UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Eventos Extremos de Precipitación Diaria en Chile Central.

Yazmina Giovanna Rojas Beltrán

Habilitación Profesional

para optar al título de Geofísica

Marzo 2016

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

Eventos extremos de precipitación diaria en Chile central.

Yazmina Giovanna Rojas Beltrán

Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísica

Profesor guía:
Dr. Aldo Montecinos Gula

Comisión:
Dr. Diego Rivera
Dr. Juan Inzunza Bustos

Marzo 2016

A mis padres,
por ayudarme a cumplir mis sueños

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mis padres, Fernando y Giovanna, por guiarme, aconsejarme y apoyarme incondicionalmente. Agradezco también a mis hermanos Fernando y Javiera y toda mi familia, quienes siempre han estado conmigo.

A Patrick por sus consejos, compañia, cariño y por aguantarme en los momentos de estrés. A mis amigos, compañeros y a todos los que de una u otra forma contribuyeron con herramientas, consejos, palabras de ánimo o momentos de relajación a lo largo de toda mi experiencia universitaria.

A todo el grupo humano del Departamento de Geofísica, por su amabilidad y disponibilidad para brindar ayuda. En especial a mis profesores, a Aldo Montecinos, por la buena onda, por guiarme, enseñarme y ayudarme. A Dante Figueroa por la ayuda brindada en mi ingreso a la carrera. A Matt Miller, Elías Ovalle y todos aquellos todos los que me entregaron las herramientas y la ayuda necesaria durante mi formación. A Juan Inzunza y Katherine Gaete por facilitarme los datos para mi investigación

Agradezco al Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y Minería (CRHIAM/CONICYT/FONDAP/15130015)), por el financiamiento de esta tesis de pregrado.

Finalmente, agradezco a Dios, por darme la fortaleza necesaria durante todo este camino académico y acompañarme en cada paso que doy en mi vida.

Resumen

La variabilidad sinóptica de Chile está dominada por la presencia del anticiclón del Pacífico sur ofreciendo un clima semi árido, con condiciones extremadamente secas en el norte y más húmedas en el sur. La cordillera de los Andes, que se extiende sobre los 4000 m en Chile central, actúa como un límite entre el clima continental de Argentina central y el clima de Chile central controlado por el océano. El patrón de precipitación en Chile muestra un fuerte gradiente meridional con más de 3000 mm de precipitación acumulada en el sur y menos de 100 mm en el norte, producto de la disminución del número de sistemas frontales que alcanzan latitudes menores.

Mediante el análisis de datos diarios de precipitación de 76 estaciones pertenecientes a la Dirección General de Aguas (DGA) y la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), se definen los eventos extremos de precipitación, como el percentil 90 de la precipitación diaria. Tales eventos, no se ubican en las regiones con las máximas acumulaciones anuales, sino más bien se encuentran en la ladera oeste de la cordillera de los Andes, entre los 34°S y 37°S, coincidiendo con el máximo gradiente meridional de altura de la cordillera.

Se realiza un análisis de agrupamiento utilizando el método k-means para dividir el número total de estaciones en grupos que compartan características similares entre si. Posteriormente, se realiza un análisis de compuestos utilizando datos del reanálisis CFSR-NCEP en el periodo 1979 – 2014, para determinar las características sinópticas que definen este tipo de eventos para las agrupaciones realizadas anteriormente. Se observa un río atmosférico incidiendo en el continente, una vaguada en superficie, una vaguada a 500 hPa y un marcado gradiente meridional de temperatura que aumenta el viento zonal en altura, lo que produce una gran advección de humedad desde el Pacífico

sur hacia Chile central. El gran contenido de humedad y el aumento del viento incidiendo sobre la cordillera de los Andes, produce una disminución del bloqueo mecánico al sur de 34°S, lugar donde la cordillera disminuye su altura, favoreciendo el ascenso de aire húmedo sobre la cordillera. Las características sinópticas observadas indicarían que los eventos extremos en Chile central corresponden a tormentas cálidas.

Índice general

Lista de figuras **VIII**

Lista de tablas **XIV**

1. Introducción **1**

1.1. Motivación 1

1.2. Interacción de los sistemas frontales con la Cordillera de los Andes. . . 5

1.3. Características sinópticas de los eventos de precipitación en Chile central 7

1.4. Climatología de precipitación orográfica de invierno sobre Los Andes Subtropical 10

1.5. Tormentas cálidas 14

2. Formulación de hipótesis **18**

2.1. Hipótesis 18

2.2. Objetivos 19

2.2.1. Objetivo general 19

2.2.2. Objetivos específicos 19

3. Metodología **20**

3.1. Datos 20

3.2. Metodología 24

3.2.1. Cálculo de eventos extremos 24

3.2.2. Análisis de agrupamiento 25

3.2.3. Tendencia de eventos extremos 26

3.2.4. Análisis de compuestos 27

4. Análisis y Resultados **28**

4.1. Eventos extremos 28

4.2. Análisis de Agrupamiento 33

4.3. Análisis de Compuestos 46

5. Discusión **66**

6. Conclusiones **69**

Bibliografía **71**

Índice de figuras

1.1. (a) Distribución de las estaciones pluviométricas. Los círculos amarillos corresponden a las estaciones de la Dirección General de Aguas y los círculos rojos corresponden a las estaciones de la Dirección Meteorológica de Chile. (b) Elevación máxima de la cordillera de los Andes en metros (Fuente: NOAA) 2

1.2. (a) Precipitación acumulada anual en mm (b) Percentil 90 de intensidad de precipitación diaria. 3

1.3. Salida de la simulación CTL de 3 horas de precipitación total, viento en 925 hPa y altura geopotencial a 500 hPa. Viento es escalado a $10ms^{-1}$ y la altura geopotencial es contorneada cada 60 m. Tres zonas de precipitación características, PPZ, zona de precipitación del Pacífico, CPZ, zona de precipitación costera y WPZ, precipitación orográfica. (Tomada de Fig.5 en *Barrett* et al. *(2009))* 5

1.4. Esquema del jet de barrera producido por el bloqueo de la cordillera de los Andes. 7

1.5. Precipitación promedio diaria (en color, mm), altura geopotencial a 500 hPa (contornos, m) y viento a 500 hPa (flechas, ms^{-1}), (A) 3 días antes del EP, (B) 2 días antes de EP, (C) 1 día antes de EP, (D) EP, (E) 1 día después de EP. EP se define con un umbral de 0.25 mm. (Tomada de la Fig.8 en *Barrett* et al. *(2011))* 8

1.6. Como en 1.5, pero con anomalías de altura geopotencial (m) y de viento (ms^{-1}) a 500 hPa asociado al umbral de precipitación de 12.5 mm. Anomalías calculadas respecto a la media de altura y viento a 500 hPa de todos los EP. (Tomada de Fig.9 en *Barrett* et al. *(2011))* 8

1.7. Como en Fig.1.6 para EP definidos con umbral de 25 mm. (Tomada de Fig.10 en *Barrett* et al. *(2011))* 9
1.8. Distribución espacial de la precipitación media de invierno (abr-sep) en mm para 1970-76. Los valores graficados representan la precipitación media para cada estación pluviométrica, donde la línea continua representa el campo de isoyetas obtenidas desde las observaciones interpoladas con el método de kriging. (Tomada de Fig.3 en *Viale & Nuñez (2011))* 11
1.9. Compuesto de presión superficial del mar. (hPa, contornos cada 3 hPa) y viento (ms^{-1}) y magnitud sombreada para, (a) Eventos extremos y (b) Eventos intensos. (Tomada de Fig.5 en *Viale & Nuñez (2011))* 12
1.10. Compuesto de agua precipitable integrada (sombreada,mm) para (a) eventos extremos y (b) eventos intensos. (Tomada de Fig.3 en *Viale & Nuñez (2011))* 13
1.11. Campos de CFSR a las 1800 UTC del 11 de julio de 2006 sobre América del sur y el Pacífico. Agua precipitable integrada (IPW) sombreada, viento a 200 hPA y SLP. (Tomada de Fig.10 en *(Garreaud, 2013)* . . . 15
1.12. Modelo conceptual de tormentas frías y cálidas en Chile central. En cada caso la ilustración muestra la posición del frente frío, jet stream de alto nivel, jet de bajo nivel, viento superficial, áreas de precipitación, ríos atmosféricos y centros de presión en latitudes medias.(Tomada de Fig.17 en *(Garreaud, 2013)* 16

4.1. Percentil 90 de intensidad de precipitación diaria (en mm) para (a) Otoño, (b) Primavera, (c) Invierno, (d) Verano. 29
4.2. Eventos extremos relativos (a) Otoño, (b) Primavera, (c) Invierno, (d) Verano. El 100 % corresponde al máximo de intensidad del percentil 90 para cada época. 30
4.3. Diagrama de dispersión del percentil 90 y la altura de cada estación: (a) Anual, (b) Otoño, (c) Invierno, (d) Primavera, (e) Verano. 32
4.4. Análisis de agrupamiento mediante el método k-means utilizando como atributo la probabilidad condicional. 34

4.5. Análisis de agrupamiento para la banda latitudinal de interés, mediante el método k-means utilizando como atributo la probabilidad condicional. El primer grupo es el amarillo, el segundo el rojo, el tercero el naranjo, el azul el cuarto y el celeste el quinto. 35
4.6. Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 1 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %. 37
4.7. Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 2 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %. 38
4.8. Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 3 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %. 39
4.9. Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 4 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %. 40
4.10. Porcentaje de estaciones que presentan eventos extremos por día para los grupos 1 y 2. 43
4.11. Porcentaje de estaciones que presentan eventos extremos por día para los grupos 3 y 4. 44
4.12. Compuesto del grupo 1. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco). 48
4.13. Compuesto del grupo 2. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco). 49

4.14. Compuesto del grupo 3. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco). 50
4.15. Compuesto del grupo 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco). 51
4.16. Compuesto de los grupos 1 y 2. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.) 52
4.17. Compuesto de los grupos 2 y 3. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.) 53
4.18. Compuesto de los grupos 3 y 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.) 54
4.19. Compuesto de los grupos 1, 2 y 3. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.) 55

4.20. Compuesto de los grupos 2, 3 y 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.) 56
4.21. Compuesto de los grupos 1, 2, 3 y 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.) 57
4.22. Diferencias de altura geopotencial a 500 hPa respecto al primer grupo (en colores) y altura geopotencial 500 hPa del grupo 1 en gpm (línea negra). Las diferencias positivas en colores claros (rojo, amarillo y verde), mientras las diferencias negativas se muestran en colores más oscuros (azul, morado). 59
4.23. Anomalía de agua precipitable (contornos) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color), para el grupo 1 (panel superior) y grupo 2 (panel inferior). 62
4.24. Anomalía de agua precipitable (contornos, en mm) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color), para el grupo 3 (panel superior) y grupo 4 (panel inferior). 63
4.25. Anomalía de temperatura a 850 hPa (contornos) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color). para el grupo 1 (panel superior) y grupo 2 (panel inferior). Las flechas indican el viento térmico entre 700 - 1000 hPa. 64
4.26. Anomalía de temperatura a 850 hPa (contornos) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color). para el grupo 3 (panel superior) y grupo 4 (panel inferior). Las flechas indican el viento térmico entre 700 - 1000 hPa. 65

5.1. Relación entre el promedio anual de eventos extremos y la precipitación acumulada anual para cada grupo (ver Figuras 4.6 - 4.9, donde se muestran las tendencias de cada grupo). 67

Índice de tablas

3.1. Nombre estaciones, latitud, longitud, elevación, para las estaciones de la DGA. 23
3.2. Nombre estaciones, latitud, longitud, elevación, para las estaciones de la DMC. 23

4.1. Número de eventos extremos por estaciones para cada uno de los grupos y el porcentaje respecto al total de eventos. 36
4.2. Número de eventos exclusivos por grupo o que ocurren simultáneamente en varios grupos y el porcentaje de un total de 406 eventos extremos. . 46

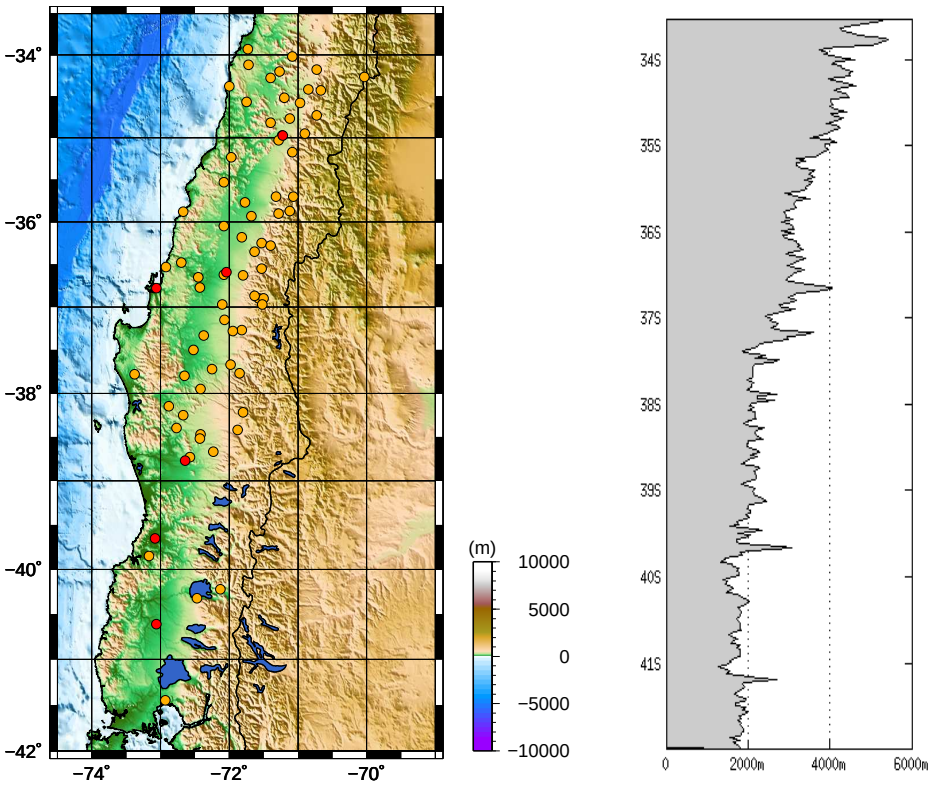
Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Chile es una estrecha franja de tierra extendida desde 17°S hasta 56°S, que se ubica en la costa oeste de América del Sur limitando al oeste con el océano Pacífico y al este con la cordillera de los Andes (Barrett *et al.*, 2011). La topografía varía considerablemente, caracterizada por una cordillera de la costa que alcanza alturas entre 700 y 1300 m inmediatamente al este de la costa, un valle central con una elevación media de 500 m y la cordillera de los Andes al este, como muestra la Fig.1.1(a).

La cordillera de los Andes es la cadena montañosa más grande del hemisferio sur. Se extiende por más de 5000 km a lo largo de la costa oeste de América del sur, desde el norte del Ecuador hasta el extremo sur del continente. Presenta alturas promedios entre 1000 y 1500 m en latitudes medias, aumentando a 6000 m en el subtrópico y el Ecuador, con un ancho promedio de 200 km.

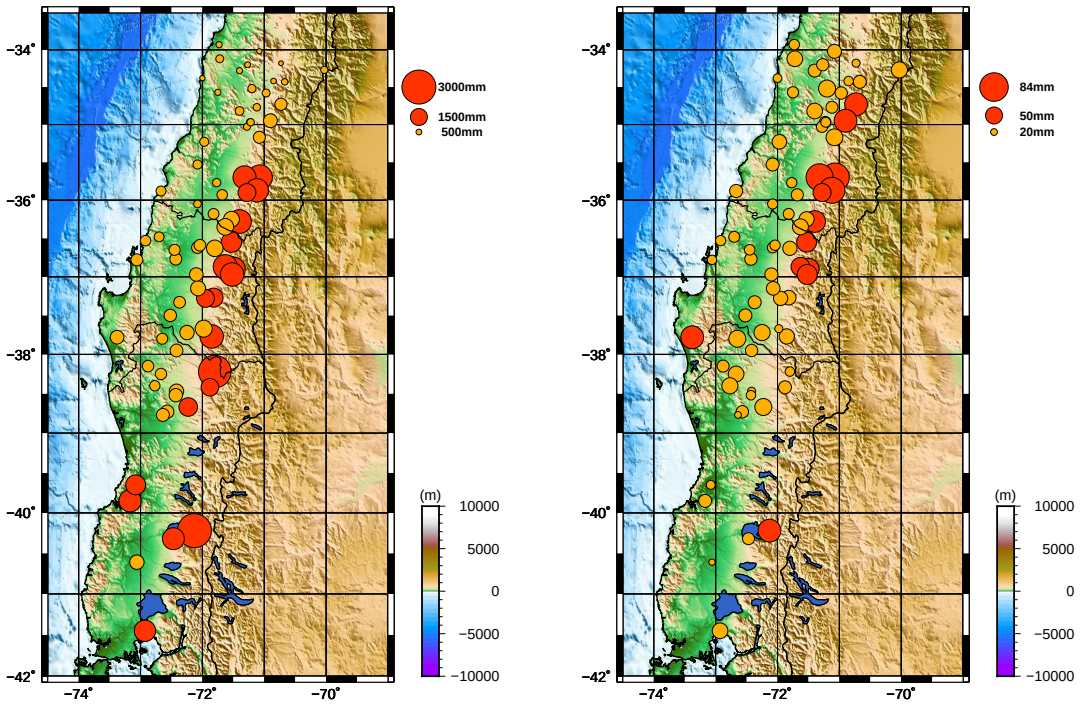


(a) Zona de estudio (b) Topografía

Figura 1.1: (a) Distribución de las estaciones pluviométricas. Los círculos amarillos corresponden a las estaciones de la Dirección General de Aguas y los círculos rojos corresponden a las estaciones de la Dirección Meteorológica de Chile. (b) Elevación máxima de la cordillera de los Andes en metros (Fuente: NOAA)

La variabilidad sinóptica de Chile está dominada por la presencia del anticiclón subtropical del Pacífico Sur y la alternancia de centros de baja y altas presiones migratorias en latitudes mayores (Fuenzalida, 1982). De esta manera, el clima es extremadamente seco en el norte, con condiciones más húmedas en el sur. De oeste a este, la cordillera de los Andes se alza sobre los 4000 m en Chile central, actúando como un límite entre el clima continental de Argentina central y el clima de Chile central controlado por el océano (Garreaud, 2013).

La zona de estudio corresponde a la región de Chile centro sur (Fig.1.1), la cual presenta un gradiente meridional de la altura de la cordillera de los Andes, entre 4000 m al norte de la zona, hasta 2000 m en las regiones más al sur.



(a) PP acumulada

(b) q90 PP

Figura 1.2: (a) Precipitación acumulada anual en mm (b) Percentil 90 de intensidad de precipitación diaria.

El patrón de precipitación en Chile muestra un fuerte gradiente norte-sur como se observa en la Fig.1.2(a). La precipitación acumulada anual muestra un aumento desde 100 mm al norte de 30°S a más de 2000 mm a 40°S, concentrando la mayor cantidad de precipitación en el invierno austral (Montecinos & Aceituno, 2003). Además se observa un gradiente zonal con mayor precipitación en la ladera oeste de la cordillera de los Andes que en la costa.

Al clasificar la intensidad de precipitación y centrar la atención en los eventos extremos, es decir, en el percentil 90 de la frecuencia acumulada empírica de la precipitación media diaria, se obtiene la Fig.1.2(b). En esta figura se observa claramente que el máximo de las intensidades se ubica en la región entre 34°S y 37°S, al costado occidental de la cordillera de los Andes y no en el sur de nuestro país como se

podría haber esperado debido a las mayores acumulaciones de precipitación anual que ahí ocurren. En particular, al norte de 35°S (Fig.1.2(a)) se presentan valores bajos de precipitación acumulada anual. Sin embargo se observan eventos extremos de precipitación en ese lugar (Fig.1.2(b)).

Es importante destacar, que la máxima intensidad de los eventos extremos se ubica entre 35,5°S y 36°S, en la zona en que la altura de la cordillera de los Andes presenta su máximo gradiente meridional, con la altura desciendiendo de ∼4000 a ∼3000 metros de altura. Por otra parte, estos máximos se encuentran en la ladera oeste de la Cordillera de los Andes. Lo que indicaría que la Cordillera podría ser un factor influyente en la ocurrencia de estos eventos extremos.

A continuación, se realiza una revisión de antecedentes, basada en cuatro publicaciones recientes, que describen los sistemas frontales que llegan a las costas de Chile central y la interacción de estos con la cordillera de los Andes.

1.2. Interacción de los sistemas frontales con la Cordillera de los Andes.

Barrett *et al.* (2009) analiza la evolución temporal y espacial de la precipitación, viento y altura geopotencial durante el paso de un sistema frontal y su interacción con la cordillera de los Andes.

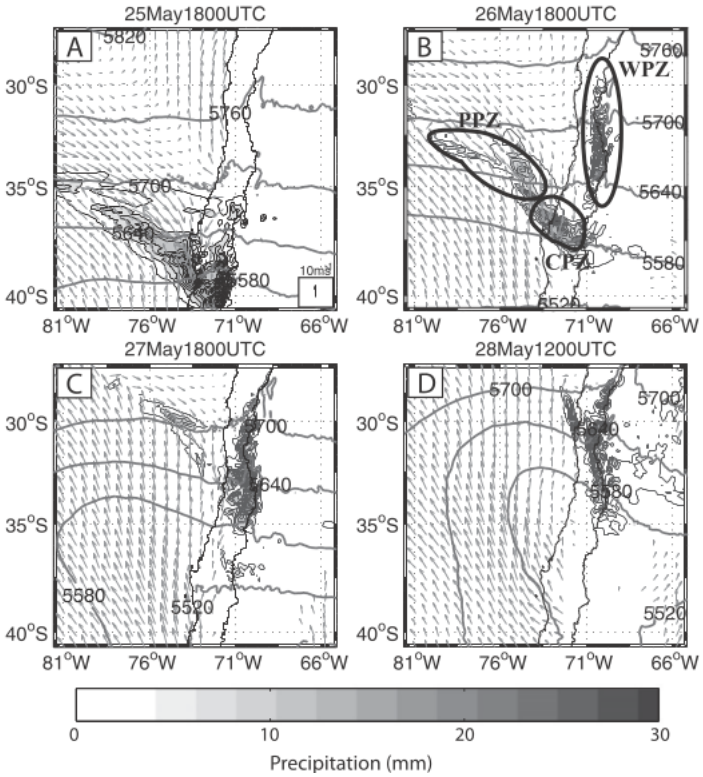


Figura 1.3: Salida de la simulación CTL de 3 horas de precipitación total, viento en 925 hPa y altura geopotencial a 500 hPa. Viento es escalado a $10ms^{-1}$ y la altura geopotencial es contorneada cada 60 m. Tres zonas de precipitación características, PPZ, zona de precipitación del Pacífico, CPZ, zona de precipitación costera y WPZ, precipitación orográfica. (Tomada de Fig.5 en *Barrett* et al. *(2009))*

Definen tres zonas de precipitación, la zona de precipitación del Pacífico (PPZ), ubicada sobre el sureste del Pacífico al oeste de la costa de Chile; la zona de precipitación costera (CPZ) que se extiende desde el borde este de PPZ a lo largo de la costa Chilena hacia el este de la cordillera de los Andes; y la zona de precipitación orográfica (WPZ), ubicada sobre terreno alto de los Andes. Es posible observar que la precipitación orográfica comienza antes de la llegada del sistema frontal a la zona de ocurrencia de WPZ.

Se encuentra un máximo de intensidad de precipitación entre 33°y 34°S. Este máximo, así como la precipitación orográfica sobre la cordillera, se explica por los fuertes vientos noroeste que inciden en Chile central, como muestra la Fig.1.4. En esta región el viento se vuelve casi paralelo a la cordillera al interactuar con ésta y adquirir mayor componente meridional. Este viento norte disminuirá el avance del frente frío y además aumentará la convergencia sobre la inclinación frontal, aumentando la precipitación diaria. Este viento de barrera se produce por el bloqueo de los vientos de componente oeste debido a la cordillera de los Andes, controlado por el número de Froude:

$$F_r = \frac{U}{Nh} \tag{1.1}$$

Donde, U es la rapidez del aire ortogonal a la barrera topográfica (para los Andes es la componente zonal de la velocidad), N es la frecuencia de Brunt-Väisälä y h la altura de la montaña.

Las parcelas de aire cuyo número de Froude es superior a 1 ascienden por la cordillera, mientras las parcelas con F_r menor a 1 son bloqueadas por los Andes produciendo el jet de barrera. Este bloqueo suele producirse bajo 700 hPa, con una escala de altura de 4 km y estabilidad estática de 0.4. Por lo tanto, a menor altura de la cordillera el flujo no es bloqueado y asciende contribuyendo a la precipitación orográfica.

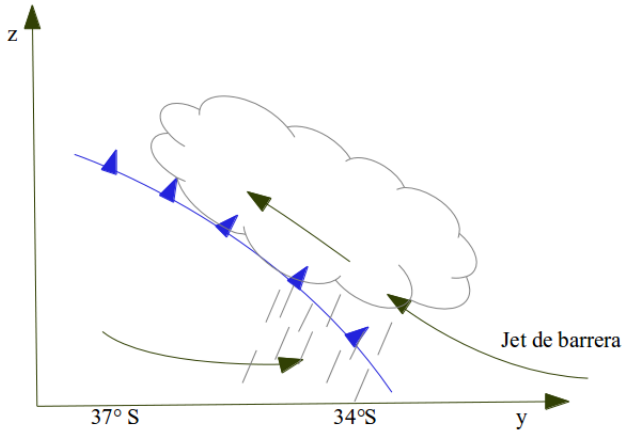


Figura 1.4: Esquema del jet de barrera producido por el bloqueo de la cordillera de los Andes.

1.3. Características sinópticas de los eventos de precipitación en Chile central

Para describir las características sinópticas de la precipitación en nuestro país Barrett *et al.* (2011) realiza una climatología de cinco días de eventos de precipitación de diferentes intensidades en Chile central. Se utilizan datos GSOD (Global Surface Summary of the Day), en combinación con la altura geopotencial y el viento a 500 hPa, para examinar el desarrollo y progreso de la precipitación sobre tierra, conectado con el forzante de la tropósfera media y alta.

Se analizan tres climatologías, variando el umbral de precipitación para definir el Evento de Precipitación (EP), que corresponde a la precipitación en Pudahuel (Santiago) superior a 0,25, 12,5 y 25 mm por día.

Para el caso del umbral más inclusivo (0,25 mm) se observa que tres días antes hay una vaguada a 500 hPa 2000 km al suroeste del continente y una lluvia ligera comienza a caer en Chile central (Fig.1.5). A medida que la vaguada se acerca a la costa de Chile la lluvia aumenta su intensidad y se mueve hacia el norte. La mayor intensidad de precipitación es entre 36° y 38°S. El día del EP la vaguada está cerca de la costa y la precipitación empieza a disminuir. El día después del EP, la precipitación ha disminuido sobre todo Chile central.

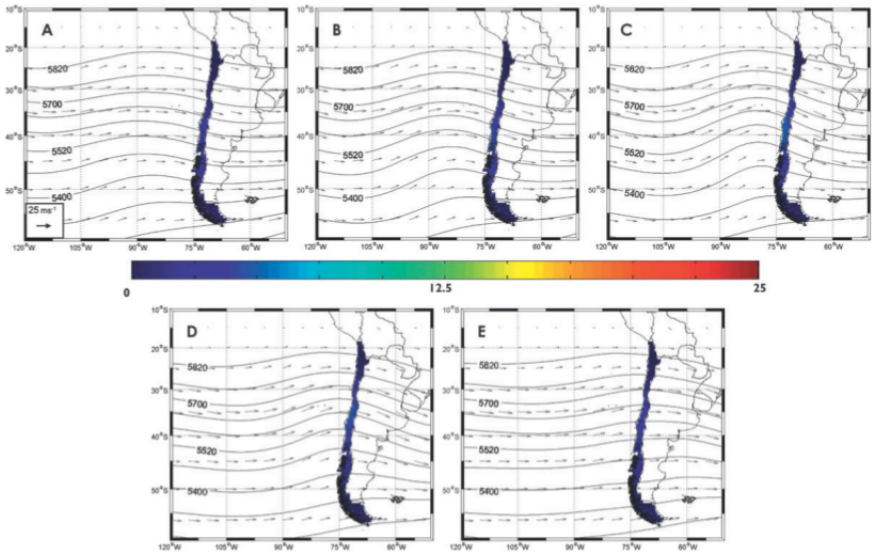


Figura 1.5: Precipitación promedio diaria (en color, mm), altura geopotencial a 500 hPa (contornos, m) y viento a 500 hPa (flechas, ms^{-1}), (A) 3 días antes del EP, (B) 2 días antes de EP, (C) 1 día antes de EP, (D) EP, (E) 1 día después de EP. EP se define con un umbral de 0.25 mm. (Tomada de la Fig.8 en *Barrett* et al. *(2011))*

La presencia de una vaguada promedio que se mueve al este con la precipitación es una fuerte confirmación de que la precipitación en Chile central es controlada fundamentalmente por un forzante producido por el paso de ondas de latitudes medias.

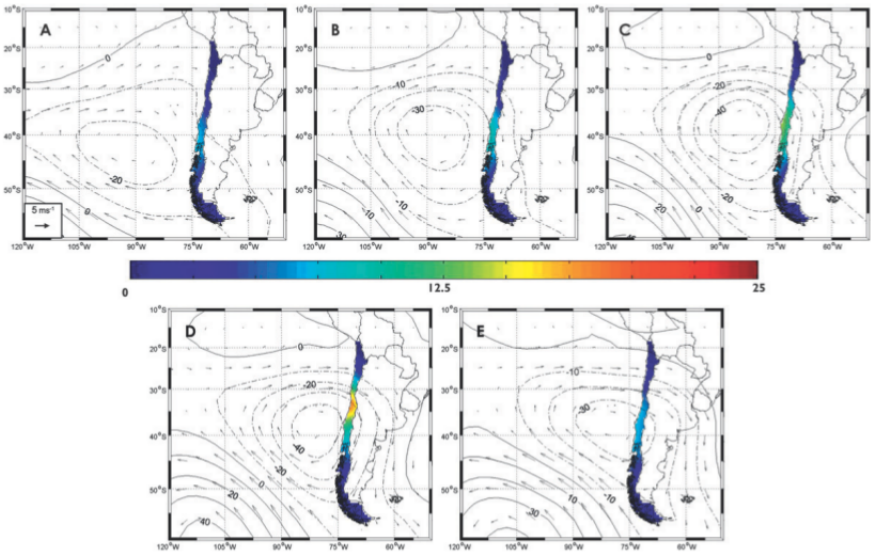


Figura 1.6: Como en 1.5, pero con anomalías de altura geopotencial (m) y de viento (ms^{-1}) a 500 hPa asociado al umbral de precipitación de 12.5 mm. Anomalías calculadas respecto a la media de altura y viento a 500 hPa de todos los EP. (Tomada de Fig.9 en *Barrett* et al. *(2011))*

Al aumentar el umbral de precipitación el patrón es similar. Para el umbral de 12,5

mm (Fig.1.6) también hay una vaguada en altura progresando hacia el este, llegando a la costa el día del EP. Sin embargo, la vaguada está más amplificada, con una altura geopotencial más de 40 m por debajo de las alturas medias de los EPs, resultando precipitación más intensa en Chile central las 12 horas anteriores al EP.

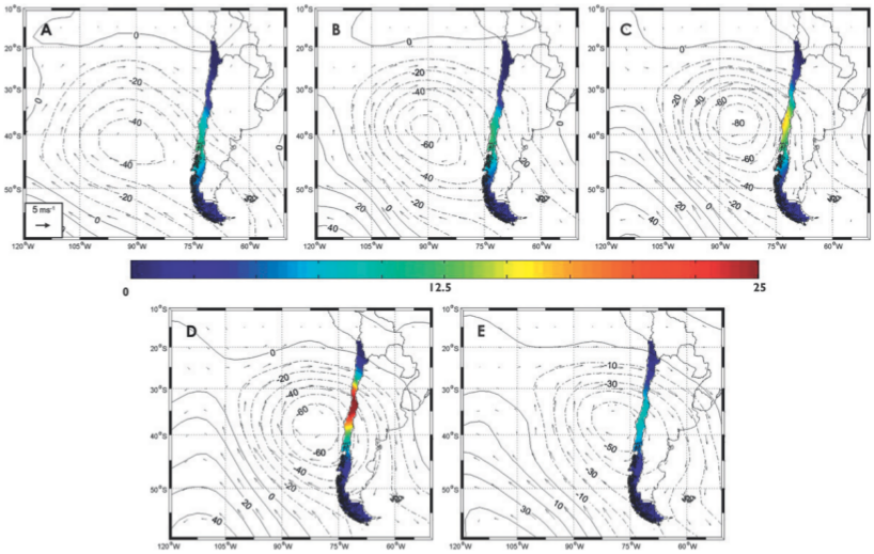


Figura 1.7: Como en Fig.1.6 para EP definidos con umbral de 25 mm. (Tomada de Fig.10 en *Barrett* et al. *(2011))*

Para el umbral más intenso, más de 25 mm (Fig.1.7), la vaguada de 500 hPa está aún más amplificada, con anomalías de altura geopotencial sobre 80 m y no tan progresiva, ya que continúa al oeste de Chile el día después del EP.

Se propone que una onda de nivel medio, con una baja presión asociada en superficie y un sistema frontal moviéndose hacia el este a través de Chile central, dejan una región de precipitación leve a moderada sobre el océano abierto. Cuando este sistema se aproxima a la costa, alrededor de 24 h antes del inicio de la precipitación en Chile central, un máximo en el viento de bajo nivel se desarrolla e intensifica la superficie de presión, decayendo con la llegada de la baja. La intensidad de la precipitación aumenta de norte a sur, la precipitación acaba y los vientos se relajan. El movimiento más amplificado y lento de una vaguada en altura, produce una mayor cantidad de precipitación, mientras una vaguada menos amplificada y más lenta produce menores intensidades de precipitación.

1.4. Climatología de precipitación orográfica de invierno sobre Los Andes Subtropical

Viale & Nuñez (2011) exploran las características sinópticas y regionales que acompañan los eventos intensos de precipitación orográfica y su posible conexión con ríos atmosféricos sobre la costa oeste de América del sur.

Se definen cuatro zonas transversales a la cordillera, de acuerdo a sus alturas medias y la disponibilidad de datos: lado bajo barlovento, ladera de barlovento, ladera de sotavento y lado bajo sotavento. La zona de bajo barlovento es la zona entre la costa del Pacífico y los pies de los Andes, con elevaciones menores a 1000 m; la ladera de barlovento es la zona de pendiente ascendente, con elevaciones entre 1500 y 3000 m; la inmediata zona de ladera de sotavento está cerca de la cresta, al este de las más altas elevaciones (2000-3000 m); y el lado de bajo sotavento es la zona adjacente baja en Argentina, con elevaciones menores a 1500 m.

De 46 eventos se retiene un grupo de 94 días de precipitación fuerte. Se usan datos de reanálisis ERA- ECMWF y datos de precipitación de invierno para el periodo 1970-76, para 80 estaciones, 51 ubicadas en Chile y 29 en Argentina.

Se observa en la Fig.1.8 un marcado decaimiento de la precipitación hacia el norte y un fuerte gradiente este-oeste al sur de 32°S. Chile central es una zona de transición entre el clima seco en el norte y húmedo en el sur con precipitación extratropical. Las pocas estaciones disponibles generan un máximo local de precipitación en la ladera oeste de la cordillera alrededor de 33°- 34°y 36°S, luego de alcanzar estos máximos, la precipitación cae marcadamente hacia el este.

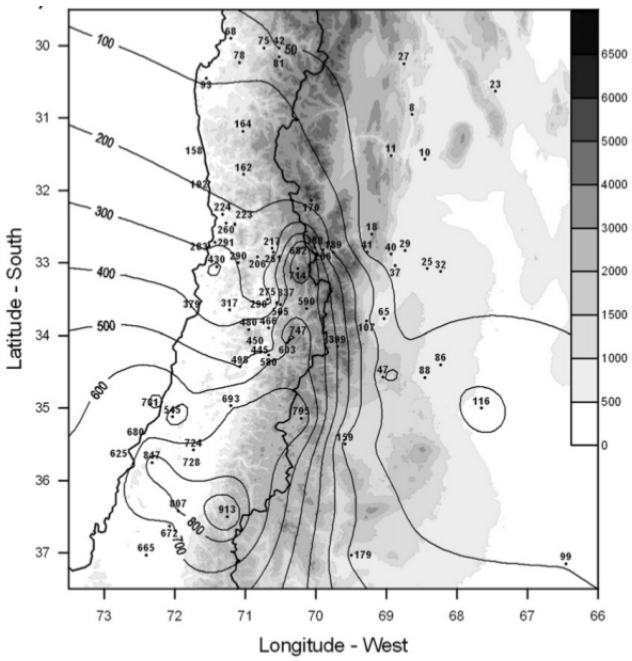


Figura 1.8: Distribución espacial de la precipitación media de invierno (abr-sep) en mm para 1970-76. Los valores graficados representan la precipitación media para cada estación pluviométrica, donde la línea continua representa el campo de isoyetas obtenidas desde las observaciones interpoladas con el método de kriging. (Tomada de Fig.3 en *Viale & Nuñez (2011))*

Basados en el hecho de que la mayor parte de la precipitación es acumulada en el cuarto quartil, se identifican los patrones de escala sinóptica de eventos de precipitación fuerte, subdivididos en eventos intensos y extremos, con percentiles entre 75 % - 95 % y 95 % - 100 %, respectivamente. Los perfiles verticales son calculados usando los datos de radiosonda en Quinteros.

Los campos compuestos revelaron un sistema de baja presión en el Pacífico, como se observa en la Fig.1.9, a las costas de Sudamérica acompañando a eventos de fuerte precipitación orográfica, este sistema de baja presión resultó ser más fuerte para los eventos extremos que para los intensos. También encontraron que la dorsal en altura y el sistema pos frontal subtropical asociado a estos eventos de precipitación eran más profundos y pronunciados en el caso de los eventos extremos. Consecuentemente, el flujo del norte en la superficie aguas arriba de los Andes también es mayor durante los eventos extremos y menor durante los eventos intensos.

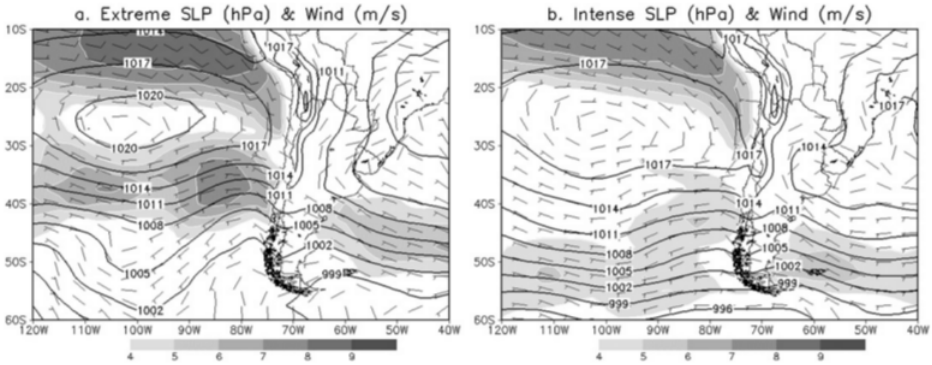


Figura 1.9: Compuesto de presión superficial del mar. (hPa, contornos cada 3 hPa) y viento (ms^{-1}) y magnitud sombreada para, (a) Eventos extremos y (b) Eventos intensos. (Tomada de Fig.5 en *Viale & Nuñez (2011)*)

Los eventos extremos exhiben un mayor fortalecimiento del ciclón extratropical en superficie comparado con los eventos intensos en el día de precipitación. Además el flujo norte y la altura geopotencial demuestran que las altas tasas de precipitación típicamente ocurren en el sector cálido del ciclón, esto es, en el sector pos frontal. La anomalía de humedad mostró valores positivos en las costas Chilenas, aumentando en magnitud desde la superficie a 700 hPa y es más fuerte para eventos extremos que para intensos. Por otro lado, las anomalías de temperatura presentaron valores positivos en latitudes subtropicales, lejos de la costa Chilena y valores negativos en latitudes medias cerca de las costas de Chile, lo cual también es mayor para eventos extremos que para intensos. Las anomalías positivas de temperatura indican la profundidad del anticiclón subtropical, mientras las anomalías negativas indican un ciclón extratropical que se aproxima a las costas Chilenas.

Además, Viale & Nuñez (2011) afirman, al analizar los perfiles verticales, que el viento hacia el polo es mayor a 700 hPa, sugiriendo el desarrollo de un jet de barrera que es típico cuando el flujo está bloqueado por la topografía. El jet de barrera desarrollado a bajo nivel es coherente con un perfil promedio estable, esta condición determina un región de flujo de bloqueo de bajo nivel, con un número de Froude típico menor a 0,5 desde 750 hPa a la superficie. El fuerte flujo norte de bajo nivel favorece el gradiente meridional de precipitación media en el lado de bajo barlovento, esto es, el lento avance hacia el Ecuador del frente frío y el aumento de la convergencia del flujo de humedad a lo largo de la superficie frontal sobre el área de Chile central, coinciendo con Barrett

et al. (2009).

Se utilizan datos de vapor de agua del sensor remoto SSM/I y datos de reanálisis ERA-40 para identificar largas (>2000 km) y angostas (<1000 km) plumas de vapor de agua que representan un río atmosférico.

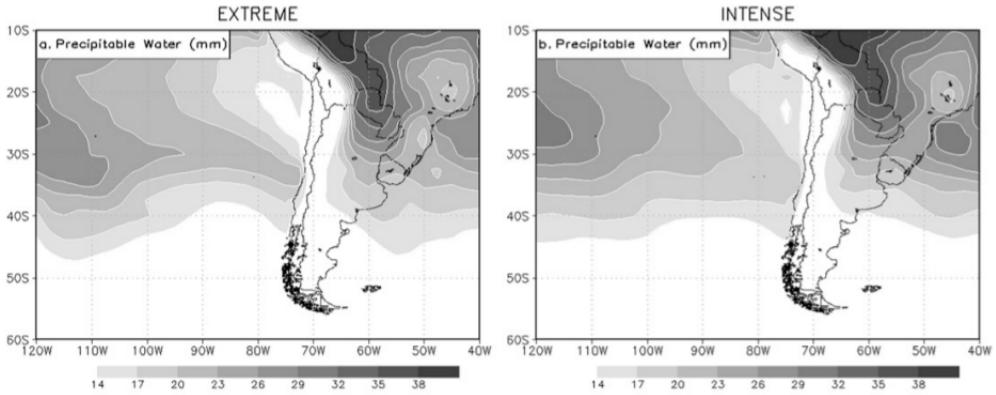


Figura 1.10: Compuesto de agua precipitable integrada (sombreada,mm) para (a) eventos extremos y (b) eventos intensos. (Tomada de Fig.3 en *Viale & Nuñez (2011))*

El compuesto de eventos extremos muestra una angosta y elongada pluma de agua precipitable integrada, extendiéndose hacia la costa de Sudamérica, con máximos entre 20 y 23 mm, (como se observa en la Fig.1.10). Para eventos intensos la pluma de agua precipitable es más amplia. Además, se encuentra que las plumas de agua precipitable de los casos extremos están asociados a fuertes transportes de humedad oeste-noroeste llegando a los Andes.

Los compuestos sinópticos revelan que los eventos de precipitación extremo están asociados con ciclones extratropicales más profundos que para los eventos de precipitación intensa. Estos profundos ciclones conduncen un fuerte flujo de humedad transversal a la cordillera de los Andes, resultando en fuertes episodios de precipitación orográfica.

1.5. Tormentas cálidas

Por otro lado, es posible hacer una distinción entre los sistemas frontales que azotan las costas de Chile y así profundizar en el estudio de la carecterización de la precipitación en Chile centro sur y la relación de la cordillera de los Andes con la climatología de la zona. Garreaud (2013) realiza un estudio de las tormentas en Chile central durante invierno, clasificándolas como tormentas frías y cálidas. En particular, se hace una descripción de su ocurrencia y los impactos hidrológicos de las tormentas cálidas, así como un análisis sinóptico de su estructura y evolución. Se definen las tormentas cálidas como el resultado de advección fría producida por una baja o alta cerrada sobre el océano Pacífico austral, que aumenta la baroclinicidad, aumentando el gradiente meridional de temperatura, lo que a su vez aumenta el gradiente de viento zonal mediante la relación del viento térmico. Lo anterior produce una corriente en chorro capaz de advectar humedad desde el Pacífico tropical hacia Chile central. Estas tormentas cálidas ocurren con temperaturas cálidas y nivel de congelación superior a 3000 m.

Para tal descripción se utilizan datos de perfiles verticales de la DMC (Dirección meteorológica de Chile), de una estación ubicada en la azotea de la Unversidad de Chile, de reanálisis de NCEP-NCAR e imágenes satelitales.

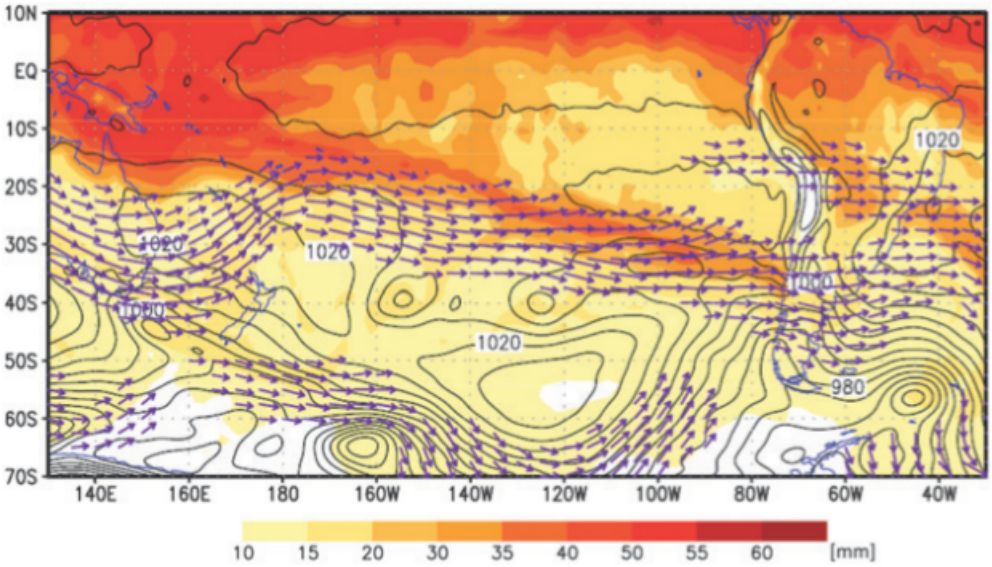


Figura 1.11: Campos de CFSR a las 1800 UTC del 11 de julio de 2006 sobre América del sur y el Pacífico. Agua precipitable integrada (IPW) sombreada, viento a 200 hPA y SLP. (Tomada de Fig.10 en *(Garreaud, 2013)*

La Fig.1.11 presenta una visión general de la circulación atmosférica, se observa una banda de aire de alta humedad (IPW>40) extendida desde el Pacífico tropical oeste hacia América del sur subtropical y un chorro oeste de alto nivel observado a 200 hPa. La mayoría de la humedad está concentrada bajo 850 hPa en forma de un intenso y bien definido "río atmosférico". Durante el evento cálido, el frente frío está más orientado zonalmente, con vientos oestes en el sector cálido hacia alta mar y noroeste más cercano a la costa por el bloqueo de los Andes. La precipitación cae en una amplia cuña prefrontal sobre Chile central, con la mayor acumulación sobre la ladera oeste de los Andes, decreciendo rápidamente hacia alta mar. Se atribuye el escaso fondo de precipitación hacia alta mar a la débil convergencia de bajo nivel sobre el océano abierto.

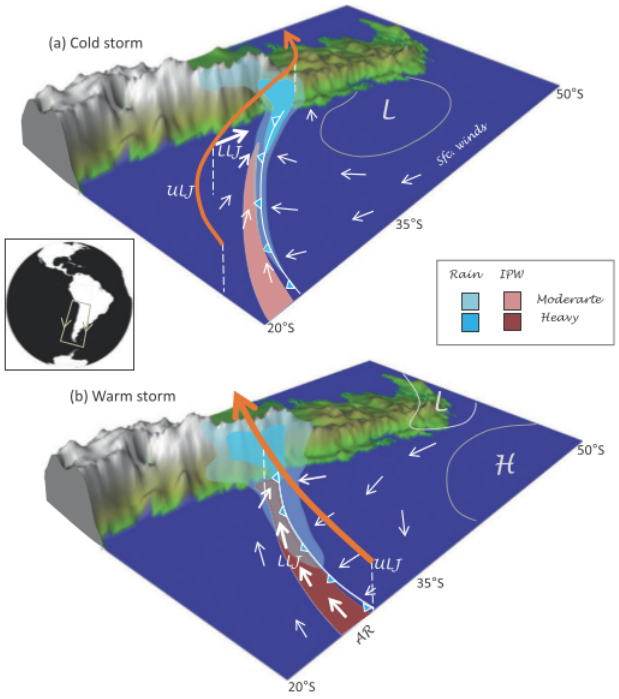


Figura 1.12: Modelo conceptual de tormentas frías y cálidas en Chile central. En cada caso la ilustración muestra la posición del frente frío, jet stream de alto nivel, jet de bajo nivel, viento superficial, áreas de precipitación, ríos atmosféricos y centros de presión en latitudes medias.(Tomada de Fig.17 en *(Garreaud, 2013)*

En la Fig.1.12(a) se observa que la precipitación en tormentas frías está concentrada a lo largo del frente frío hacia el Ecuador sobre el Pacífico oriental, donde una intensa convergencia de bajo nivel toma lugar. Un río atmosférico es encontrado en más de la mitad de los casos en esta categoría. Cerca de la costa, el bloqueo mecánico de aguas arribas resulta en un jet norte de bajo nivel, bajo 750 hPa, paralelo a la costa, aumentando la convergencia cercana a la costa y causando un máximo de precipitación. La precipitación se ubica sobre la pendiente de superficie frontal, cayendo sobre el sector de aire frío, aunque la precipitación prefrontal también puede ocurrir en altas elevaciones debido al ascenso mecánico de nivel medio. Según el patrón de circulación de gran escala, las características de los eventos fríos de medio y alto nivel se extiende hacia los subtropicos y con la vaguada al oeste del continente, así los fuertes vientos del oeste prevalencen sobre Chile central. Una baja cerrada está usualmente ubicada en el sur de Chile, proporcionando el forzante dinámico de los vientos del sur en el frío sector posfrontal.

Durante gran parte de la tormenta cálida (Fig.1.12) la precipitación sobre Chile central es causada por el levantamiento de aire húmedo sobre la ladera oeste de los Andes (precipitación orográfica). En efecto, los ríos atmosféricos son detectados en Chile central en más del 80 % de los eventos cálidos. Consistentemente, el máximo de precipitación ocurre tierra adentro y presumiblemente en elevaciones medias. Además, las tormentas cálidas, al presentar mayor área y volumen pluvial, son las responsables de grandes desastres hidrometeorológicos como inundaciones y deslizamientos de tierra.

El rol dominante de la precipitación orográfica durante tormentas cálidas se deriva de dos factores:

- Estos casos están caracterizados por una intensa corriente de chorro zonal sobre Chile central y por lo tanto, fuertes vientos que inciden en contra de la montaña.
- La humedad en condiciones cálidas, que prevalece en estos eventos, reduce significativamente el bloqueo mecánico de los Andes. Así, deja una amplia capa de movimiento ascendente justo río arriba de las montañas, capaz de transportar aire húmedo de bajo nivel. El ascenso forzado puede liberar inestabilidad potencial presente en las masas de aire prefrontal.

Capítulo 2

Formulación de hipótesis

2.1. Hipótesis

A partir de lo descrito anteriormente respecto a los sistemas frontales que azotan las costas de Chile central surgen las siguientes preguntas:
¿Los eventos extremos ocurren en alguna temporada en particular?.
¿Los sistemas frontales que producen eventos extremos presentan campos sinópticos característicos, están asociados a un sistema frontal específico?.

De lo anterior se formula la siguiente hipótesis:
Los eventos extremos están asociados a tormentas cálidas debido a la disminución de la estabilidad, que permite el ascenso de aire húmedo y cálido sobre la cordillera de los Andes.

Hipótesis alternativa:
Los eventos extremos están asociados a sistemas frontales típicos más intensos.

2.2. Objetivos

2.2.1. Objetivo general

Determinar las condiciones sinópticas que provocan eventos extremos de precipitación entre 34°S y 37°S en Chile.

2.2.2. Objetivos específicos

1. Describir las características de los eventos extremos, en cuanto a su evolución, ocurrencia e intensidad.

2. Realizar análisis de compuestos para caracterizar el campo sinóptico asociado a los eventos extremos.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Datos

- **Estaciones pluviométricas**

Se utilizan datos de precipitación diaria en el periodo comprendido entre 1979 y 2014, de estaciones ubicadas entre la región del Libertador Bernardo O'Higgins y la región de Los Lagos, como se muestra en la Fig.1.1. Se cuenta con 70 estaciones pluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA), cuyo detalle se muestra en la Tabla 3.1, además de 6 estaciones pluviométricas de la Dirección Meteorológica de Chille, mostradas en la Tabla 3.2. Las series de tiempo utilizadas cuentan con menos del 25 % de datos faltantes. Cabe destacar que estos datos representan la precipitación acumulada en la estación entre las 1200 UTC del día anterior y las 1200 UTC del día correspondiente.

	Estación	Latitud S	Longitud O	Altura(msnm)
1	Rancagua	34°11' 27"	70°45' 03"	515
2	Coltauco	34°17' 15"	71°04' 48"	253
3	Popeta	34°26' 13"	70°46' 46"	480
4	Rengo	34°25' 18"	70°51' 60"	310
5	San Fernando	34°35' 54"	70°58' 07"	350
6	Millahue	34°31' 35"	71°12' 44"	200
7	Pichidegua	34°17' 14"	71°24' 21"	110
8	La Rufina	34°44' 34"	70°45' 07"	743

9	Convento viejo	34°46’ 10”	71°07’ 59”	239
10	La Candelaria	34°46’ 51”	71°24’ 51”	213
11	Villa Alhue	34°02’ 06”	71°05’ 40”	197
12	Cocalán	34°12’ 22”	71°16’ 35”	120
13	Litueche	34°07’ 14”	71°43’ 33”	250
14	Rapel	33°56’ 45”	71°44’ 01”	16
15	Pichilemu	34°23’ 04”	72°00’ 16”	5
16	Nilahue Barahona	34°34’ 27”	71°45’ 55”	90
17	El Manzano	34°57’ 48”	70°55’ 04”	574
18	Potrero grande	35°11’ 00”	71°05’ 52”	445
19	Curicó	34°58’ 52”	71°14’ 10”	195
20	Lontué	35°02’ 32”	71°17’ 26”	199
21	Gualleco	35°14’ 38”	71°58’ 48”	100
22	Armerillo	35°42’ 04”	71°04’ 38”	492
23	Río Maule en Armerillo	35°42’ 22”	71°06’ 50”	470
24	Digua Embalse	36°15’ 21”	71°32’ 53”	390
25	San Manuel en Perquilauquén	36°21’ 29”	71°38’ 58”	270
26	Quella	36°03’ 26”	72°05’ 21”	130
27	Tutuven Embalse	35°53’ 48”	72°22’ 25”	179
28	Nirivilo	35°32’ 20”	72°05’ 29”	200
29	Parral	36°11’ 16”	71°49’ 42”	175
30	Bullileo Embalse	36°17’ 06”	71°24’ 51”	600
31	Liguay	35°56’ 52”	71°41’ 03”	104
32	Hornillo	35°52’ 02”	71°07’ 02”	810
33	Ancoa Embalse	35°54’ 38”	71°17’ 45”	421
34	Melozal	35°47’ 08”	71°45’ 59”	96
35	San Fabián	36°35’ 01”	71°31’ 29”	465
36	Coihueco Embalse	36°38’ 27”	71°47’ 56”	314
37	Chillán viejo	36°37’ 55”	72°07’ 36”	115
38	Trupan	37°16’ 50”	71°49’ 22”	474

39	Tucapel	37°17’ 37”	71°57’ 07”	342
40	Cholguán	37°09’ 10”	72°04’ 01”	230
41	Fundo Atacalco	36°55’ 03”	71°34’ 53”	740
42	Las trancas	36°54’ 39”	71°28’ 45”	1242
43	Diguillín	36°52’ 07”	71°38’ 33”	670
44	San Lorenzo	36°55’ 29”	71°34’ 32”	710
45	Pemuco	36°58’ 35”	72°06’ 03”	200
46	Chillancito	36°45’ 44”	72°25’ 26”	56
47	Nueva Aldea	36°39’ 16”	72°27’ 22”	32
48	Coelemu	36°28’ 30”	72°41’ 18”	40
49	Dichato	36°32’ 44”	72°55’ 52”	11
50	Cerro el padre	37°46’ 47”	71°51’ 59”	346
51	Quilaco	37°41’ 06”	72°00’ 21”	231
52	Mulchén	37°42’ 53”	72°14’ 37”	142
53	Los Ángeles	37°30’ 08”	72°24’ 30”	129
54	Laguna Malleco	38°12’ 56”	71°48’ 38”	894
55	Collipulli	37°57’ 30”	72°25’ 32”	240
56	Angol (La Mona)	37°46’ 46”	72°38’ 14”	113
57	Las Achiras	37°22’ 50”	72°21’ 58”	144
58	Cañete	37°47’ 54”	72°23’ 29”	78
59	Lumaco	38°09’ 49”	72°54’ 14”	60
60	Traiguén	38°15’ 22”	72°39’ 13”	234
61	Quillén	38°27’ 51”	72°23’ 12”	285
62	Galvarino	38°24’ 48”	72°46’ 38”	40
63	Curacautín	38°26’ 51”	71°53’ 46”	535
64	Lautaro	38°31’ 07”	72°27’ 08”	200
65	Pueblo nuevo (Temuco)	38°42’ 46”	72°33’ 21”	119
66	Vilcún	38°40’ 02”	72°14’ 02”	290
67	Llancahue	39°51’ 22”	73°10’ 43”	70
68	Lago Maihue	40°13’ 02”	72°08’ 57”	100

69	Lago Ranco	40°19' 02"	72°28' 09"	100
70	Puerto Montt	41°27' 36"	72°56' 16"	90

Tabla 3.1: Nombre estaciones, latitud, longitud, elevación, para las estaciones de la DGA.

	Estación	Latitud S	Longitud O	Altura(msnm)
1	Curicó	34°57' 59"	71°13' 00"	225
2	Chillán	36°35' 13"	72°02' 24"	151
3	Concepción	36°46' 45"	73°03' 43"	12
4	Temuco	38°46' 12"	72°38' 12"	92
5	Valdivia	39°39' 03"	73°04' 54"	18
6	Osorno	40°36' 18"	73°03' 38"	61

Tabla 3.2: Nombre estaciones, latitud, longitud, elevación, para las estaciones de la DMC.

- **Datos de reanálisis NCEP-CFSR**

Además se utilizarán datos de reanálisis de NCEP (National Centers for Environmental Prediction) CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) de 0.5°x 0.5°de resolución espacial y seis horas de resolución temporal, para el periodo 1979-2010 y CFSV2 (Climate Forecast System Version 2) para el periodo 2011-2014. Los datos de reanálisis CFSR corresponden a un sistema global acoplado océano-atmósfera-superficie terrestre-hielo marino, de alta resolución diseñado para proporcionar la mejor estimación del estado de estos dominios acoplados.

Según la Guía de datos del clima: CFSR (2015), el análisis preliminar de la salida de CFSR indica que es un producto muy superior a la mayoría de los aspectos del reánalisis de mediados de 1990. Los reanálisis NCEP anteriores han sido uno de los productos más utilizados en la historia.

Comenzando el 1 de enero de 2011, CFSR se extiende al modelo operacional NCEP's Climate Forecast Reanalysis Version 2 (CFSV2). Los datos producidos por CFSV2 pueden ser considerados como una extensión perfecta de CFSR, salvo que la resolución de la superficie y campos de flujo se incrementó de 0.3° en CFSR a aproximadamente 0.2° en CFSV2.

3.2. Metodología

3.2.1. Cálculo de eventos extremos

Para las series de tiempo de precipitación diaria de las 76 estaciones disponibles en el periodo señalado, se definen los eventos de precipitación como pp>0 mm.
Los eventos extremos según el IPCC (Field & Intergovernmental Panel on Climate Change, 2012) se definen como "La ocurrencia de un valor de una variable meteorológica o climática por sobre (o bajo) un umbral cercano al extremo superior (o inferior) del rango de valores observados de la variable". Luego, existen dos formas de definir un evento extremo:

1. Según su probabilidad de ocurrencia, umbral relativo, menor al 10 %, 5 % o 1 % o mayor al 90 %, 95 % o 99 %.

2. Según a un umbral absoluto específico, valores mayores o menores a un valor fijo de una variable.

En este estudio se define un evento extremo según su probabilidad de ocurrencia, considerando el umbral 90 %, es decir al percentil 90 de la función de distribución acumulada empírica de la serie que contiene sólo los días de precipitación.

Para complementar el análisis se realiza el mismo procedimiento para las cuatro temporadas del año, Otoño (Marzo, Abril y Mayo), Invierno (Junio, Julio, Agosto), Primavera (Septiembre, Octubre y Noviembre) y Verano (Diciembre, Enero, Febrero).

3.2.2. Análisis de agrupamiento

Se realiza el análisis considerando todos los días del periodo de 36 años, desde el 1 de enero de 1979 al 31 de diciembre de 2014.
Se busca realizar una clasificación entre las 76 estaciones que permita dividir el número de estaciones en grupos más pequeños que compartan caractéristicas similares entre sí.

Se realiza un agrupamiento utilizando el método k-means (MacQueen, 1967) , el cual es un método de particionamiento iterativo, que clasifica un atributo en un número k de grupos mutuamente excluyentes. Es una agrupación no jerárquica, opera sobre operaciones reales y crea un único nivel de agrupaciones.

El método k-means trata a cada observación de los datos como un objeto que tiene un lugar en el espacio. Se encuentra una partición en que los objetos dentro de cada grupo están tan cerca entre sí como sea posible, y tan lejos de objetos en otros grupos como sea posible. Cada grupo en la partición se define por sus miembros y por su baricentro o centro. El centro de gravedad de cada grupo es el punto al que se reduce al mínimo la suma del cuadrado de las distancias de todos los objetos en ese grupo (Robertson & Ghil, 1999).

Este algoritmo mueve objetos entre los grupos hasta que la suma no se puede disminuir más. El resultado es un conjunto de grupos que son tan compactos y bien separados como sea posible. Se pueden controlar los detalles de la reducción al mínimo con el uso de varios parámetros de entrada opcionales para k-means, incluyendo los valores iniciales de los centroides de racimo y el número máximo de iteraciones.

El algoritmo procede como sigue (Lloyd, 1982):

1. Elegir k centros de agrupaciones iniciales (centroide). En este caso, se utilizan seis, escogidos luego de un análisis de sensibilidad, en el cual se realizó el agrupamiento con diferentes valores de k, encontrando que los grupos de Chile central, se mantenían estables a medida que aumentaba k, mientras los grupos del sur eran los que se dividían en grupos más pequeños.

2. Calcular la distancia del punto al centroide, para todas las observaciones a cada centroide.

3. Asignar cada observación al grupo con el centroide más cercano.

4. Calcular la media de las observaciones en cada grupo para obtener k nuevas ubicaciones del centroide.

5. Repetir los pasos 2 a 4 hasta que las asignaciones de los grupos no cambian, o se alcance el número máximo de iteraciones escogidas por el usuario. En este caso se han escogido 100 iteraciones.

La agrupación se realiza con el atributo de probabilidades condicionales, que corresponde a:

Si E_1 : pp$\geq$ q90 en la estación 1
E_2 : pp$\geq$ q90 en la estación 2

La probabilidad condicional está dada por:

$$P\{E_1/E_2\} = \frac{P\{E_1 \cap E_2\}}{P\{E2\}} \ ,$$

que es la probabilidad de que en la estación 1 ocurra un evento extremo dado que ocurrió en la estación 2.

Este cálculo de persistencia, utilizando probabilidad condicional, se realiza para cada estación con todas las demás, a fin de reconocer aquellas cuyo evento extremo ocurre debido al mismo sistema frontal.

3.2.3. Tendencia de eventos extremos

Primero se realiza una caracterización de los eventos extremos en cada una de las agrupaciones realizadas, a modo de describir la ocurrencia de estos eventos a lo largo del periodo considerado. Para los 36 años se calcula el promedio de los eventos extremos

que ocurren en el grupo y se calcula la tendencia mediante regresión líneal entre una serie (y) y el tiempo (x) (Wilks, 2006), dado por:

$$a = \bar{y} - b\bar{x}$$

con

$$b = \frac{\sum_{i=1}^{n}[(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}$$

Donde b corresponde a la pendiente de la tendencia calculada y a es la intersección de la tendencia con el eje de las ordenadas. A esta tendencia se le realiza una prueba de hipótesis mediante Monte Carlo, una prueba no paramétrica cuya característica es que la distribución correspondiente se deduce directamente de los datos, mediante manipulaciones informáticas repetidas de las observaciones. Estas pruebas no paramétricas son conocidos ampliamente como procedimientos de remuestreo.

Esta prueba de hipótesis se realiza a dos colas con una confianza del 95 %.
La hipótesis nula es H_0: No existe un cambio en la tendencia de los eventos extremos a lo largo del periodo.

3.2.4. Análisis de compuestos

Se realiza un análisis de compuestos para cada una de las agrupaciones en la región de interés, entre 34°S y 38°S. Este análisis consiste en el conteo de los días en que ocurren los eventos extremos respresentativos, esto es, eventos que ocurren en al menos el 50 % de las estaciones pluviométricas pertenecientes al grupo.
Se seleccionan los eventos ocurridos considerando si son eventos exclusivos de un grupo o si ocurren en más de uno. Se realizan los compuestos utilizando el estadístico promedio para algunas variables sinópticas características, como la temperatura, presión, magnitud y dirección del viento, agua precipitable y altura geopotencial, para los campos de reanálisis CFSR, con el fin de determinar las características sinópticas de los eventos extremos y si difieren entre un grupo u otro.

Capítulo 4

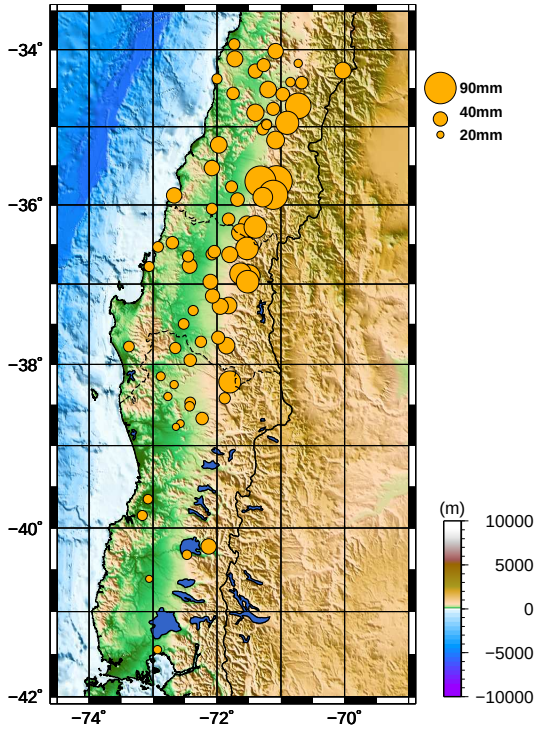
Análisis y Resultados

4.1. Eventos extremos

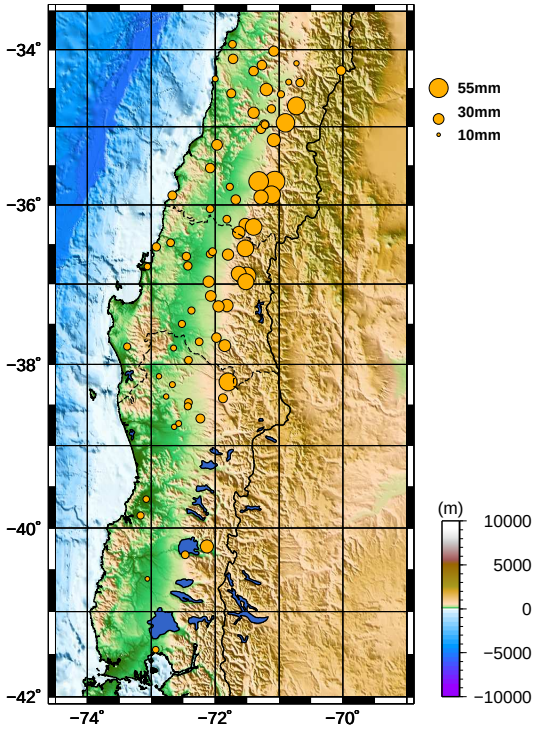
Como ya se observó en la Fig.1.2(b) los máximos de intensidad para el percentil 90 se encuentran en la banda latitudinal 34°S - 37°S, en la ladera oeste de la cordillera de los Andes. Para una mejor visualización de los eventos extremos, se estudia el percentil 90 de la intensidad de precipitación para cada una de las épocas del año, con el fin de observar si estos eventos se presentan en la misma banda latitudinal o cambia a través del año.

En la Fig.4.1, se observa que los máximos de intensidades de los eventos extremos se producen en otoño e invierno, con precipitaciones que superan los 90 mm y 95 mm respectivamente. En primavera y verano se observan eventos extremos cercanos a 55 mm. Para las cuatro épocas del año las mayores intensidades de eventos extremos se ubican en la ladera oeste de la cordillera de los Andes entre 34°S y 37°S. La estación con mayor intensidad de precipitación acumulada diaria en el percentil 90 corresponde a la estación Armerillo, con 84 mm anuales, 90 mm en otoño, 95 mm en invierno, 57 mm en primavera y 49 mm en verano.

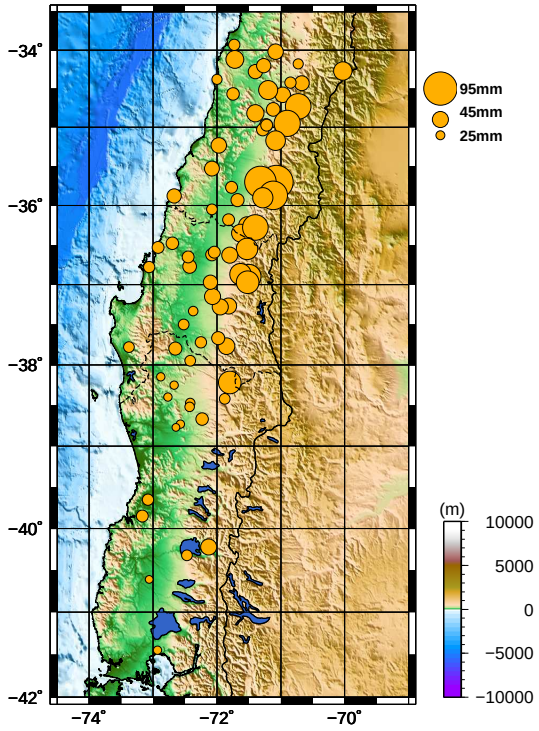
En la Fig.4.2 se muestran los porcentajes de intensidad de precipitación de los eventos extremos de cada estación pluviométrica, respecto al máximo de intensidad de percentil 90 para cada época del año. Se observa claramente que el patrón de intensi-



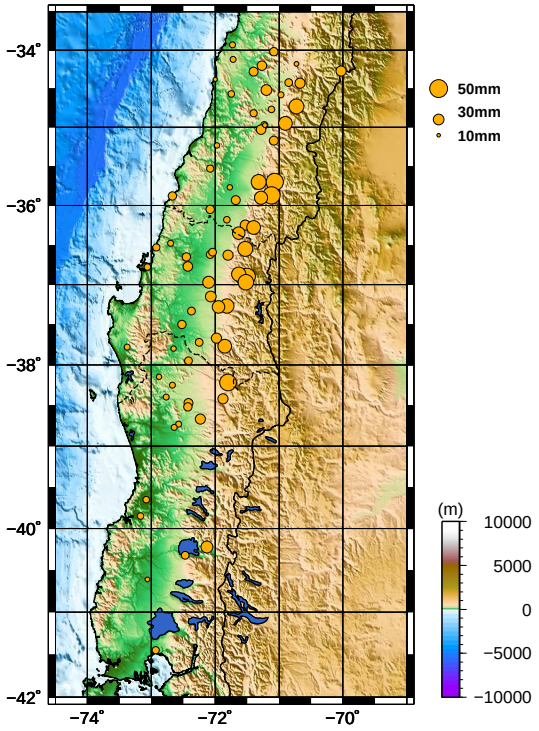
(a) Otoño



(b) Primavera

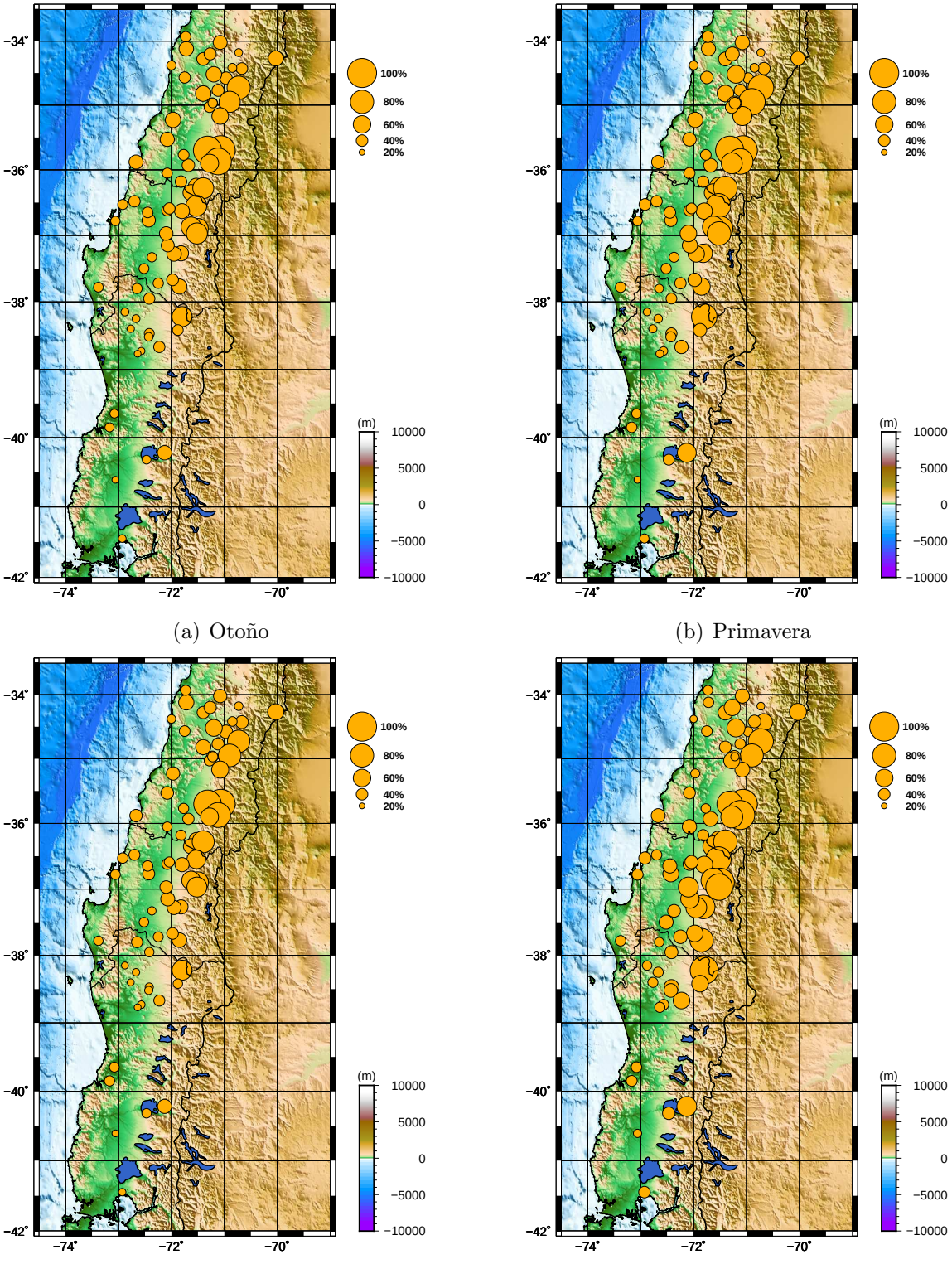


(c) Invierno



(d) Verano

Figura 4.1: Percentil 90 de intensidad de precipitación diaria (en mm) para (a) Otoño, (b) Primavera, (c) Invierno, (d) Verano.



(a) Otoño

(b) Primavera

(c) Invierno

(d) Verano

Figura 4.2: Eventos extremos relativos (a) Otoño, (b) Primavera, (c) Invierno, (d) Verano. El 100 % corresponde al máximo de intensidad del percentil 90 para cada época.

dades de los eventos extremos se mantiene a lo largo del año. Cada vez que ocurre un evento extremo, las máximas intensidades se encuentran en la banda latitudinal 34°S - 37°S, por lo que estos eventos no tienen una época preferencial de ocurrencia, siendo la única diferencia la intensidad de la precipitación. Este patrón constante, indicaría que los máximos en intensidad de estos eventos se producen por incremento orográfico, en acuerdo con el estudio de Falvey & Garreaud (2007), en el cual se dividen en terciles eventos de precipitación intensa, resultando el tercil superior con un máximo local de precipitación en el lado oeste de la cordillera de los Andes.

Debido a la contribución de la Cordillera de los Andes en este máximo local de precipitación, en la Fig.4.3 se muestra la relación entre la intensidad de la precipitación de los eventos extremos y la altura de la estación. Se observa que los máximos eventos extremos ocurren en estaciones ubicadas entre 500 y 700 metros de altura, a excepción de los eventos de verano, los cuales ocurren en las estaciones de mayor altura.

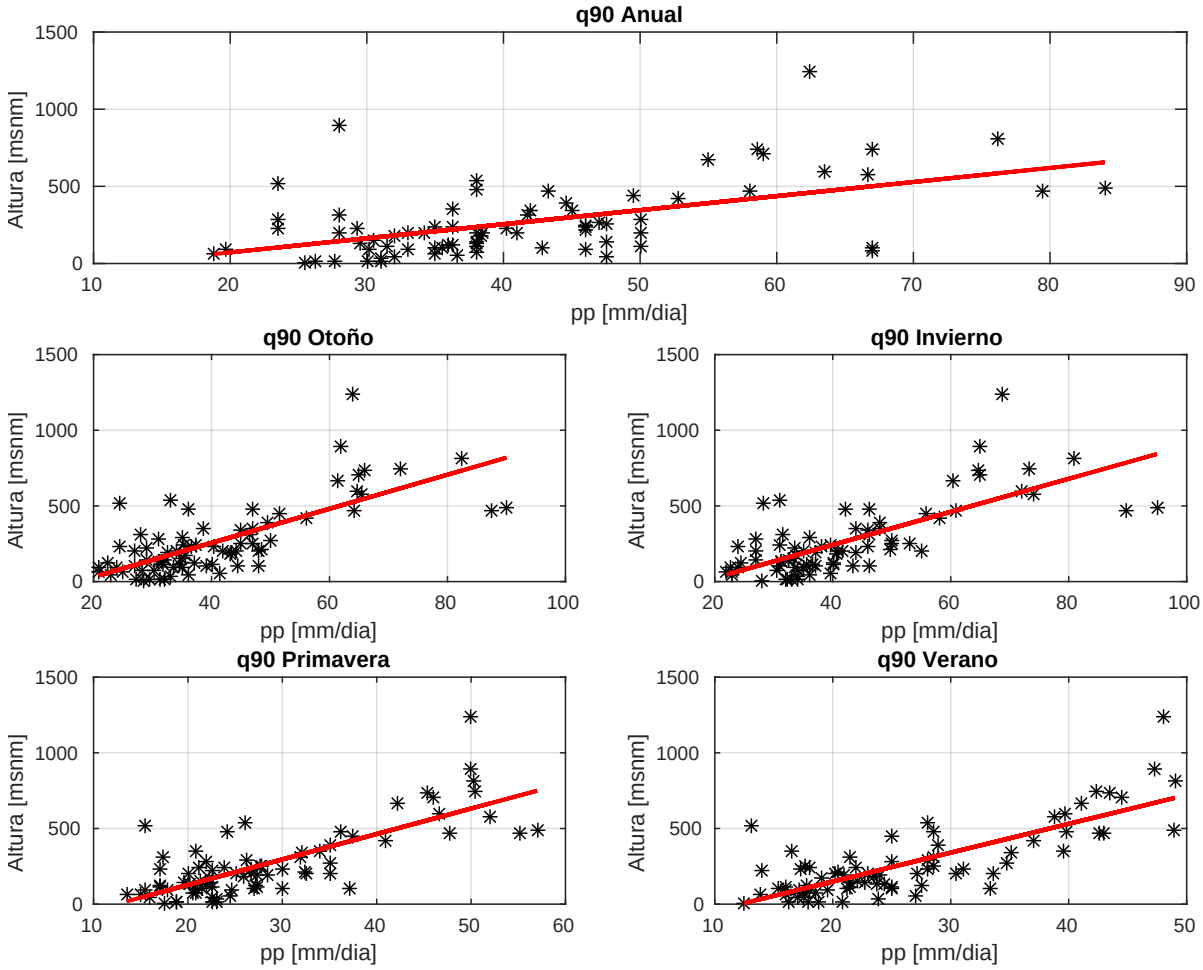


Figura 4.3: Diagrama de dispersión del percentil 90 y la altura de cada estación: (a) Anual, (b) Otoño, (c) Invierno, (d) Primavera, (e) Verano.

A simple vista no es posible relacionar las máximas intensidades con las mayores alturas y debe hacerse un análisis con mayor profundidad respecto a la ubicación de las estaciones. Sin embargo, podemos observar de la Fig.4.1 que las mayores intensidades se encuentran sobre la ladera oeste de la cordillera aunque la altura de estas en la Fig.4.3 sugiere que se encuentran en valles. Por lo anterior se puede pensar que la extensión de estos valles es menor a 10 km, ya que si esto ocurre no existe sombra orográfica y la precipitación en estos estrechos valles sería la misma que la que se acumula en la ladera de los Andes que rodea este valle, como afirma Minder *et al.* (2008), en escalas de 10 km, los valles reciben un exceso de precipitación debido a las crestas adyacentes. Por lo tanto, estas estaciones de menor altura reciben la misma precipitación de la que se recibe a mayor altura, mostrando un incremento de intensidad de precipitación debido a la topografía.

4.2. Análisis de Agrupamiento

Las 76 estaciones son agrupadas mediante el método k-means, utilizando como atributo la probabilidad condicional. De esta manera se busca que los grupos se formen entre estaciones que compartan el mismo evento. Se realizó un análisis de sensibilidad para determinar el número de agrupaciones entre estaciones. Se obtuvo que los grupos entre 34°S y 37°S se mantenían constantes, sin ganar o perder miembros, sin embargo, los grupos al sur de 37°S cambian constantemente a medida que aumenta el número de agrupaciones. Lo anterior sucedía desde las seis agrupaciones, por lo que el análisis se realiza para seis grupos.

La Fig.4.4 muestra las seis agrupaciones en diferentes colores, amarillo, azul, rojo, naranjo, celeste y rosado. Se observa que los tres primeros grupos, amarillo, azul y rojo agrupa estaciones entre la costa y la cordillera de los Andes, con una orientación noroeste - sureste. Esta orientación es típica de los sistemas frontales que interactúan con la cordillera de los Andes (Barrett *et al.*, 2009), mientras que para los otros tres grupos la distribución no es clara.

Los tres primeros grupos están ubicados en la zona de interés, donde los eventos extremos son más intensos. Esta agrupación zonal indicaría que los eventos extremos ocurridos en la costa están asociados al mismo evento de precipitación que ocurre en la ladera oeste de los Andes. Esto último, de acuerdo con la Fig.4.2, confirma que el mismo evento de precipitación deja una mayor intensidad de agua caída debido a la orografía.

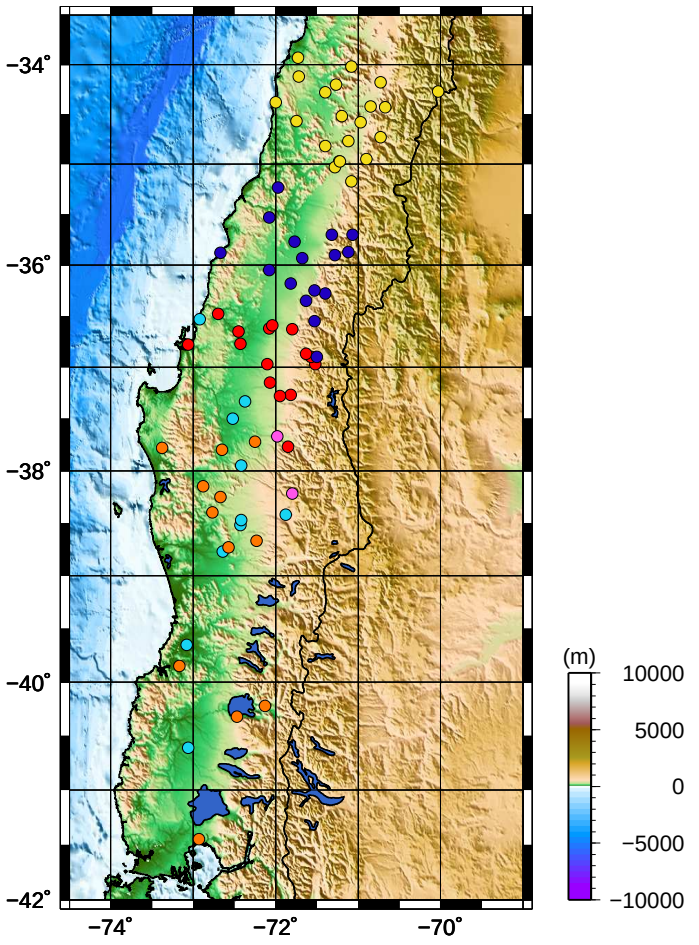


Figura 4.4: Análisis de agrupamiento mediante el método k-means utilizando como atributo la probabilidad condicional.

Debido a lo complejo que el agrupamiento resulta para la zona sur del país, se realiza una nueva agrupación con k-means sólo para la zona de interés entre 34°S y 38°S con 57 estaciones de la DGA ubicadas entre estas latitudes. Se obtienen cinco agrupaciones como se observa en la Fig.4.5. Nuevamente se mantiene la distribución casi zonal de las agrupaciones entre 34°S y 37°S, mientras la azul se ubica más hacia la costa y la quinta presenta sólo dos estaciones. Éstos últimos pierden la orientación NO-SE.

Podemos reafirmar que los eventos ocurren en bandas latitudinales con orientación NO-SE, con un incremento orográfico producido por la cordillera de los Andes. Además las primeras tres agrupaciones mantienen un patrón muy similar a las observadas en Fig.4.4, lo que indica que son agrupaciones que realmente comparten atributos y características semejantes, lo cual también se observó del análsis de sensibilidad. De este

análisis se excluirán las estaciones del quinto grupo, ya que sólo incluye dos estaciones.

Con los otros cuatro grupos se procederá a un análisis de compuestos para determinar las características sinópticas de los eventos extremos y las diferencias que establecen que las estaciones pertenezcan a agrupaciones distintas.

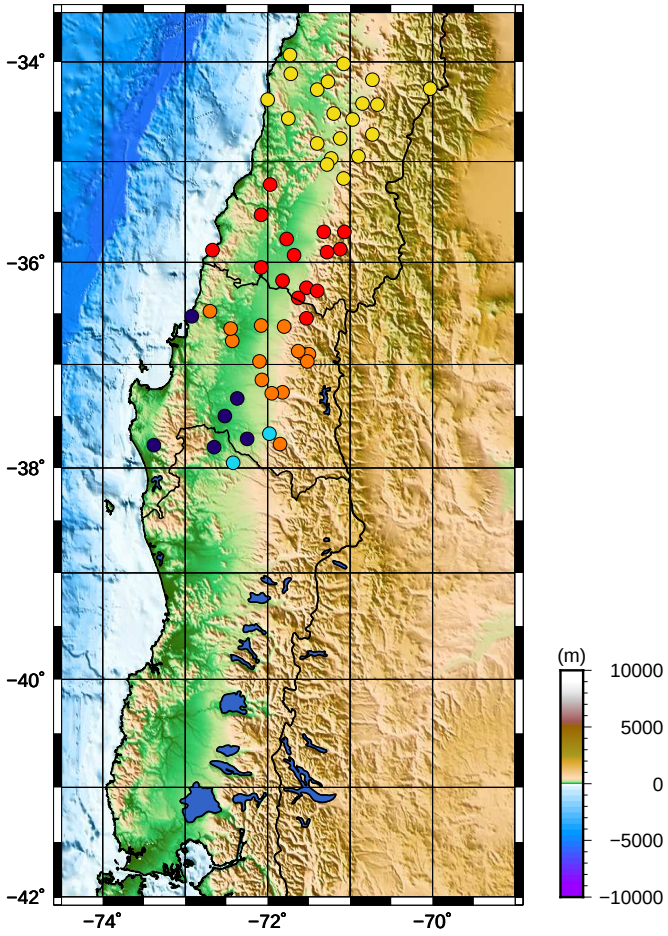


Figura 4.5: Análisis de agrupamiento para la banda latitudinal de interés, mediante el método k-means utilizando como atributo la probabilidad condicional. El primer grupo es el amarillo, el segundo el rojo, el tercero el naranjo, el azul el cuarto y el celeste el quinto.

La Tabla 4.1 muestra el número de eventos extremos que ocurren en cada una de las épocas del año, en cada uno de los grupos y el porcentaje respecto al total, durante los 36 años de estudio, considerando que hay eventos que se producen en más de un grupo. Siendo el grupo 1 el amarillo, el grupo 2 el rojo, el grupo 3 el naranjo y el grupo 4 el azul. El mayor número de eventos extremos se produce en el grupo 3 y el menor número de eventos tiene lugar en el grupo 4. Para cada uno de los grupos, más del 50 % de los eventos se producen en invierno, seguido por otoño, primavera y en menor medida se producen en verano.

	Otoño		Invierno		Primavera		Verano		
Grupo	Eventos	%	Eventos	%	Eventos	%	Eventos	%	Total
1	785	24,9	2074	65,9	268	8,5	22	0,7	3149
2	1070	29,4	2087	57,4	388	10,7	91	2,5	3636
3	1261	29,6	2322	54,5	494	11,6	183	4,3	4260
4	284	31,5	497	55,1	83	9,2	38	4,2	902

Tabla 4.1: Número de eventos extremos por estaciones para cada uno de los grupos y el porcentaje respecto al total de eventos.

Para cada agrupación se promedia el total de eventos extremos ocurridos por año y se calcula la tendencia para todo el periodo, lo cual se observa en las Fig.4.6-4.9. Para la agrupación 1, la Fig.4.6 muestra una disminución de eventos extremos a lo largo de los años, aunque a simple vista no es muy fácil de observar debido a que existen años con numerosos eventos extremos. En 1997, un año con la presencia de El Niño, ocurre una gran cantidad de eventos extremos, en oposición al 1998, el cual fue un año más seco y caracterizado por la presencia de un evento La Niña. La tendencia de este promedio de eventos para la primera agrupación muestra una pendiente negativa, indicando una pequeña disminución con el tiempo. El análisis de significancia mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 % muestra que la tendencia no es significativa, cayendo en la región de rechazo. Esto indica que la tendencia de eventos extremos para la agrupación 1 no varía en el tiempo y el valor de su disminución puede deberse a procesos aleatorios.

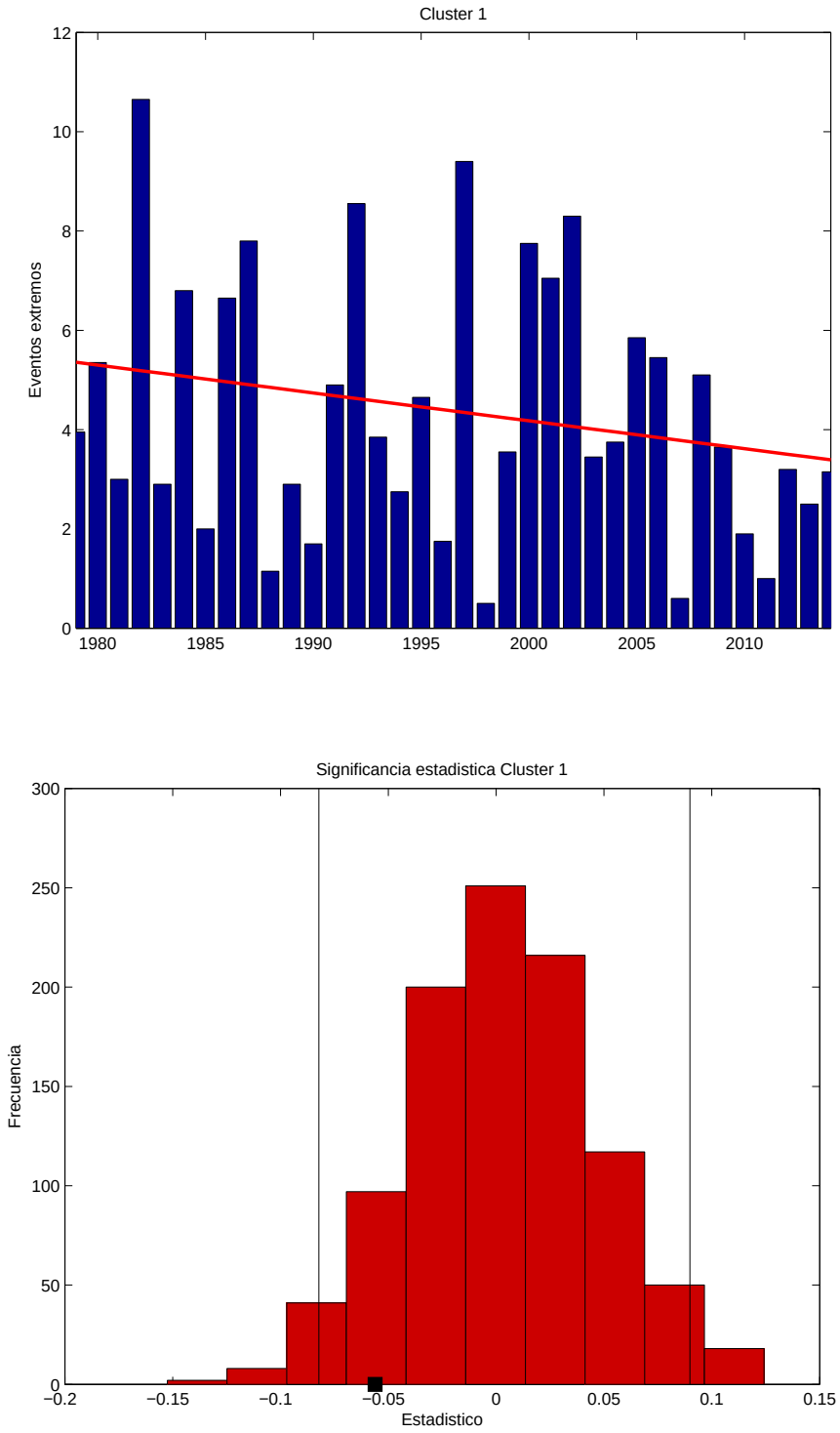


Figura 4.6: Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 1 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %.

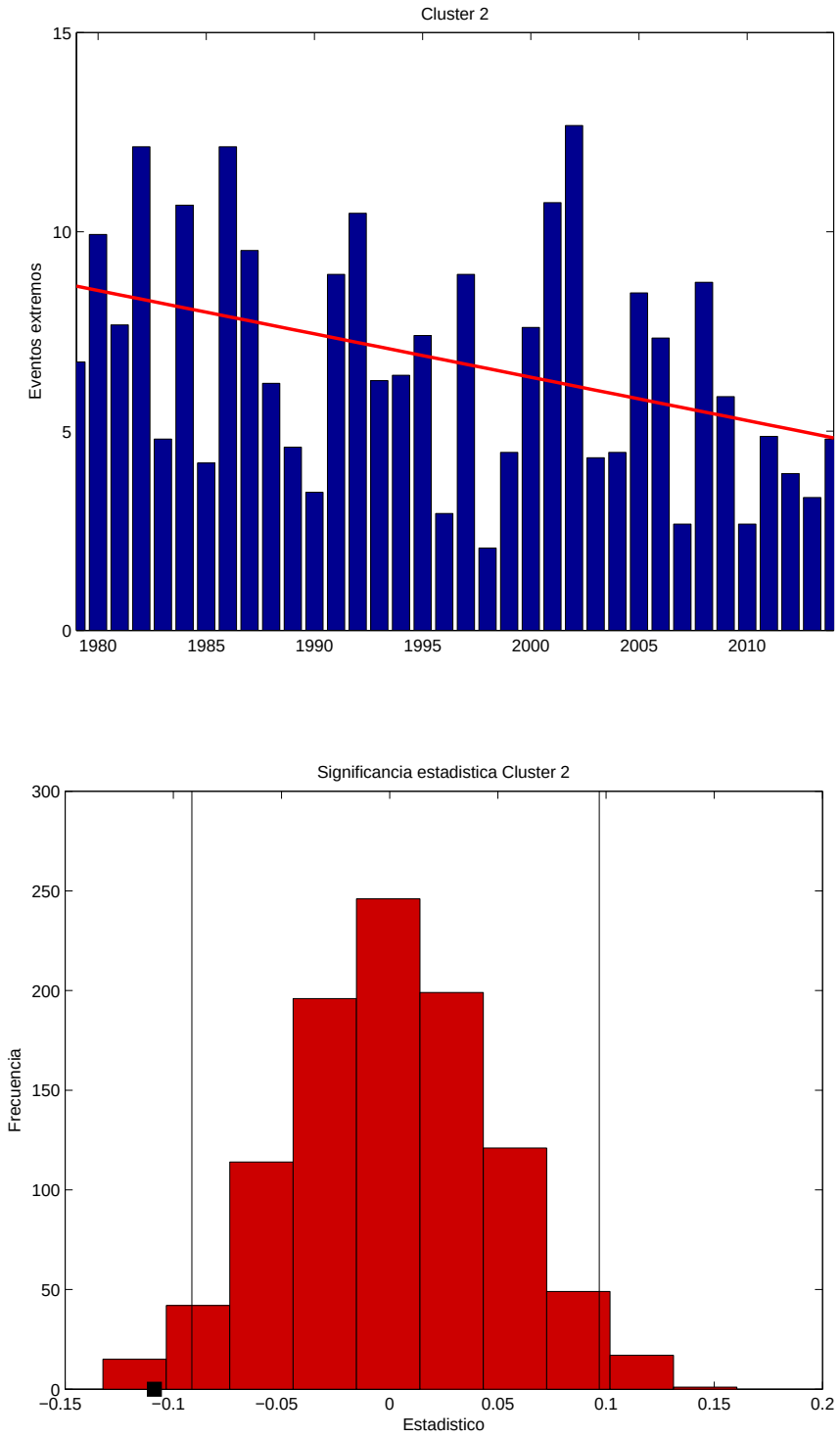


Figura 4.7: Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 2 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %.

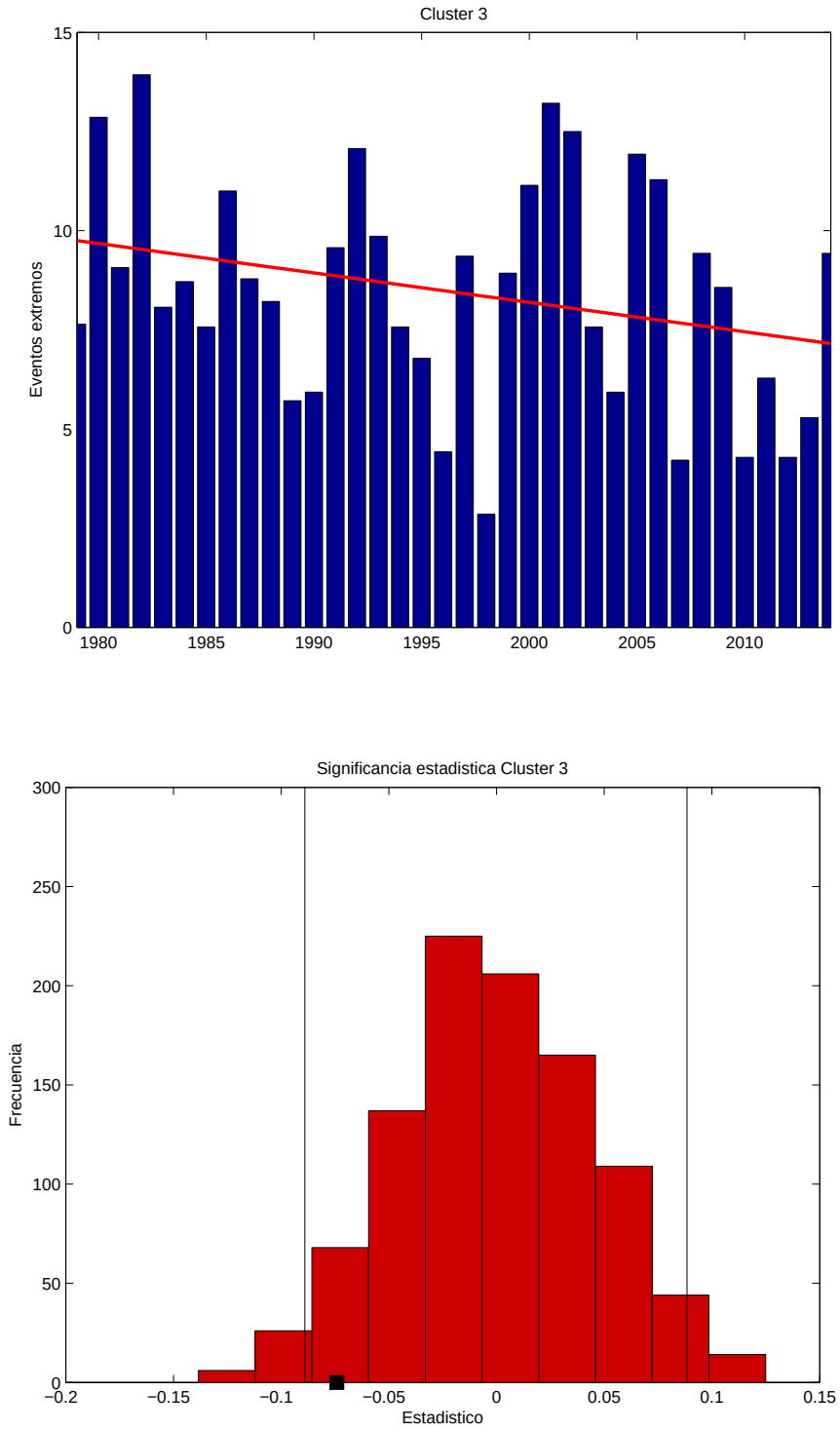


Figura 4.8: Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 3 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %.

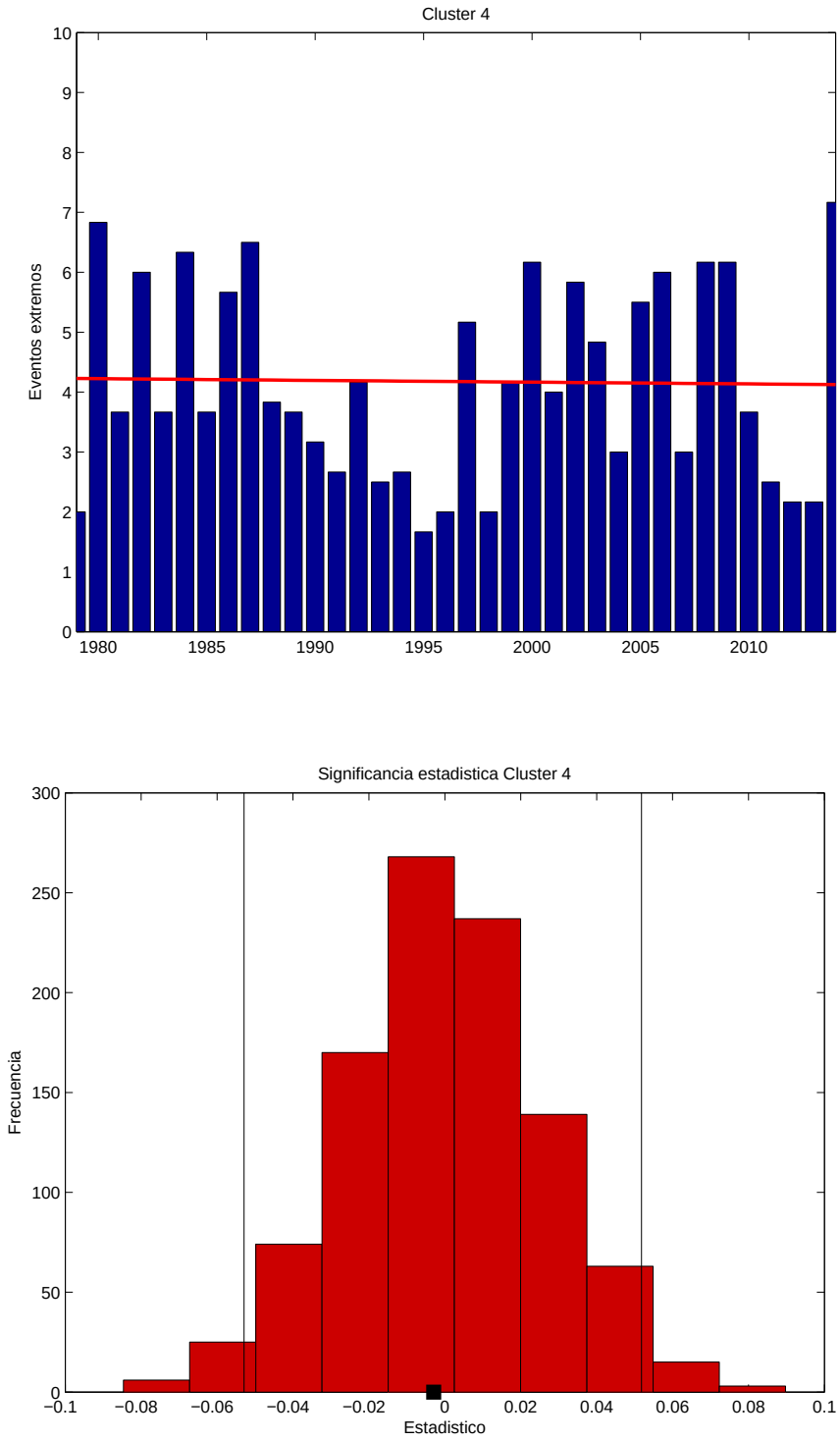


Figura 4.9: Promedio anual del número de eventos extremos y su tendencia para el grupo 4 y la significancia estadística mediante el método de Monte Carlo con una confianza de 95 %.

Para el caso de la agrupación 2, en la Fig.4.7 se observa una clara disminución sobre todo los últimos cinco años. La tendencia es muy marcada, disminuyendo de $\sim$8 a $\sim$5 eventos extremos durante el periodo. Tal tendencia negativa resulta ser significativa con una confianza de 95 %. Es decir, el valor de la tendencia no puede ser obtenido con procedimientos aleatorios. Para la grupación 3, la Fig.4.8 nuevamente muestra una disminución de eventos extremos durante los 36 años de estudio. Sin embargo, no resulta ser una tendencia significativa.
En la Fig.4.9 correspondiente a la agrupación 4, se observa que no existe una tendencia y aunque hay años con menos eventos extremos que otros no existe una disminución o aumento con el tiempo, por lo tanto, la significancia estadística muestra justamente que la tendencia de este grupo no es distinta de cero.

La única agrupación que resulta significativa es la 2, que además, es la agrupación que presenta las máximas intensidades de eventos extremos, lo que indicaría que las máximas intensidades sólo ocurren por incremento orográfico y sigue siendo la zona del máximo aunque los eventos extremos estén disminuyendo con el paso de los años.

A continuación, se cuentan las estaciones en las que ocurre un evento extremo para cada día y en cada agrupación. Luego se seleccionan aquellos eventos que ocurren en al menos el 50 % de las estaciones del grupo. De esta forma se asegura que los eventos son característicos de cada agrupación. Cabe destacar que los datos de precipitación diaria se consideran desde las 12 UTC del día anterior hasta las 12 UTC del día del evento de precipitación, por lo que es posible que dos eventos ocurran el mismo día, pero por un desfase de horas queden en días distintos.

Por otro lado, al seleccionar los eventos que ocurren en más del 50 % de las estaciones se busca caracterizar sólo las condiciones sinópticas del sistema frontal que llega a las costas del país, sin considerar lluvias convectivas dentro del mismo frente que pueden causar precipitaciones en estaciones alejadas entre sí. Como afirma Hobbs (1978) las anchas bandas de frente frío parecen estar asociadas con irregularidades en la topografía de la superficie del frente frío, lo cual produce ascenso vertical de unas pocas decenas de centímetros por segundo. Esto puede liberar inestabilidad convectiva y la formación de núcleos de precipitación en altura. Además en la masa de aire frío existen líneas de convección que producen precipitación convectiva local.
Las Fig. 4.10 - 4.11 muestran todos los eventos ocurridos por día en el grupo y desde la línea roja hacia la derecha se encuentran los eventos seleccionados que se presentan en al menos el 50 % de las estaciones. Se selecciona un total de 406 días de evento extremo de precipitación.

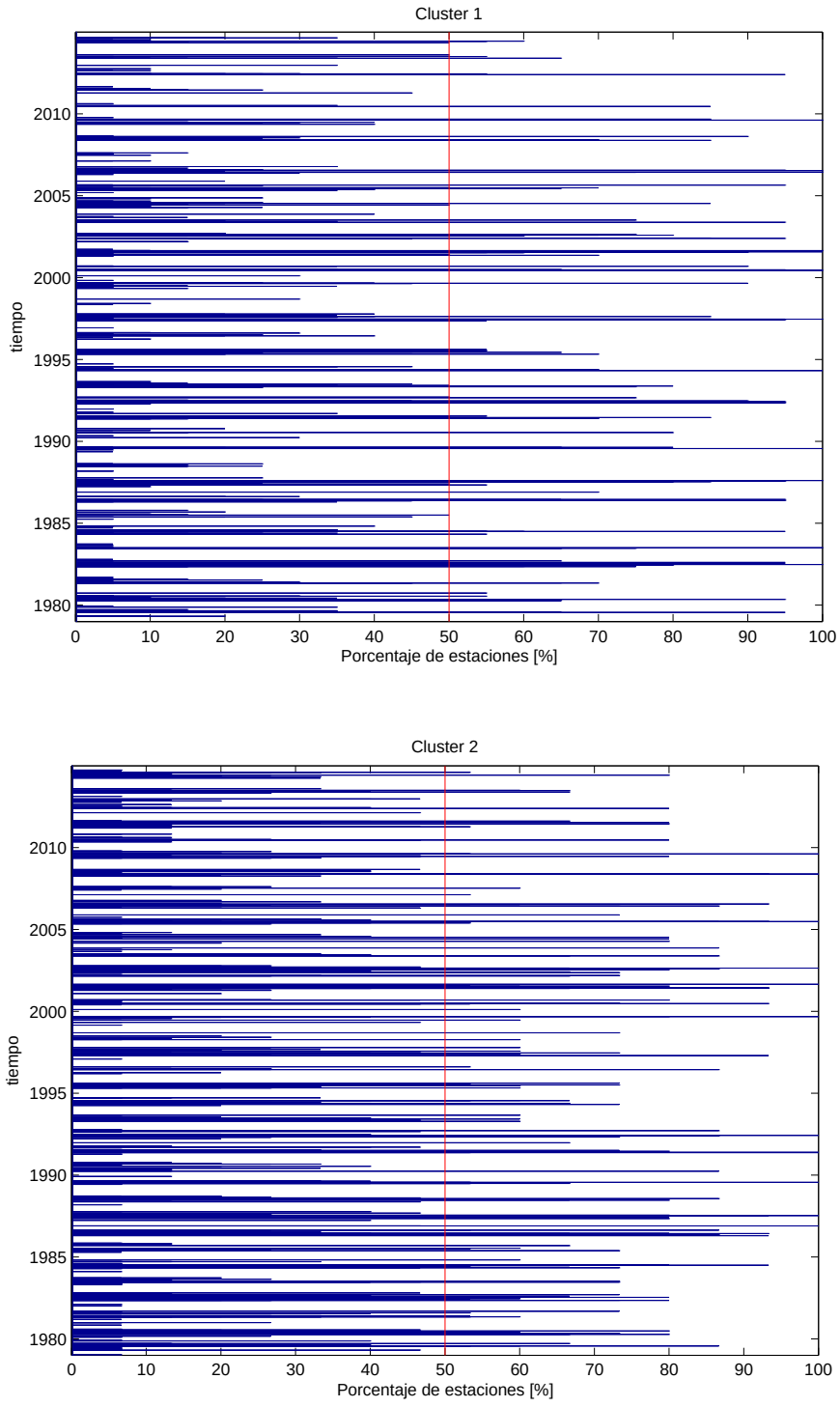


Figura 4.10: Porcentaje de estaciones que presentan eventos extremos por día para los grupos 1 y 2.

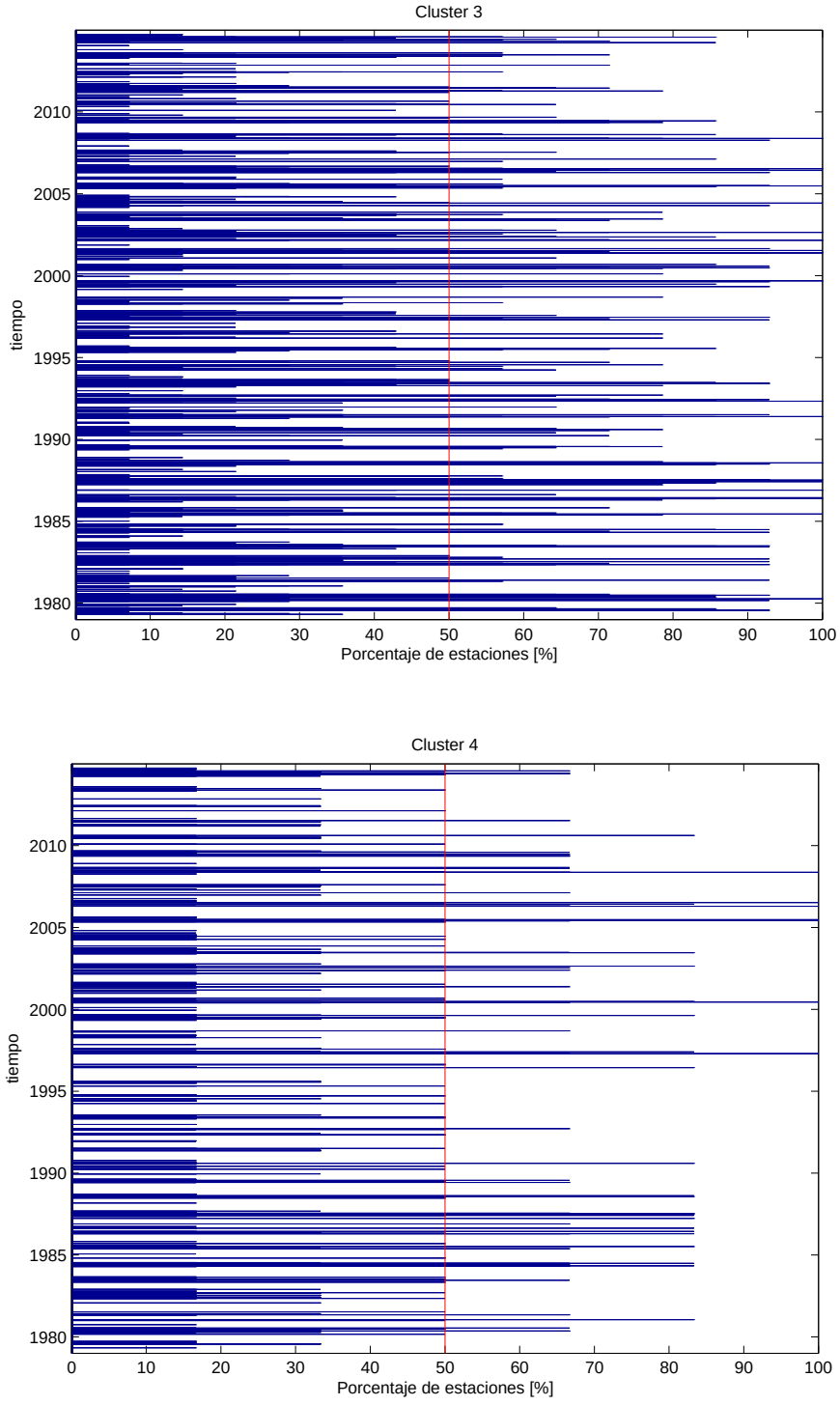


Figura 4.11: Porcentaje de estaciones que presentan eventos extremos por día para los grupos 3 y 4.

La Tabla 4.2 muestra el detalle de los eventos extremos que ocurren en al menos el 50 % de las estaciones para cada una de las agrupaciones de la Fig.4.5. Del total de 406 eventos extremos se cuentan aquellos que son exclusivos, es decir, que ocurren sólo en una de las agrupaciones y aquellos que se repiten en más de un grupo. Más del 50 % de los eventos extremos son exclusivos, siendo la agrupación 3 en la que ocurren más de estos eventos. También es posible observar que presentan un alto porcentaje (28 %) los eventos que ocurren en dos grupos consecutivamente, como el 1-2, 2-3, 3-4. EL 13 % de los eventos ocurren en tres grupos consecutivos, como en los casos 1-2-3 y 2-3-4. Al tratarse de un sistema frontal con orientación NO-SE, es decir, en bandas latitudinales, la precipitación cae en bandas zonales entre agrupaciones consecutivas, siendo más raros los eventos que no ocurren en grupos consecutivos, con sólo 4 % de los eventos, lo que podría tratarse de precipitación de diferente origen, tal como el paso de un sistema frontal y precipitación convectiva local.

Se realiza el análisis de compuestos para las agrupaciones con mayores porcentajes de eventos extremos, esto es, para los eventos exclusivos de los grupos 1, 2, 3, 4, los eventos compartidos de 1-2, 2-3, 3-4, 1-2-3, 2-3-4 y 1-2-3-4.

Grupo	Eventos extremos	Porcentaje
1	50	12.3 %
2	40	9.9 %
3	80	19.7 %
4	40	9.9 %
1 - 2	33	8.1 %
1 - 3	6	1.5 %
1 - 4	3	0.7 %
2 - 3	36	8.9 %
2 - 4	3	0.7 %
3 - 4	46	11.3 %
1 - 2 - 3	20	4.9 %
1 - 2 - 4	1	0.2 %
1 - 3 - 4	2	0.5 %
2 - 3 - 4	32	7.9 %
1 - 2 - 3 -4	14	3.4 %

Tabla 4.2: Número de eventos exclusivos por grupo o que ocurren simultáneamente en varios grupos y el porcentaje de un total de 406 eventos extremos.

4.3. Análisis de Compuestos

Se realiza el análisis de compuestos para las agrupaciones en la Tabla 4.2 que presentan mayores porcentajes de ocurrencia de eventos extremos. Luego, se observan los caracteristicas sinópticas de los eventos extremos de cada una de las agrupaciones, utilizando las variables presión superficial, altura geopotencial a 500 hPa, agua precipitable, velocidad del viento a 500 hPa y temperatura a 850 hPa.

Para la Fig.4.12 se observa una prevaguada sobre Chile central, tanto en superficie como en altura, aunque menos pronunciada a 500 hPa. Se observa una intensa pluma de agua precipitable llegando a Chile central en ∼34°S, aumentando hacia el continente

desde la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS), la cual según Trenbert (1991) se extiende desde Nueva Guinea hacia el sureste hasta alrededor de 30°S, 120°O, en el norte se vuelve más zonal uniéndose a la Zona de Convergencia intertropical. La ZCPS contiene las más extensas y persistentes bandas de nubes convectivas.

Esta pluma de agua precipitable superior a 20 mm, conocida como río atmosférico, tal como la encontrada por Viale & Nuñez (2011) en su estudio de eventos intensos, corresponde a una larga y angosta pluma de alto contenido de vapor de agua sobre los océanos, extendiéndose desde latitudes subtropicales hasta latitudes medias.
Además se observa un gradiente meridional de temperatura que se asocia al viento zonal en altura. Así sugiere la presencia de una corriente en chorro que advecta humedad sobre el continente.

Para la agrupación dos, en la Fig.4.13 se observa un patrón similar al del grupo anterior. Una vaguada en superficie más alejada hacia el oeste respecto a Fig.4.12, una vaguada en altura y un río atmosférico desde la ZCPS, con un gradiente meridional de temperatura y viento en altura advectando humedad hacia Chile central.

Los demás compuestos, observados en las Figuras 4.14 - 4.21 muestran características muy similares entre sí y similares a las mencionadas en las agrupaciones anteriores. Estas características concuerdan con la Fig.10 de Garreaud (2013), es decir, los campos sinópticos de estos compuestos corresponden a tormentas cálidas.

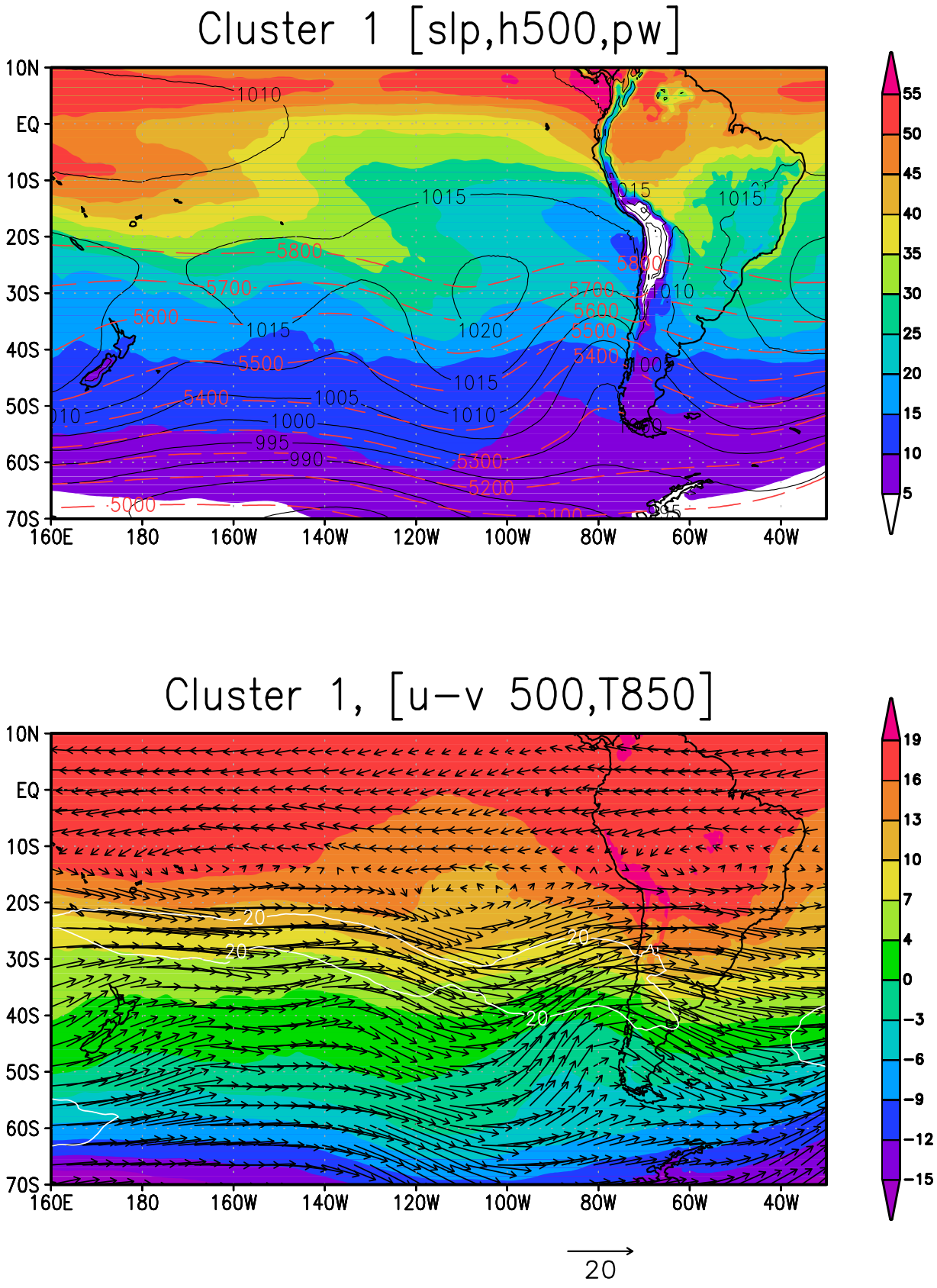


Figura 4.12: Compuesto del grupo 1. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco).

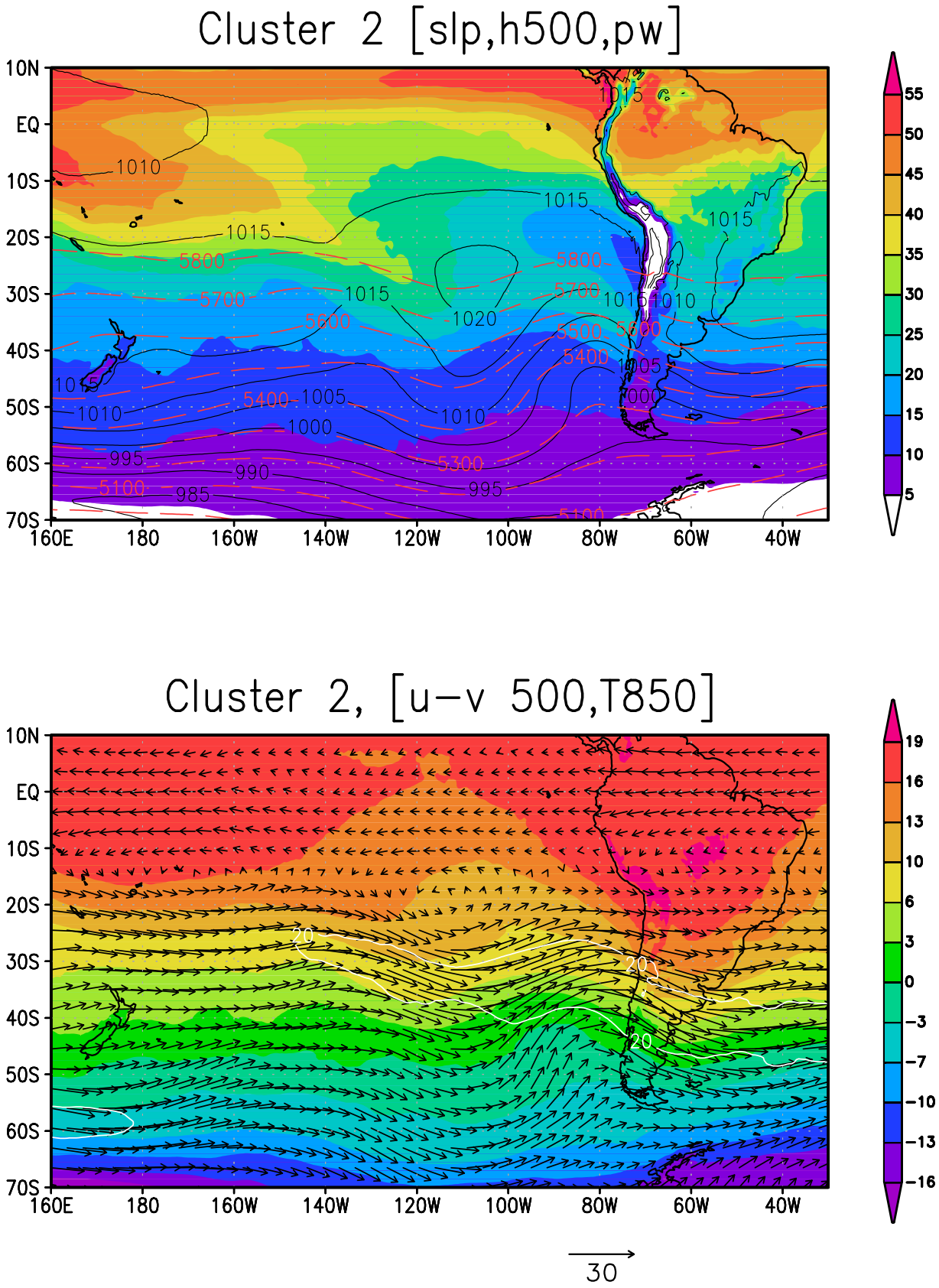


Figura 4.13: Compuesto del grupo 2. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco).

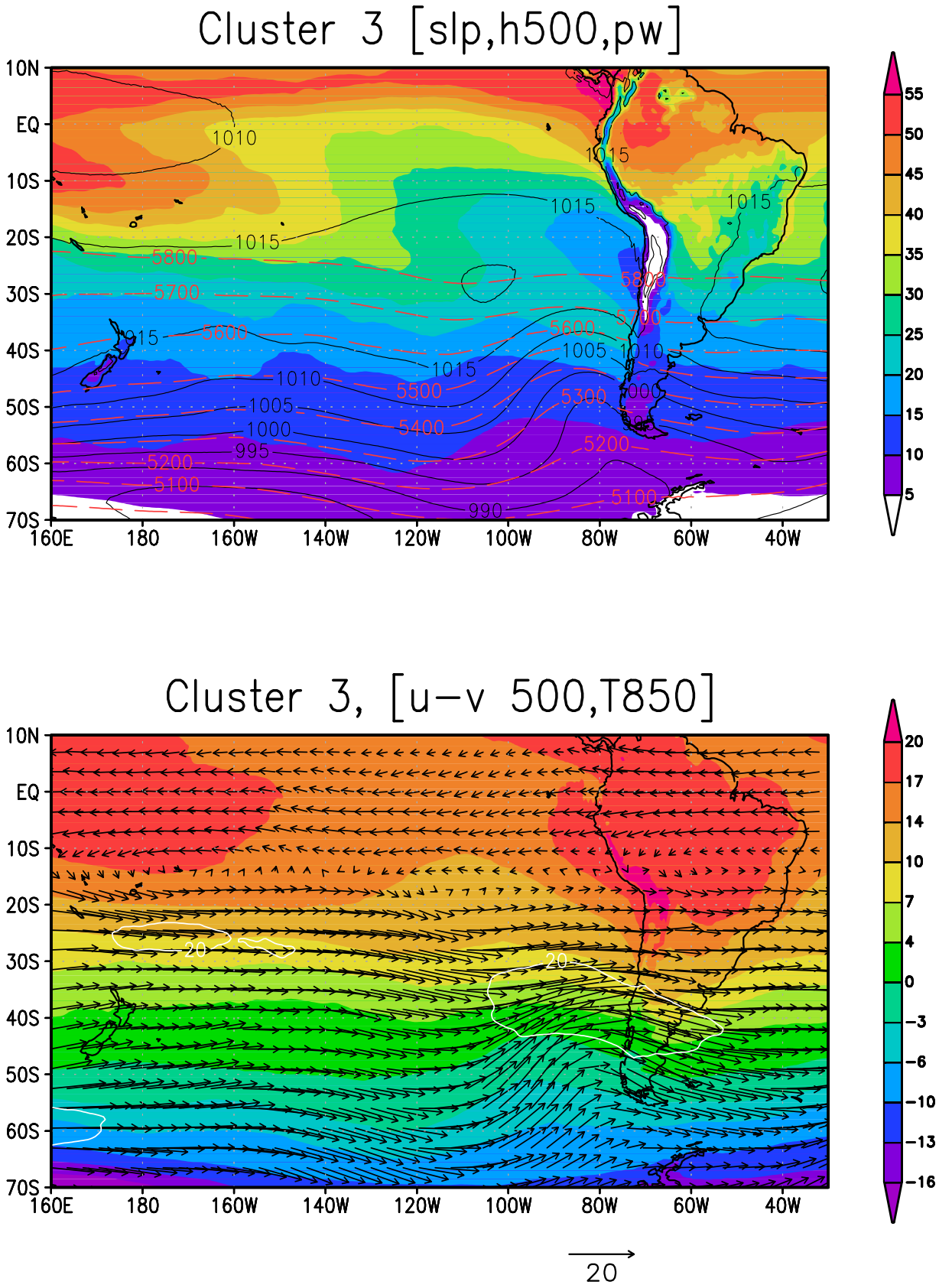


Figura 4.14: Compuesto del grupo 3. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco).

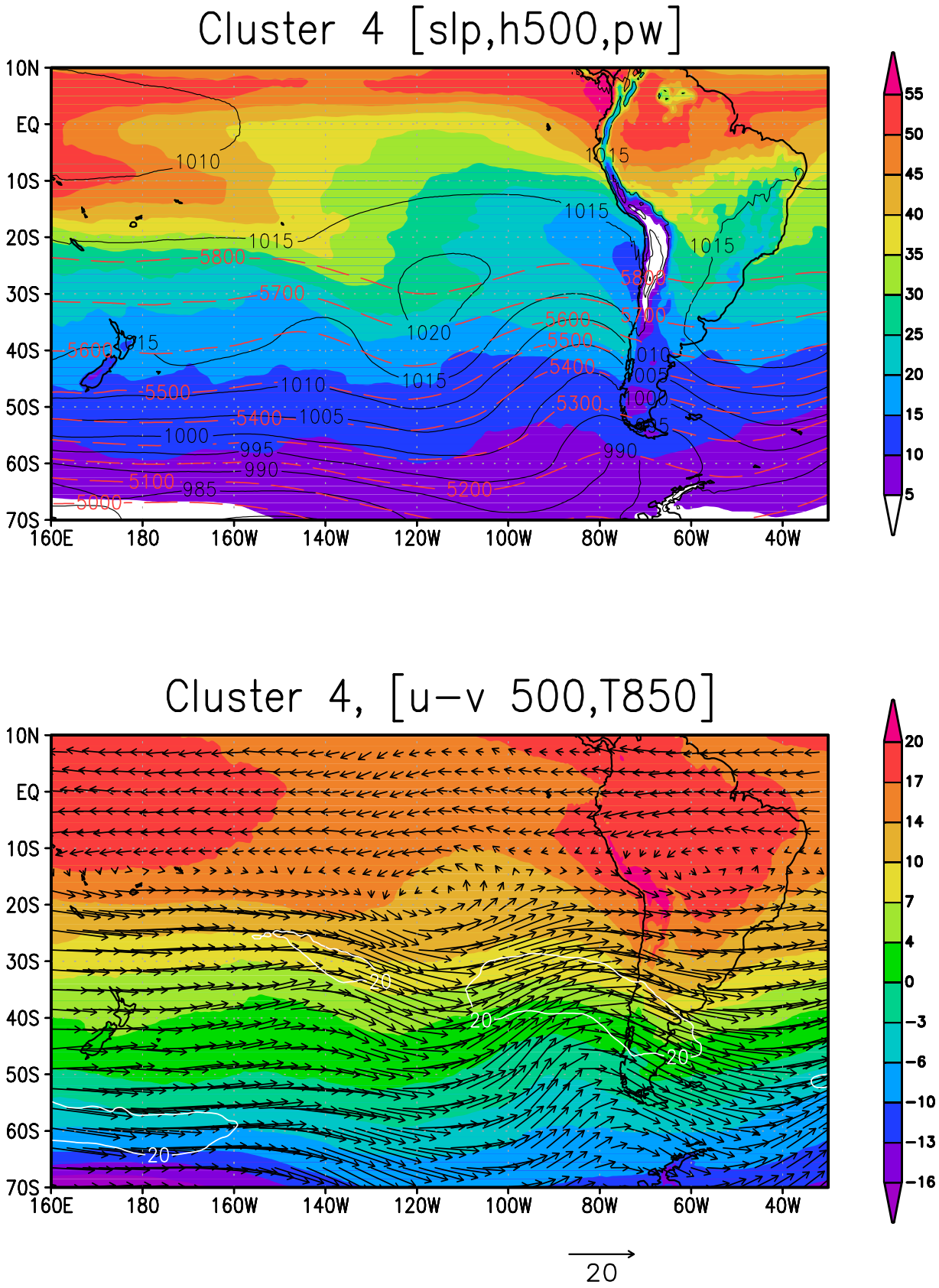


Figura 4.15: Compuesto del grupo 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco).

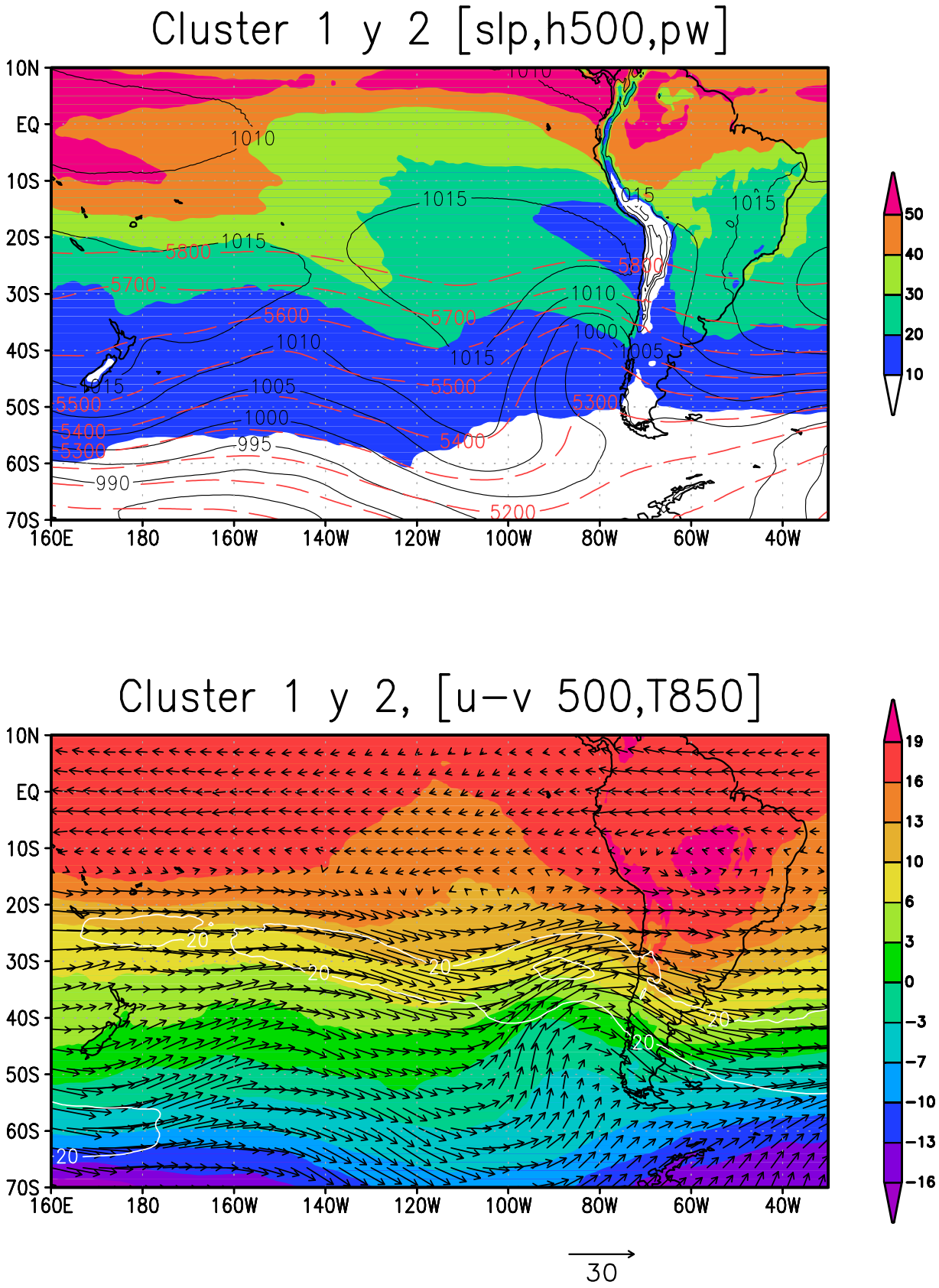


Figura 4.16: Compuesto de los grupos 1 y 2. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.)

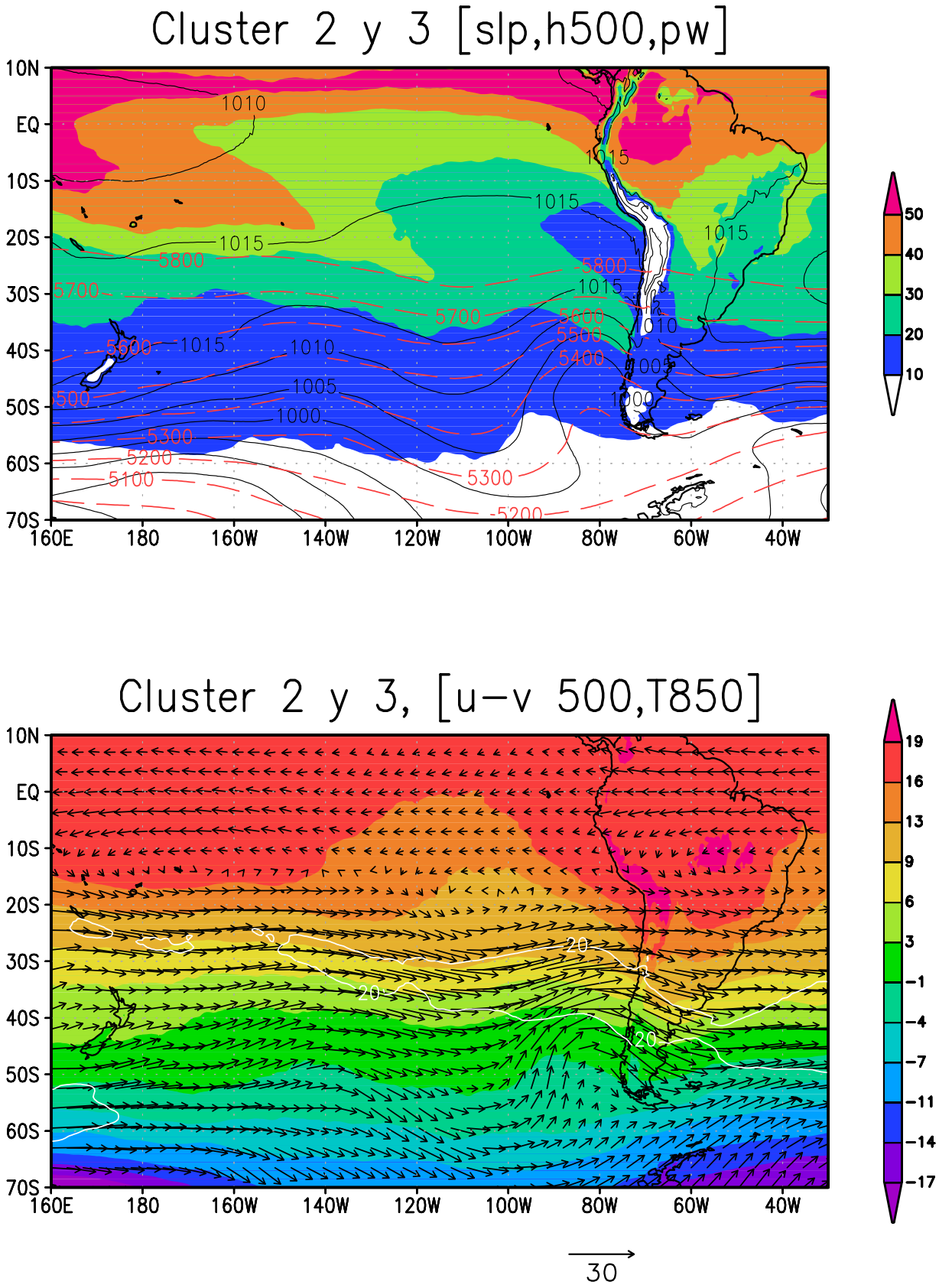


Figura 4.17: Compuesto de los grupos 2 y 3. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.)

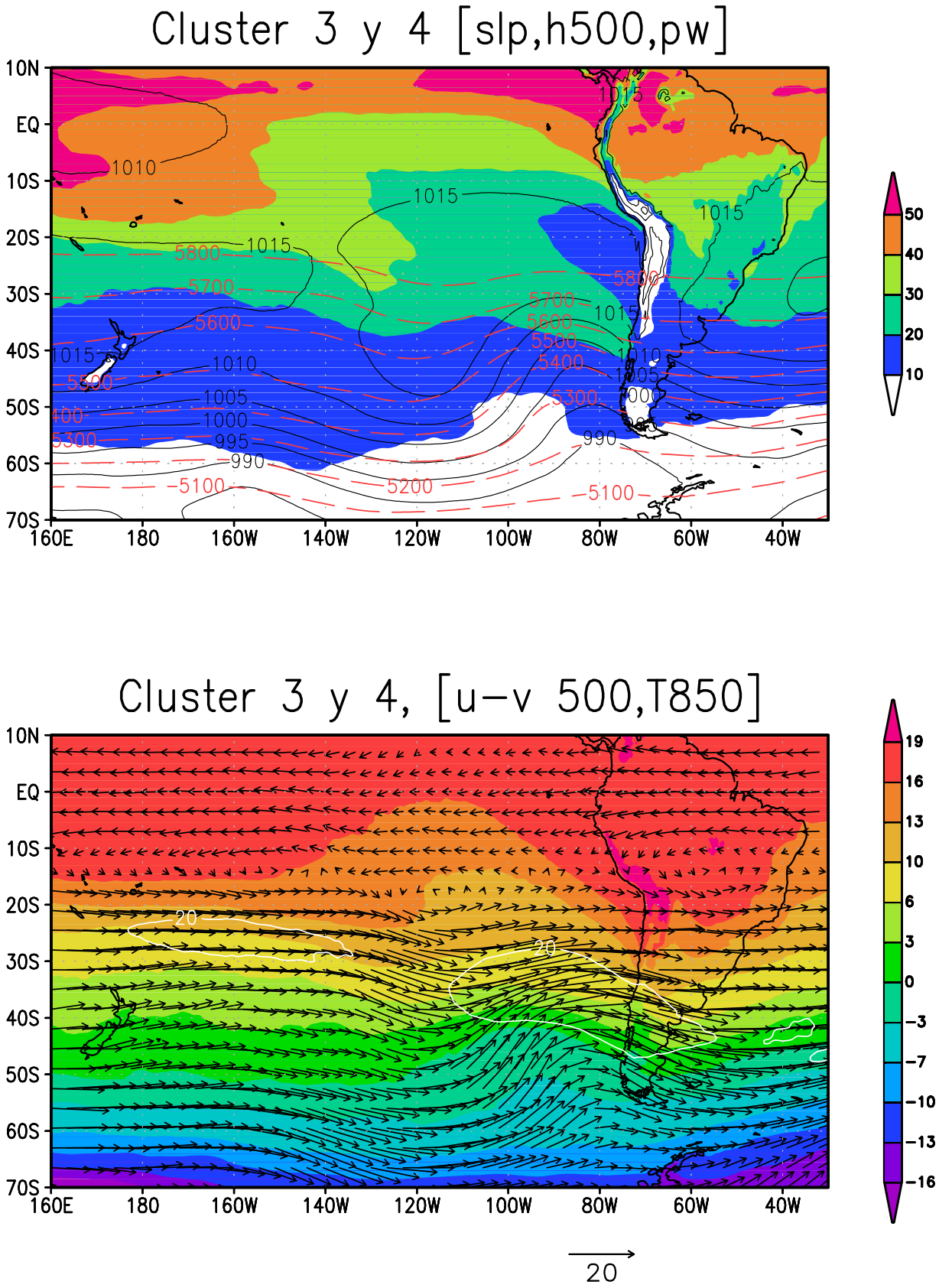


Figura 4.18: Compuesto de los grupos 3 y 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.)

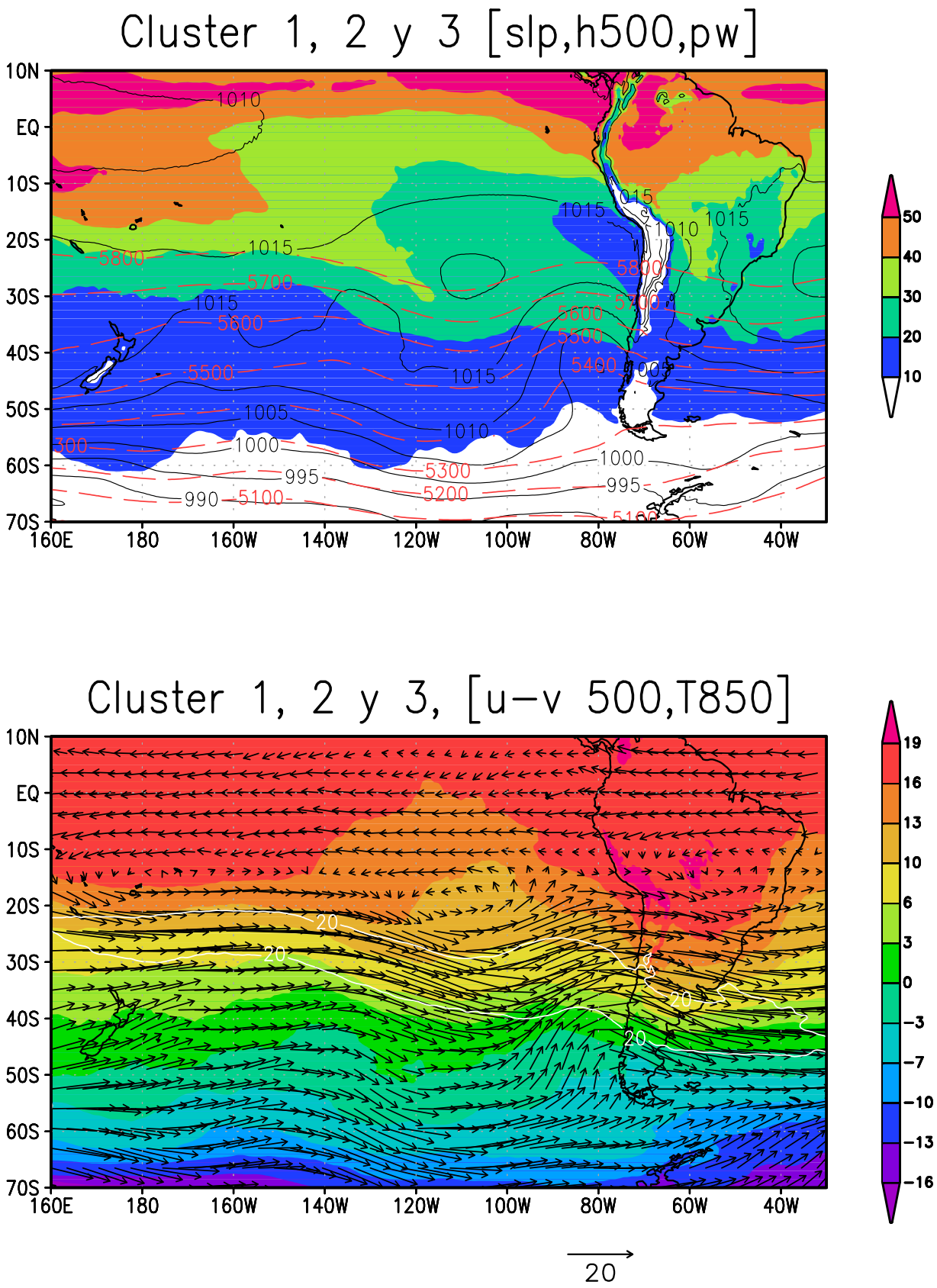


Figura 4.19: Compuesto de los grupos 1, 2 y 3. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.)

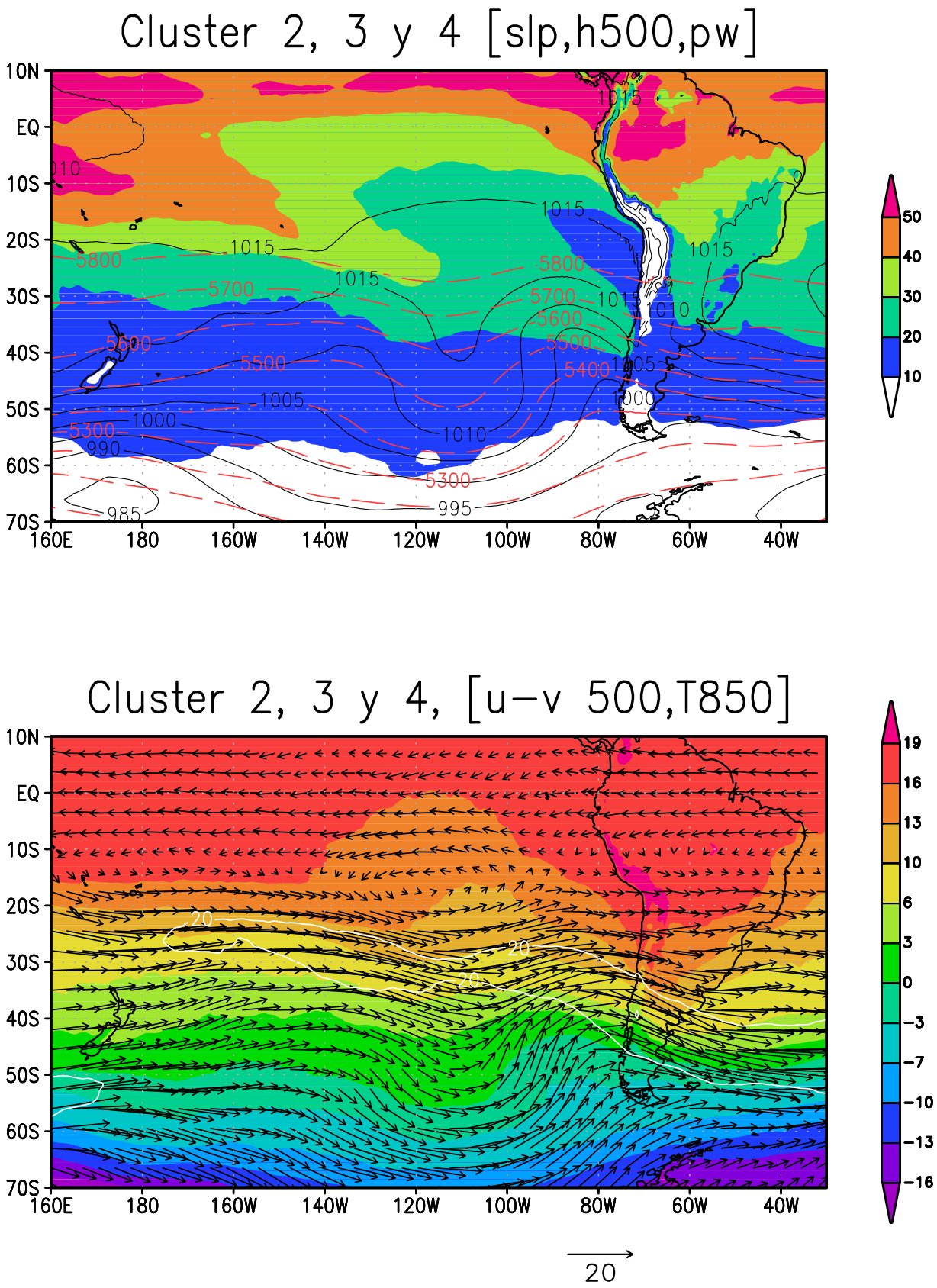


Figura 4.20: Compuesto de los grupos 2, 3 y 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.)

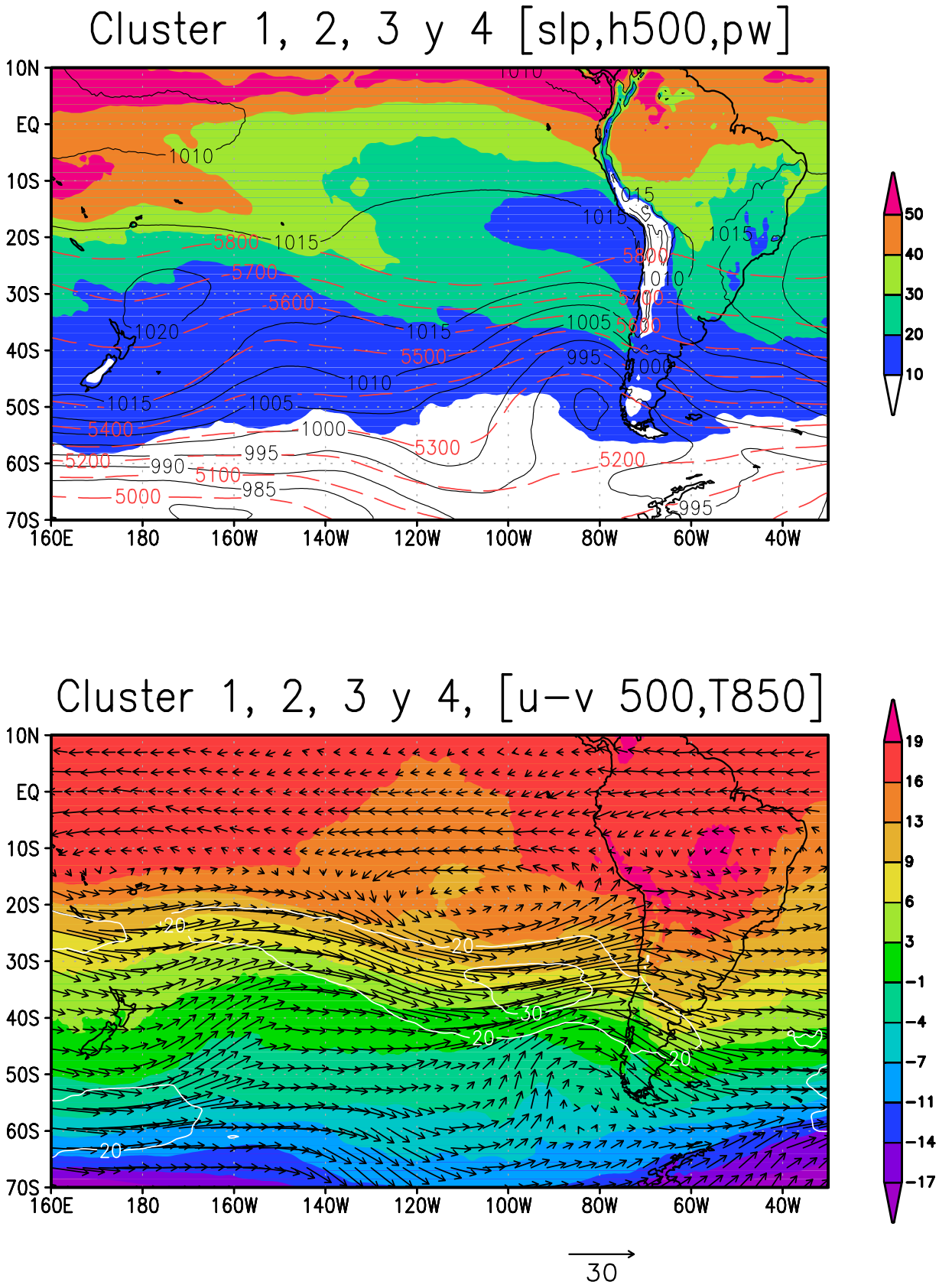
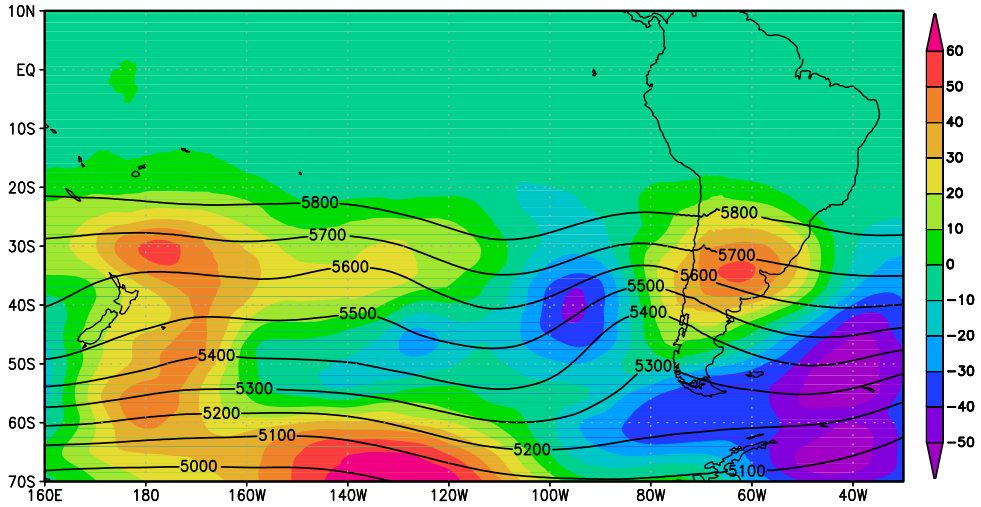


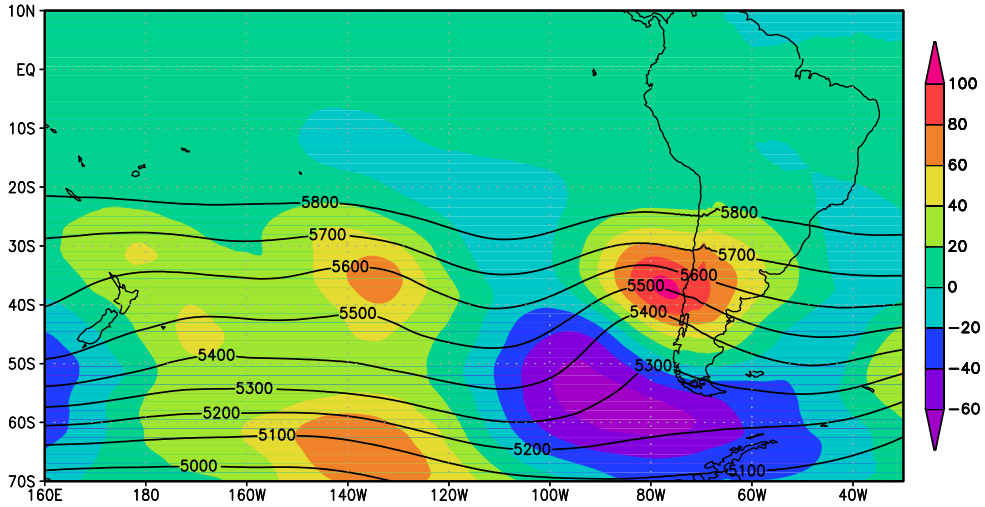
Figura 4.21: Compuesto de los grupos 1, 2, 3 y 4. Arriba: agua precipitable en mm (color), presión superficial en hPa (línea negra) y altura geopotencial a 500 hPa en gpm (línea roja discontinua). Abajo: Temperatura en °C (color), velocidad del viento (flechas) y magnitud del viento en m/s (contorno blanco.)

Los compuestos entre las agrupaciones son bastante similares. Una manera de analizar este importante aspecto es a través de las diferencias de uno de los campos analizados entre las agrupaciones de eventos exclusivos. Esto se realiza considerando el primer grupo como referencia y calculando las diferencias entre este grupo y los grupos 2, 3 y 4, respectivamente.

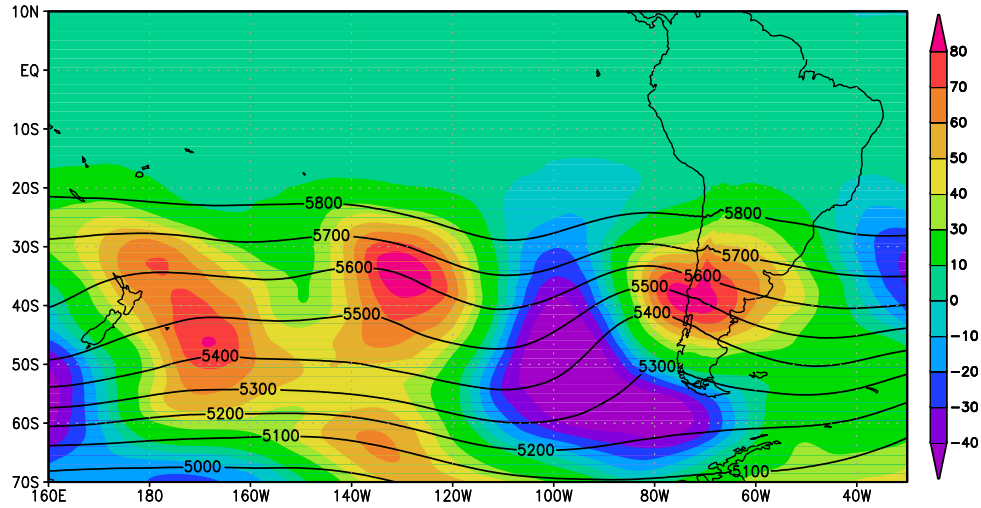
La Fig.4.22 muestra las diferencias en la altura geopotencial a 500 hPa. En la Fig4.22(a) se observan anomalías positivas sobre el continente y anomalías negativas sobre el océano en aproximadamente 100°O y 40°S, lo que indica que la vaguada en altura del grupo 2 respecto al grupo 1 se ubica hacia el oeste. Para el caso del grupo 3 respecto al grupo 1 en la Fig.4.22(b), se observa que la vaguada no sólo está ubicada más al oeste sino también mucho más al sur. Mientras que la Fig4.22(c) muestra que la vaguada del cuarto grupo presenta una vaguada y una dorsal mucho más profunda y hacia el oeste que el grupo 1.



(a) H500 C2-C1



(b) H500 C3-C1



(c) H500 C4-C1

Figura 4.22: Diferencias de altura geopotencial a 500 hPa respecto al primer grupo (en colores) y altura geopotencial 500 hPa del grupo 1 en gpm (línea negra). Las diferencias positivas en colores claros (rojo, amarillo y verde), mientras las diferencias negativas se muestran en colores más oscuros (azul, morado).

Para el periodo se registran más de 7000 días con precipitación, para los cuales se calcula una climatología de agua precipitable que se observa en colores en las Fig.4.23-4.24. Además, se calcula la anomalía de agua precipitable de cada grupo respecto a esta climatología.

Se observa, para la climatología, valores más bajos de agua precipitable llegando a nuestras costas. Es posible observar que el máximo de anomalías positivas de cada uno de los grupos está en las costas del país, indicando que en el caso de los eventos extremos hay mayor humedad incidiendo en las costas de Chile central en comparación con un día de precipitación promedio. Además se evidencia que la conexión del río atmosférico con el continente se encuentra más al sur a medida que la agrupación también lo está.

De la misma forma, se calcula la climatología de temperatura a 850 hPa de todos los días con precipitación, lo cual se observa en colores en las Fig.4.25 - 4.26. Para cada una de los grupos, también se muestran las anomalías de temperatura y de viento térmico respecto a la climatología. El viento térmico corresponde al cambio del viento geostrófico con la presión (o la altura) y se calcula como la diferencia entre el viento geostrófico a 700 hPa y 1000 hPa, de la siguiente forma:

$$\overrightarrow{V_T} = \overrightarrow{V}_{g700} - \overrightarrow{V}_{g1000}$$

Se observa para todos los grupos (Fig.4.25 - 4.26) anomalías de viento térmico apuntando hacia Chile centro-sur, relacionado con la anomalía negativa de temperatura al sur. Se observa además una componente sur del viento térmico en la zona costeras, esto puede ocurrir debido a que en invierno el continente es más frío que el océano, produciendo viento térmico paralelo a la costa, sin embargo, no es tan claro que así sea y debe hacerse un análisis más detallado al respecto.

El aumento del viento térmico sugiere que debido a las anomalías negativas de temperatura al sur, es decir, al aumento de la advección fría, se produce un aumento en la baroclinicidad de la atmosféra. Además, las anomalías positivas de viento térmico apuntando hacia Chile central, indican un aumento del viento zonal en altura.

Esta configuración sinóptica de los eventos extremos respecto a la climatolgía de todos los días de precipitación, indica claramente que los eventos extremos presentan un río atmosférico, con un aumento de humedad respecto a la media de precipitación. Además, se evidencia un aumento de advección fría para los eventos extremos desde el sur del océano Pacífico aumentando el viento zonal que incide sobre el continente advectando a su vez la humedad del río atmosférico.

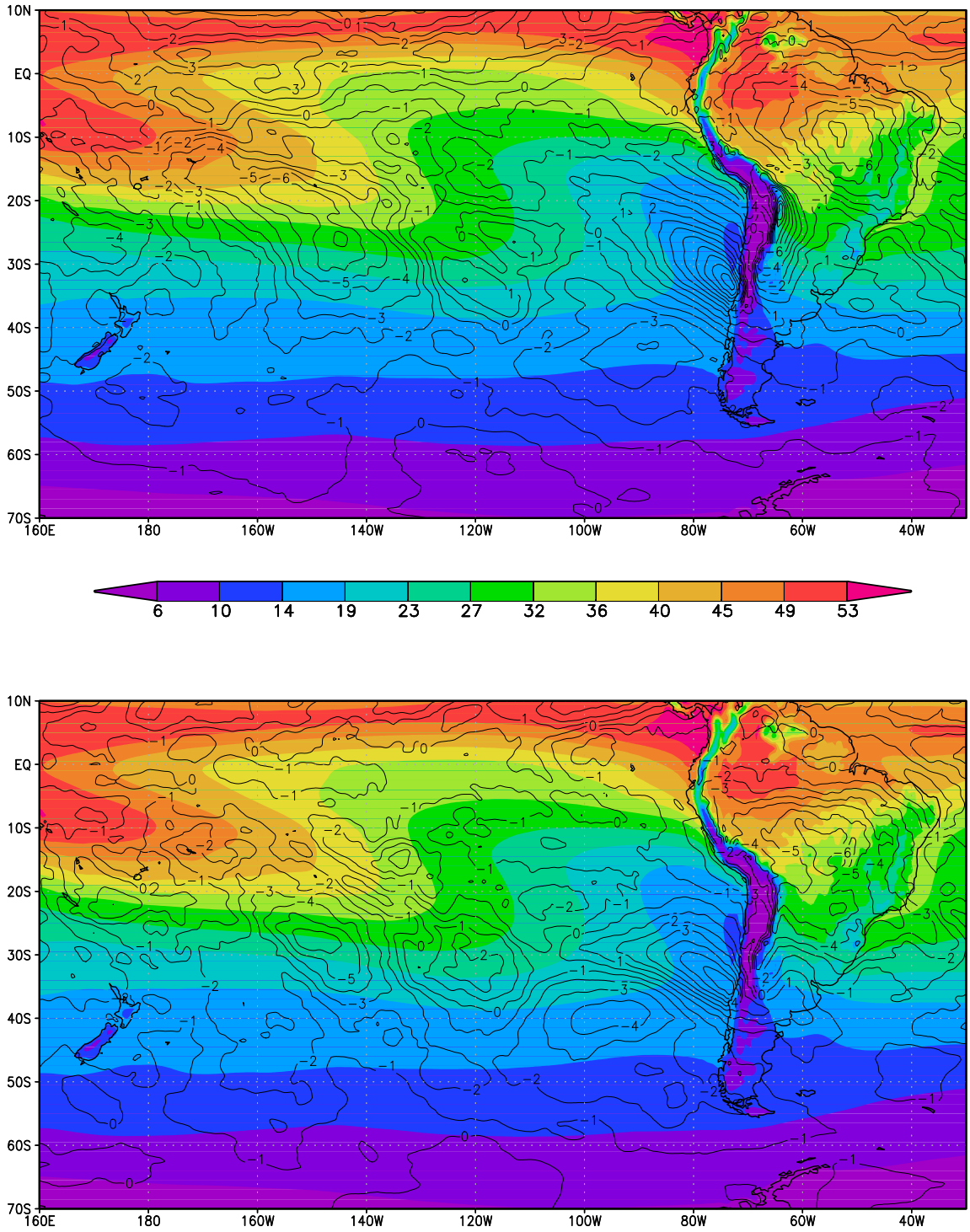


Figura 4.23: Anomalía de agua precipitable (contornos) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color), para el grupo 1 (panel superior) y grupo 2 (panel inferior).

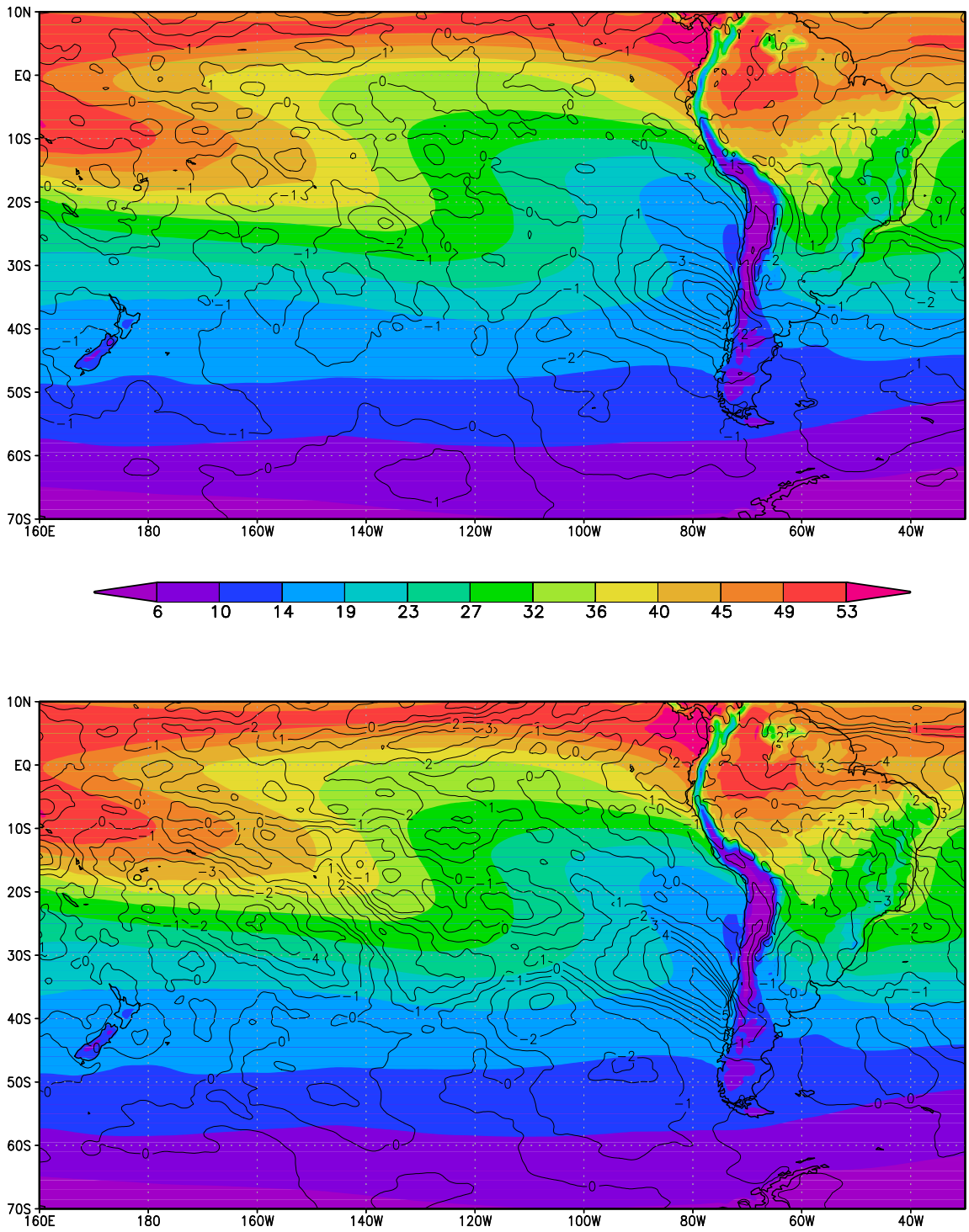


Figura 4.24: Anomalía de agua precipitable (contornos, en mm) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color), para el grupo 3 (panel superior) y grupo 4 (panel inferior).

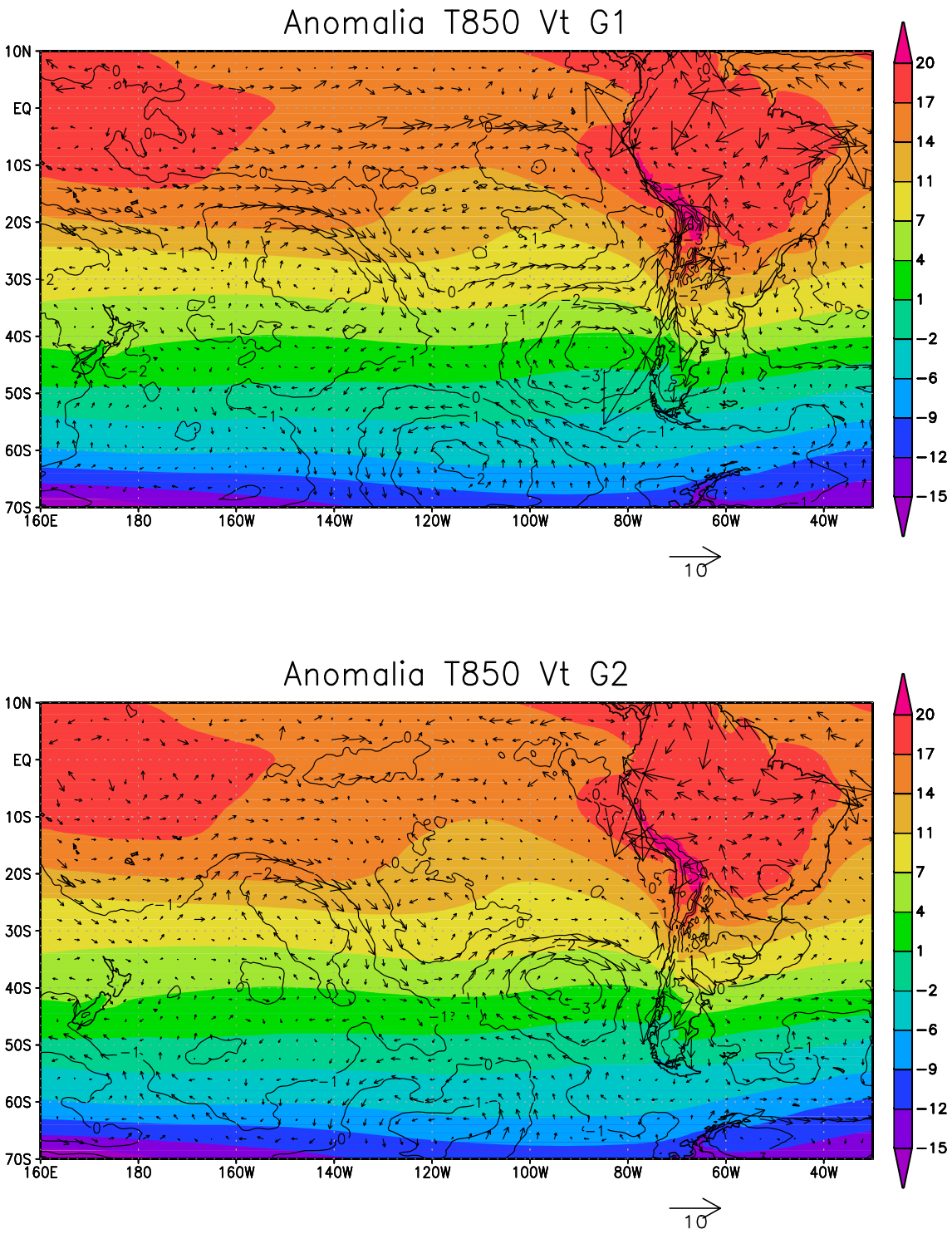


Figura 4.25: Anomalía de temperatura a 850 hPa (contornos) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color). para el grupo 1 (panel superior) y grupo 2 (panel inferior). Las flechas indican el viento térmico entre 700 - 1000 hPa.

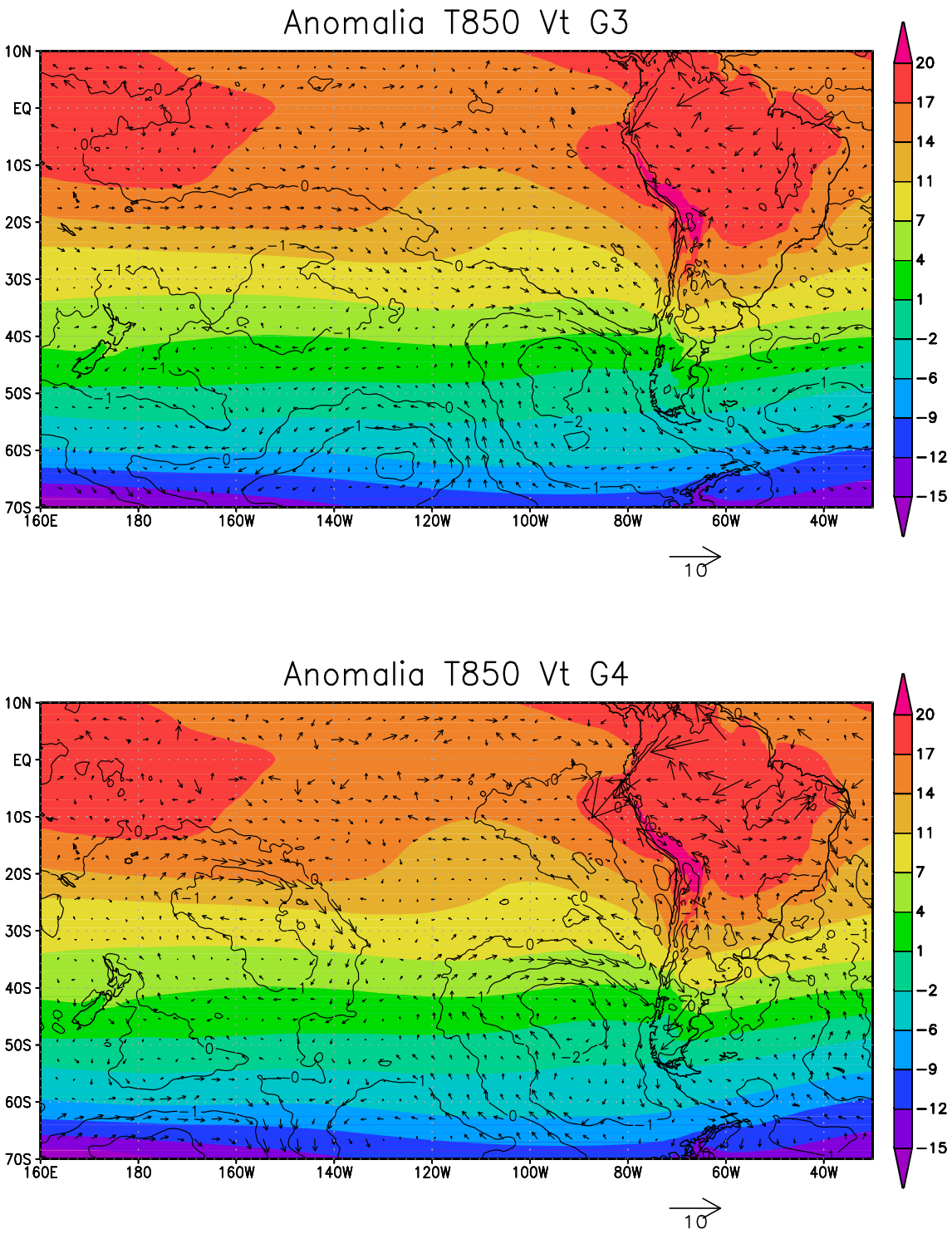


Figura 4.26: Anomalía de temperatura a 850 hPa (contornos) respecto a la climatología de los días de lluvia en el periodo 1979-2014 (color). para el grupo 3 (panel superior) y grupo 4 (panel inferior). Las flechas indican el viento térmico entre 700 - 1000 hPa.

Capítulo 5

Discusión

A lo largo del período de 36 años se observa que la precipitación acumulada presenta un gradiente meridional aumentando hacia el sur y un gradiente zonal con mayores precipitaciones al este del país sobre la cordillera de los Andes. Aún cuando las precipitaciones acumuladas son mayores hacia el sur de Chile, la intensidad de precipitación del percentil 90 de la frecuencia acumulada, consideradas en este trabajo como eventos extremos, presentan un claro máximo en la ladera oeste de la cordillera de los Andes entre 34°y 37°S, en lugares en los que incluso la precipitación acumulada anual presenta valores bajos.

Este máximo de intensidades se mantiene a lo largo del año, evidenciando que la ocurrencia de eventos extremos en cualquier estación del año deja mayores intensidades de precipitación al este de Chile central. Esto ocurre en la ladera oeste de la Cordillera de los Andes, en la zona donde la altura desciende de 4000 a 2000 metros, presentando el máximo gradiente meridional de altura de los Andes. Esto refuerza la idea que, el menor bloqueo ejercido por una cordillera de menor altura en un zona donde la advección de humedad es intensa, favorece el ascenso de aire muy húmedo.

Las agrupaciones de las estaciones pluviométricas que se obtienen son prácticamente zonales, con orientación noroeste - sureste, sugiriendo que los eventos extremos costeros están asociados al mismo evento cercano a la cordillera, con aumentos de intensidad debido al incremento orográfico.

Por otra parte, las tendencias de los eventos extremos para cada uno de los grupos muestran que disminuye con el tiempo, aunque sólo es significativa para uno de los grupos. Pero, ¿podría mantenerse en el tiempo esta tendencia y llegar a ser significativa?.

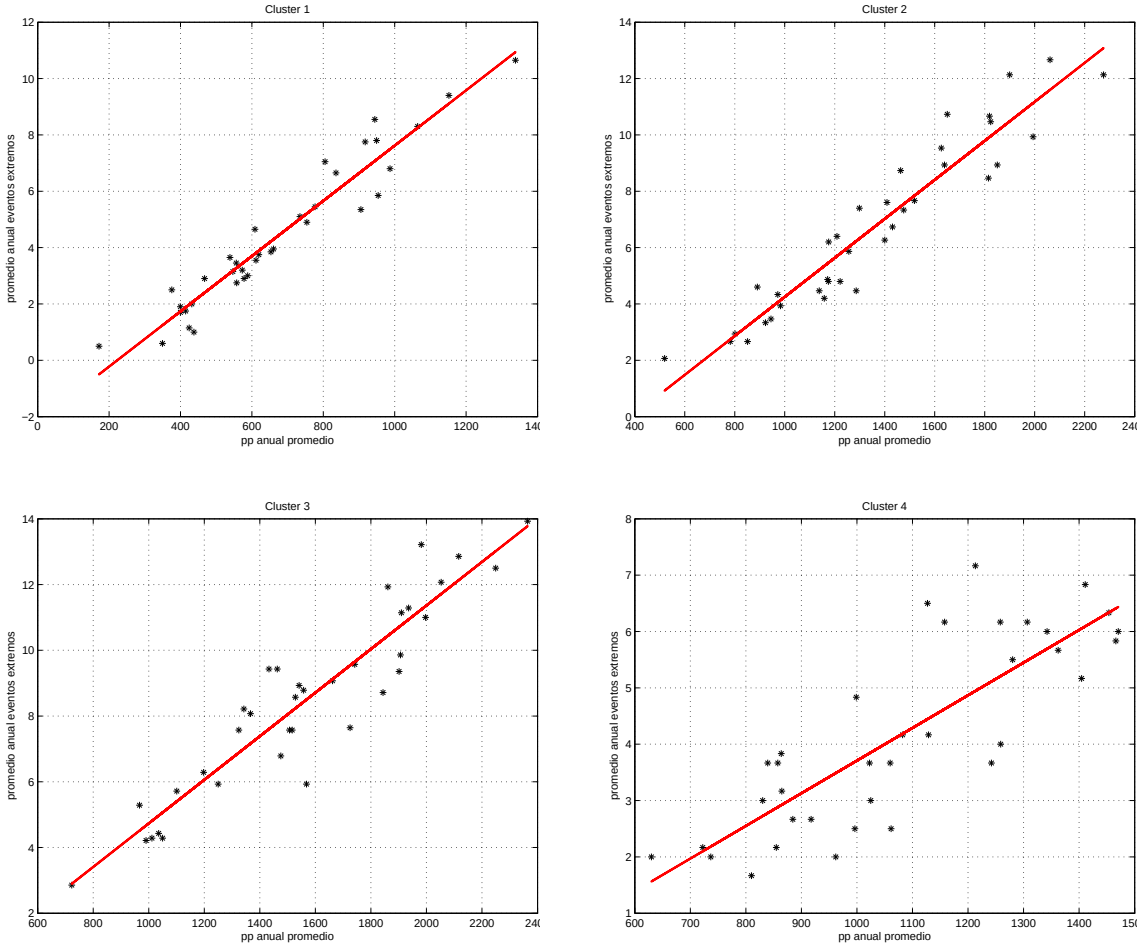


Figura 5.1: Relación entre el promedio anual de eventos extremos y la precipitación acumulada anual para cada grupo (ver Figuras 4.6 - 4.9, donde se muestran las tendencias de cada grupo).

La Fig.5.1 muestra la relación entre el promedio anual de eventos extremos y de precipitación acumulada para cada grupo. Se observa una relación lineal, es decir, a mayor precipitación acumulada hay un mayor número de eventos extremos. Como es sabido en la zona central de nuestro país, la precipitación acumulada anual está disminuyendo, como afirman Boisier *et al.* (2016). Por lo tanto, se puede esperar

que los eventos extremos también disminuyan con el paso del tiempo.

El análisis de compuesto para cada una de las agrupaciones muestra características similares: una pre-vaguada incidiendo en nuestras costas en superficie y una vaguada en altura. Esta configuración coincide con la idea central de Barrett *et al.* (2011) que indica que, una vaguada en altura muy amplificada y lenta produce una gran cantidad de precipitación. Lo que explicaría los máximos de intensidad de estos eventos extremos.

Por otro lado, las configuraciones sinópticas de los campos compuestos corresponden a lo encontrado por Garreaud (2013). Estos muestran un gradiente de temperatura meridional, un máximo de agua precipitable incidiendo en el continente y viento oeste en altura ayudando a advectar humedad desde la zona subtropical del Pacífico sur hasta Chile central. Además, las anomalías de agua precipitable demostraron que los eventos extremos se asocian a ríos atmosféricos, es decir, un mayor valor de humedad incidiendo en las costas del país. Las anomalías de temperatura muestran, de la misma forma, que los eventos extremos presentan temperaturas más frías al sur, indicando el aumento de advección fría, es decir, aumentando el gradiente de temperatura que aumentaría el viento térmico para estos eventos.

La combinación de estas características implica que el aire que llega a la cordillera de los Andes, húmedo, cálido e inestable es capaz de ascender sobre la montaña de menor altura y por ende, produciendo un menor bloqueo mecánico, dejando grandes cantidades de precipitación acumulada durante el evento.

Capítulo 6

Conclusiones

Del análisis realizado en esta investigación se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- Existe una zona, entre 34°S y 37°S, de máxima intensidad de percentil 90, que no coincide con el gradiente meridional de la precipitación acumulada anual.
- En esta región, se definen 4 agrupaciones, orientadas zonalmente, entre 34°S y 38°S.
- Las diferencias entre las agrupaciones radica en la posición en la cual el sistema frontal llega a las costas de nuestro país. Las agrupaciones ubicadas más al sur reciben una vaguada ubicada más hacia el oeste y hacia el sur que las agrupaciones de latitudes menores.
- Un río atmosférico se observa en los casos de eventos extremos y el lugar donde presenta su máximo determina la zona de ocurrencia del evento.
- Durante el periodo, la mayor ocurrencia de eventos exclusivos, es decir, que ocurrieron en sólo uno de los grupos, se produjo para el grupo 3, entre 36°S y 37,5°S, mientras las mayores intensidades de precipitación se producen en el grupo 2, entre 35°S y 36,5°S.
- Las características sinópticas de los compuestos de eventos extremos indican una vaguada en las costas del país, un río atmosférico incidiendo en Chile central,

viento en altura advectando humedad desde el océano y un marcado gradiente meridional de temperatura.

- Las anomalías de temperatura y viento térmico de las cuatro agrupaciones, respecto a la climatología de días de precipitación, confirman el aumento del gradiente meridional de temperatura para estos eventos extremos, aumentando el viento térmico, el cual muestra una componente oeste hacia Chile central.

- Lo anterior mencionado indicaría que los eventos extremos en Chile central corresponden a tormentas cálidas, las cuales disminuyen la estabilidad y favorecen el ascenso de aire húmedo sobre la cordillera de los Andes, aumentando la intensidad de precipitación.

Bibliografía

Barrett, B. S., Garreaud, R. & Falvey, M. (2009). Effect of the Andes Cordillera on Precipitation from a Midlatitude Cold Front. *Monthly Weather Review* **137**(9), 3092–3109.

Barrett, B. S., Krieger, D. B. & Barlow, C. P. (2011). Multiday Circulation and Precipitation Climatology during Winter Rain Events of Differing Intensities in Central Chile. *Journal of Hydrometeorology* **12**(5), 1071–1085.

Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and Natural Contributions to the Southeast Pacific Precipitation Decline and Recent Megadrought in Central Chile. *Geophysical Research Letters* **43**, 413–421.

Falvey, M. & Garreaud, R. (2007). Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology* **8**, 171–193.

Field, C. B. & Intergovernmental Panel on Climate Change (2012). *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation: special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*

Fuenzalida, H. (1982). *Un país de clima extremo. Chile: Esencia y evolución.*

Garreaud, R. (2013). Warm Winter Storms in Central Chile. *Journal of Hydrometeorology* **14**(5), 1515–1534.

Hobbs, P. (1978). Organization and Structure of Clouds and Precipitation on the

Mesoscale and Microscale in Cyclonic Storms. *Reviews Of Geophysics And Space Physics* **16**(4), 741–755.

Lloyd, S. (1982). Least squares quantization in PCM. *IEEE Transactions on Information Theory* **28**(2), 129–137.

MacQueen, J. B. (1967). Kmeans Some Methods for classification and Analysis of Multivariate Observations. *5th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability 1967* **1**(233), 281–297.

Minder, J. R., Durran, D. R., Roe, G. H. & Anders, A. M. (2008). The Climatology of Small - Scale Orographic Precipitation Over the Olympic Mountains: Patterns and Processes. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society* **134**, 817–839.

Montecinos, A. & Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate* **16**, 281–296.

Robertson, a. W. & Ghil, M. (1999). Large-scale weather regimes and local climate over the western United States. *J. Climate* **12**, 1796–1813.

Trenbert, K. E. (1991). General Caracteristics of El Niño - Southern Oscillation. *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies* , 13–41.

Viale, M. & Nuñez, M. N. (2011). Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. *Journal of Hydrometeorology* **12**(4), 481–507.

Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, vol. 100.