, Rojo: Momentos de lluvia con área ROS superior al 10% y $\Delta SCA < 0$. Fuentes de dato: Pluviómetro y caudal del Río Teno Después de Junta Con Claro, FL de ERA5 y cobertura nival del observatorio andino interpolado a resolución horaria mediante splines.