



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Variabilidad espacio-temporal de grandes aludes en el Pirineo Oriental según la estructura del manto nivoso y la circulación atmosférica

Carles García Sellés



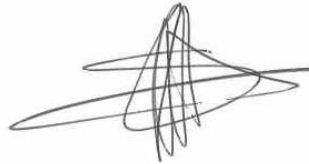
Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 3.0. Spain License.**

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE GRANDES ALUDES EN EL PIRINEO ORIENTAL SEGÚN LA ESTRUCTURA DEL MANTO NIVOSO Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

Carles García Sellés



Director y tutor: Javier Martín-Vide, Doctor en Geografía e Historia, Universidad de Barcelona

Codirector: Pascal Hägeli, Doctor en Ciencias de la Atmósfera, Universidad de British Columbia.

PROGRAMA DE DOCTORADO: Geografía, Planificació Territorial i Gestió Ambiental.

UB. Facultat de Geografia i Història

Barcelona, 24 de mayo de 2017

ÍNDICE

PREFACIO	3
AGRADECIMIENTOS	4
LISTADO DE TABLAS	5
LISTADO DE FIGURAS.....	8
RESUMEN	17
I. INTRODUCCIÓN: OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	19
I.1 OBJETIVO GENERAL Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS	21
I.2 ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA.....	21
I.3 HIPÓTESIS Y METODOLOGÍA	27
I.4 REFERENCIAS	32
1. CAPÍTULO 1: MAJOR AVALANCHE OCCURRENCE AT REGIONAL SCALE AND RELATED ATMOSPHERIC PATTERNS IN THE EASTERN PYRENEES.	35
2. CAPÍTULO 2: WEMOI AND NAOI INFLUENCE ON MAJOR AVALANCHE ACTIVITY IN THE EASTERN PYRENEES.....	50
3. CAPÍTULO 3: THE EFFECT OF SLOPE ASPECT ON THE RESPONSE OF SNOWPACK TO CLIMATE WARMING IN THE PYRENEES	61
4. CAPÍTULO 4: THE EFFECT OF TEMPERATURE AND PRECIPITATION JOINT MODES ON SNOWPACK STRUCTURE AND AVALANCHE ACTIVITY	76
4.1 Introduction	79
4.2 Study area, data and methods	82
4.3 Results and discussion	89
4.4 Conclusions.....	133
4.5 References	136

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	139
5.1 Patrones sinópticos generadores de grandes aludes	139
5.2 Patrones atmosféricos de baja frecuencia. Rol de la persistencia	145
5.3 Modos combinados de temperatura y precipitación y efectos sobre la estructura y condiciones del manto nivoso	150
5.4 Respuesta del manto nivoso al cambio climático.....	169
5.5 Referencias	172
6. CONCLUSIONES	177
7. BIBLIOGRAFIA.....	196
ANEXO A.....	203
ANEXO B.....	219
ANEXO C	223

PREFACIO

La presente tesis doctoral está basada en una serie de artículos, tres de los cuales están publicados en diversas revistas indexadas y un cuarto está en preparación.

Inicialmente, consta un resumen del conjunto de la tesis a modo de introducción, justificación y contextualización de la temática tratada. A continuación se exponen los 4 artículos. Cada artículo está centrado en torno a una o varias de las hipótesis planteadas en la tesis, a su desarrollo y a su rechazo o defensa final. Cada uno de los artículos conforma un capítulo organizado a partir de una serie de datos analizados, la metodología empleada, los resultados obtenidos y una discusión sobre las implicaciones y limitaciones de los mismos. Los capítulos finalizan con las conclusiones parciales y propuestas de trabajo futuro, para concluir con las referencias consultadas.

Tras la exposición de los artículos hay un bloque de conclusiones generales de la tesis doctoral. El documento finaliza con diversos apéndices que reúnen figuras, gráficos y tablas de datos, a partir de los cuales se han obtenido los resultados presentados en cada capítulo y que pueden hacer más comprensible y transparente el proceso discursivo en los distintos artículos.

AGRADECIMIENTOS

Todo empezó al conocer a mi cuadrilla en los 80, compinches del ACPE; con ellos me apasioné por la montaña y la nieve y aprendí a perseverar.

En el entorno laboral he tenido la suerte y el placer de compartir muchos años con distintos y grandes profesionales en la Administración pública (en el Servei Geològic, en el Institut Cartogràfic, en el Servei Meteorològic, en el Institut Geològic, en el Institut Cartogràfic i Geològic, en el Centre Lauegi dera Val d'Aran, en la Facultat de Geologia de la UB). A otros los he conocido participando en proyectos de investigación como a los compañeros del Observatori de Sostenibilitat d'Andorra, a los del CSIC (Instituto Pirenaico de Ecología), a los del Dpto. de Geografía de la UB; o bien en reuniones de trabajo con colegas de AINEVA, SLF, Meteo-France, AEMET y el grupo de trabajo del European Avalanche Warning Services; o profesionales de empresas y organizaciones como Campbell, APM, ACNA, MeteoRisk, Nivorisk. Geólogos, climatólogos, físicos, cartógrafos, meteorólogos con los que en cada conversación que surgía a raíz de los problemas del día a día, me iban sugiriendo sin saberlo la semilla del trabajo que aquí, sin concluir, sí cierra una etapa. Mi agradecimiento a todos ellos, sobre todo a los compañeros del Geològic y amigos Marta, Juan Carlos y Antonia por su apoyo en la etapa final.

Especial mención y reconocimiento a los recolectores de datos, la red de observadores nivológicos y de aludes, aquellos que de un agujero en la nieve han hecho su laboratorio y oficina, en cuya compañía el frío ha cedido el paso al cálido afecto, NivoMet, Gebre-Neu, Cos d'Agents Rurals, Mossos d'Esquadra, SnowStudies y compañeros de las estaciones de esquí. Sus sondeos, perfiles, tests, observaciones, preguntas y comentarios me hacían ver lo poco que sabemos, lo mucho que nos falta, y lo importante que es su labor para el bienestar y la seguridad de los que amamos la montaña. Mi agradecimiento al codirector Pascal Hägeli, por su honestidad y rigurosidad en las revisiones, y especialmente al director, Javier, por todos sus consejos y atención hacia mí, de la que esta tesis es tan sólo una pequeña parte.

A los más próximos, que me han soportado, en todo su sentido, apoyo y paciencia, Glòria, Laia y Bet, por el tiempo robado y coraje prestado. Y, en fin, a mis padres, a quienes debo lo que soy.

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1.1:	Probabilidades anuales del número de episodios mayores en el Pirineo oriental observadas (f_i) y calculadas con las distribuciones de Poisson y la binomial negativa (1970-71/2007-08).....	41
Tabla 1.2:	Probabilidades anuales calculadas del número de episodios de aludes mayores en las 7 regiones del área de estudio (1970-71/2007-08).	41
Tabla 1.3:	Número total de veces que los 25 episodios de aludes mayores, agrupados en los componentes PCA, han afectado las diferentes regiones de avalanchas (un episodio puede afectar más de una región).	45
Tabla 1.4:	Principales características de los episodios de aludes mayores y porcentaje de varianza de cada componente	48
Tabla 2.1:	Correlación de episodios de aludes mayores con los índices invernales de WeMOi (de diciembre a abril) y los índices acumulativos para cada zona en el periodo 1971-2009. En negrita, correlación significativa a $\alpha < 0.05$..	56
Tabla 2.2:	Correlación de episodios de aludes mayores con los índices invernales de NAO (de diciembre a abril) y los índices acumulativos para cada zona en el periodo 1971-2009. En negrita, correlación significativa a $\alpha < 0.05$	56
Tabla 2.3:	Tendencias temporales de los episodios de aludes mayores en el Pirineo oriental, del NAOi e índices acumulativos (1971-2009). En negrita, correlación significativa a $\alpha < 0.05$	58
Tabla 2.4:	Tendencias temporales del WeMOi e índices acumulativos (1971-2008). No hay valores significativos al nivel $\alpha < 0.05$	58
Tabla 2.5:	Anomalías de la presión al nivel del mar (con respecto a la media invernal de diciembre a abril de 1971-2008) correspondientes a los dipolos que gobiernan la NAO y el WeMO, para los seis componentes sinópticos desencadenantes. En negrita, valores medios de NAOi y WeMOi para los seis patrones sinópticos	58
Tabla 3.1:	Altitud y valores medios de condiciones meteorológicas (noviembre a abril) de las cinco estaciones meteorológicas del estudio.....	65
Tabla 4.1:	Resultados del ajuste estadístico usado en las series de La Molina y Vall de Núria para obtener una serie única de 33 temporadas	84
Tabla 4.2:	Distribución de frecuencias de los modos combinados (1970-71/2010-11) para las áreas oceánica y mediterránea	90
Tabla 4.3:	Distribución de frecuencias de los modos combinados en los previos 30-10 días de un EGA (1970-71/2010-11) para las áreas oceánica y mediterránea	90
Tabla 4.4:	Test Chi cuadrado de Pearson para observar diferencias entre las series de modos combinados de temperatura-precipitación. Existen algunas diferencias significativas entre las series mediterránea y oceánica de 10 días previos a un EGA y a un SKA. Valores Chi cuadrado de Pearson en negrita son significativos al nivel de significación $\alpha < 0.05$, grados de libertad = 3	91

Tabla 4.5:	Series de días previos a un EGA y a un SKA versus las series invernales (1970-2011); existen algunas diferencias significativas entre las series. Valores Chi cuadrado de Pearson en negrita son significativos al nivel de significación $\alpha < 0.05$, grados de libertad = 3 91	91
Tabla 4.6:	Distribución de frecuencias de los modos combinados en los previos 30-10 días de un SKA (1970-71/2010-11) para las áreas oceánica y mediterránea... 94	94
Tabla 4.7:	Rangos de los modos combinados en los 30-10 días previos a un EGA (1970-71/2010-11) y a un SKA (1997-98/2010-11) en el área mediterránea. Entre paréntesis, variación (%) respecto al comportamiento climático mostrado en la Tabla 1, en negrita la máxima variación 97	97
Tabla 4.8:	Rangos de los modos combinados en los 30-10 días previos a un EGA (1970-71/2010-11) y a un SKA (1997-98/2010-11) en el área oceánica. Entre paréntesis, variación (%) respecto al comportamiento climático mostrado en la Tabla 1, en negrita la máxima variación. 97	97
Tabla 4.9:	Correlación de los valores semanales de variables del manto nivoso entre la zona mediterránea y la oceánica (n=22, excepto para $PG_{prop Mr-Ap}$ n=8 y $HARD_{prop Dc-Jn}$ n=10)..... 103	103
Tabla 4.10:	Correlación entre las medias invernales de variables del manto nivoso respecto al índice de inestabilidad TSA para el conjunto de la serie de perfiles del manto nivoso (n=15) 104	104
Tabla 4.11:	Valores de los umbrales de cada criterio de clasificación de tipos de manto nivoso. Los umbrales se establecen a partir de medidas de posición para cada variable del manto nivoso. 105	105
Tabla 4.12:	Número de inviernos para cada área en que se cumplen los criterios de clasificación para ser asignado como manto oceánico o mediterráneo. 105	105
Tabla 4.13:	Evolución temporal de los patrones de manto oceánico y mediterráneo y su distribución territorial. Los inviernos de patrón extremo se muestran en sombreado.. 106	106
Tabla 4.14:	Evolución observada de los modos combinados en las áreas mediterránea y oceánica. Niveles de confianza * 95%, ** 99%..... 133	133
Tabla C.1:	Valores de NAOi y acumulativos positivos y negativos por temporada (valores anuales máximo y mínimo, respectivamente, resultado de la suma de valores mensuales de misma fase consecutivos), número de ciclos de aludes mayores (MAC) entre noviembre y abril para el conjunto del Pirineo oriental y patrón sinóptico desencadenante. Se destacan en fondo gris las temporadas con 3 o más ciclos 224	224
Tabla C.2:	Clasificación del manto nivoso (Patrón mn) para cada temporada (noviembre a abril) en los sectores oceánico (Aran-Franja Norte de la Pallaresa AR) y mediterráneo (Ter-Freser TF, Prepirineo PR y Vertiente norte Cadí-Moixeró CM). Patrón oceánico: OCE; patrón mediterráneo: MED; patrón indefinido: INDE. Se añaden los valores de los criterios de clasificación: índice de inestabilidad según tipo de grano, tamaño y dureza (TSA); porcentajes de granos persistentes en marzo y abril (PG mr ab), de granos de fusión y costras (MF) y de granos no persistentes (NPG). Los valores en fondo gris oscuro indican que se cumple el criterio, en gris claro valor en umbral de distribución compartido entre ambos patrones y en fondo blanco valor que no cumple el criterio. Se añade sumatorio de nieve reciente (HN), equivalente en agua líquida (lluvia y	

nieve) (SWE), temperatura media de la temporada (Temp) y gradiente térmico del manto nivoso en diciembre (Grad.dic)..... 225

Tabla C.3: Número de avalanchas accidentales (SKA), de ciclos de avalanchas mayores (MAC), por cada temporada y sector nivoclimático, y patrón de manto nivoso correspondiente. Se indican también la anomalía anual de sumatorio de nieve reciente (Anom. HN) y la anomalía del índice de inestabilidad anual (Anom. TSA). Valores de NAOi y acumulativos positivos y negativos por temporada (valores anuales máximo y mínimo, respectivamente, resultado de la suma de valores mensuales de misma fase consecutivos)..... 226

LISTADO DE FIGURAS

Figura I.1:	Evolución del número de víctimas mortales por alud en el conjunto de los Pirineos entre las temporadas invernales 1989-89 y 2014-15 (España, Francia y Andorra). El número total de fallecidos asciende a 173 en 26 temporadas con una media de 6,7 por año. (Fuente de datos: SOS Navarra, MeteoFrance, Centre d'Estudis de la Neu i la Muntanya d'Andorra, Leo Cuchí, Asociación para el Conocimiento de la Nieve y los Aludes, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya).....	22
Figura I.2:	Localización de la zona de estudio, Pirineo Oriental, y subdivisión empírica en 7 zonas de predicción de aludes, llamadas regiones de avalanchas. De oeste a este, Aran-Franja Nord de la Pallaresa (AR), Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL), Perafita-Puigpedrós (PP), Cadí-Moixeró (CM), Prepirineu (PR) y Ter-Freser (TF). Las áreas susceptibles de ser afectadas por avalanchas de nieve aparecen en sombreado oscuro.....	27
Figura I.3:	Dominios climáticos en el Pirineo Oriental. En el dominio mediterráneo se encuentran las regiones de avalanchas Ter-Freser (TF), Prepirineu (PR) y Cadí-Moixeró (CM); en el dominio oceánico la región Aran-Franja Nord Pallaresa (AR); en la zona central de dominio continental o transicional se incluyen las regiones Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL) y Perafita-Puigpedrós (PP).....	29
Figura I.4:	Flujo metodológico de la tesis. Diagrama de interrelación entre las condiciones del manto nivoso que conllevan a escenarios de aludes, los procesos atmosféricos que rigen la evolución de la estabilidad del manto y el método de análisis climático propuesto, basado en estadística multivariante (patrones de circulación atmosférica sinópticos y de baja frecuencia) y estadística descriptiva (cuantiles de precipitación y temperatura, medidas de dispersión de variables del manto nivoso).....	31
Figura 1.1:	Situación del Pirineo Oriental. El área de estudio se ha dividido en siete regiones de avalanchas. También se representa la superficie potencialmente afectada por aludes	39
Figura 1.2:	Comparativa de las frecuencias acumulativas observadas de episodios de aludes mayores con las probabilidades teóricas de Poison y la distribución binomial negativa para el Pirineo Oriental (1970/71 - 2007/08).....	41
Figura 1.3:	Mapa del patrón de circulación atmosférica correspondiente al componente 1. Se representa la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa.	42
Figura 1.4:	Mapa del patrón de circulación atmosférica correspondiente al componente 2. Se representa la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa.	42
Figura 1.5:	Mapa del patrón de circulación atmosférica correspondiente al componente 3. Se representa la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa.	43

Figura 1.6:	Mapa del patrón de circulación atmosférica correspondiente al componente 4. Se representa la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa.	43
Figura 1.7:	Mapa del patrón de circulación atmosférica correspondiente al componente 5. Se representa la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa.....	44
Figura 1.8:	Mapa del patrón de circulación atmosférica correspondiente al componente 6. Se representa la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa.	44
Figura 1.9:	Mapa de la anomalía para la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa correspondiente al componente 1 (valores estandarizados) respecto a las condiciones medias atmosféricas.	45
Figura 1.10:	Mapa de la anomalía para la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa correspondiente al componente 2 (valores estandarizados) respecto a las condiciones medias atmosféricas.	46
Figura 1.11:	Mapa de la anomalía para la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa correspondiente al componente 3 (valores estandarizados) respecto a las condiciones medias atmosféricas.	46
Figura 1.12:	Mapa de la anomalía para la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa correspondiente al componente 4 (valores estandarizados) respecto a las condiciones medias atmosféricas.	47
Figura 1.13:	Mapa de la anomalía para la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa correspondiente al componente 5 (valores estandarizados) respecto a las condiciones medias atmosféricas.	47
Figura 1.14:	Mapa de la anomalía para la altura geopotencial en metros (gpm) de 500 hPa correspondiente al componente 6 (valores estandarizados) respecto a las condiciones medias atmosféricas.	48
Figura 1.15:	Frecuencias de cada componente que genera aludes mayores para las áreas oceánica, continental y mediterránea.	49
Figura 2.1:	Mapa del Pirineo Oriental. El área de estudio se ha dividido en 7 regiones de avalanchas. En el mapa también se representa la superficie correspondiente a zona de alud.	54
Figura 2.2:	Dendrograma realizado a partir del método Ward que muestra las distancias de proximidad entre las variables para ser clasificadas. Se han definido tres grupos: la etiqueta 1 corresponde a la región Aran-Franja Nord de la Pallaresa (área oceánica), las etiquetas 2 y 3 corresponden a las regiones Ribagorçana-Vall Fosca y a la Pallaresa respectivamente (área continental), y las etiquetas 4, 5 y 6 corresponden a las regiones Cadí-Moixeró, Ter-Freser y Prepirineo respectivamente (área mediterránea).	55
Figura 2.3:	Correspondencia entre los valores mensuales de CWI (-) y la actividad de aludes (DJFMA, 1971-2008). La línea discontinua representa un episodio de aludes mayores y la línea en negrita representa más de un episodio de aludes mayores por mes. En la parte superior de las líneas se muestra el número de aludes registrados.	56
Figura 2.4:	Correspondencia entre los valores mensuales de CWI (-) y la actividad de aludes (DJFMA, 1971-2009). La línea discontinua representa un episodio de aludes mayores y la línea en negrita representa más de un episodio de	

	aludes mayores por mes. En la parte superior de las líneas se muestra el número de aludes registrados.	57
Figura 2.5:	Frecuencia de los valores mensuales del CNI (línea) y el número de episodios de aludes observados (columnas) para cada una de las clases de los valores CNI (DJFMA, 1971-2009).	57
Figura 2.6:	Número de episodios de aludes mayores (columnas) y el índice NAO (líneas) para cada temporada invernal (1971-2009) desde diciembre (del año anterior) a abril (del año en cuestión). La línea discontinua corresponde al valor 0 del índice NAO.	57
Figura 2.7:	Mapas de anomalías calculadas para la presión a nivel del mar (SLP) de los seis componentes que generan aludes mayores, respecto a la SLP media (DJFMA, 1971-2008).	59
Figura 3.1:	Zona de estudio y localización de las cinco estaciones meteorológicas.	65
Figura 3.2:	Radiación solar directa y difusa en situación de cielo despejado desde noviembre hasta junio, en función de la pendiente y la orientación 66	66
Figura 3.3:	Espesor de nieve máximo anual observado (O) y simulado (S) en el panel superior y duración del manto nivoso en el panel inferior. Las líneas horizontales indican el promedio interanual, las cajas indican los cuantiles 25 y 75, y las barras indican el percentil 10 y 90. MBE y MAE indican el error bias promedio y el error medio absoluto respectivamente.....	67
Figura 3.4:	Diferencias medias (en porcentaje) a largo plazo en la acumulación máxima de nieve anual (MSA) y en la duración del manto nivoso (ASD) para cada orientación comparado con un terreno llano	68
Figura 3.5:	Sensibilidad de la acumulación máxima media anual de nieve a largo plazo (a) y de la duración media del manto nivoso a largo plazo (b) ante un incremento de 1°C en terreno llano, en ladera con orientación umbría y en ladera con orientación soleada.....	69
Figura 3.6:	Sensibilidad media de la acumulación máxima media anual (MSA) y de la duración media del manto nivoso (ASD) a largo plazo para cada orientación y por cada grado centígrado de incremento de la temperatura, ante distintas magnitudes de calentamiento global.....	70
Figura 3.7:	Porcentaje mensual de la fusión anual en orientaciones norte y sur durante el periodo de marzo a junio en las estaciones de Izas y la Bonaigua ante distintos incrementos de temperatura	71
Figura 3.8:	Correlación entre la acumulación máxima anual y su sensibilidad anual a un incremento de 1°C en laderas orientadas a norte y a sur. Los <i>bloxpots</i> indican la variabilidad anual de la sensibilidad en cada periodo estudiado. CV es el coeficiente de variación.....	72
Figura 3.9:	Correlación entre la duración anual del manto nivoso y su sensibilidad anual a un incremento de 1°C en laderas orientadas a norte y a sur. Los <i>bloxpots</i> indican la variabilidad anual de la sensibilidad en cada periodo estudiado. CV es el coeficiente de variación	73
Figura 4.1:	Mapa de las regiones de avalanchas y de los nivoclimas en el Pirineo oriental. Al área noroccidental (Aran-Franja Norte de la Pallaresa, AR) le corresponde un nivoclima oceánico y al área oriental (Cadí-Moixeró, CM; Prepirineu, PR; Ter-Freser, TF) un nivoclima mediterráneo. El área central (Ribagorçana-Vall Fosca, RV; Pallaresa, PL; Perafita-Puigpedrós, PP) esté probablemente dominada por un nivoclima continental o de transición; no se analiza en este estudio por falta de datos suficientes.	

	También se muestran los puntos de observación meteorológica Vielha (V), La Bonaigua (B), La Molina (M) and Vall de Núria (N)	83
Figura 4.2:	Desviación (%) de los modos combinados de temperatura y precipitación (TPM) en las series de 10 y 30 días previos a un ciclo de grandes avalanchas respecto al comportamiento invernal en el nivoclima mediterráneo (línea) y en el oceánico (línea de puntos). El valor 0 es la media de cada tipo de TPM en la distribución de la serie invernal.....	93
Figura 4.3:	Desviación (%) de los modos combinados de temperatura y precipitación (TPM) en las series de 10 y 30 días previos a un accidente por avalancha respecto al comportamiento invernal en el nivoclima mediterráneo (línea) y en el oceánico (línea de puntos). El valor 0 es la media de cada tipo de TPM en la distribución de la serie invernal	95
Figura 4.4:	Frecuencia de accidentes por avalancha en función del número de días de cada tipo de TPM registrado en la serie de 30 días previos.....	96
Figura 4.5:	Evolución de la media semanal de diferentes parámetros del manto nivoso (índice de inestabilidad TSA, porcentaje de granos persistentes de baja dureza y porcentaje de granos de gran tamaño de baja dureza) para las regiones mediterránea y oceánica (15 inviernos, de diciembre a abril, media móvil de 3 en 3)	98
Figura 4.6:	Proporción de las variables granos de fusión, granos persistentes y granos no persistentes respecto al espesor total del manto nivoso, para cada semana, para las regiones mediterránea y oceánica (15 inviernos, de diciembre a abril, media móvil de 3 en 3)	99
Figura 4.7:	Evolución de la media semanal de la variable $HARD_{prop}$ para las regiones mediterránea y oceánica (15 inviernos, de diciembre a abril, media móvil de 3 en 3).....	100
Figura 4.8:	Evolución de la media semanal de la variable MF_{prop} para las regiones mediterránea y oceánica (15 inviernos, de diciembre a abril, media móvil de 3 en 3).....	102
Figura 4.9:	Diagramas de caja de las distribuciones de diversos parámetros y de tipos de grano del manto nivoso de las regiones mediterránea y oceánica. Los datos son las medias anuales del período 1997-98 a 2011-12. Se representan los valores mínimo y máximo, el primer y el tercer cuartil, la mediana y valores atípicos que exceden el rango intercuartil. De arriba abajo y de izquierda a derecha: índice de inestabilidad (TSA, sumatorio de las proporciones de PG- granos persistentes, facetas y cubiletes, de dureza de mano ≤ 3 -, SIZE- tamaño del grano ≥ 1.25 mm y de una dureza de mano ≤ 1.3 -, y HARD- proporción del manto muy blando, dureza de mano ≤ 1.3), proporción de granos persistentes (PG, proporción del manto de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3), proporción de granos de fusión incluyendo costras (MF) y proporción de granos no persistentes (NPG, proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤ 3 , nieve reciente y granos venteados).....	104
Figura 4.10:	Invierno de 2002-03 en la zona noroccidental, clima oceánico. Proporción (%) semanal de variables del manto nivoso: PG_{prop} (proporción del manto de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proporción del manto de tamaño del grano ≥ 1.25 mm y de una dureza de mano ≤ 1.3), $HARD_{prop}$ (proporción del manto muy blando, dureza de mano ≤ 1.3), relativa al espesor total. También se muestra el TSA_{layer} (sumatorio de las proporciones de las variables PG, SIZE y HARD). El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje	

de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total, excepto para TSA_{layer} que es la suma de las tres variables. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA 110

- Figura 4.11: Invierno de 2002-03 en la zona noroccidental, clima oceánico. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG_{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3 , capas débiles persistentes), NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤ 3 , nieve reciente y granos venteados), $MF-CR_{prop}$ (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA 110
- Figura 4.12: Invierno de 2002-03 en la zona noroccidental, clima oceánico. Evolución de los percentiles diarios de precipitación (PPT) y de temperatura (T) en la estación de La Bonaigua (2266 m), de la región AR (clima oceánico). Eje vertical, percentiles; eje horizontal, días de diciembre a abril 111
- Figura 4.13: Invierno de 2002-03 en la zona noroccidental, clima oceánico. Evolución diaria del espesor de nieve en el suelo en La Bonaigua (2266 m), de la región AR. Barras: espesor de nieve diario; línea central: media climática; otras líneas: desviación respecto a la media en % (fuente: www.icgc.cat, por Carles García y Santi Manguán) 112
- Figura 4.14: Invierno de 2002-03 en la zona oriental, clima mediterráneo. Proporción (%) semanal de variables del manto nivoso: PG_{prop} (proporción del manto de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proporción del manto de tamaño del grano ≥ 1.25 mm y de una dureza de mano ≤ 1.3), $HARD_{prop}$ (proporción del manto muy blando, dureza de mano ≤ 1.3), relativa al espesor total. También se muestra el TSA_{layer} (sumatorio de las proporciones de las variables PG, SIZE y HARD). El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total, excepto para TSA_{layer} que es la suma de las tres variables. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 27 de febrero de 2003 113
- Figura 4.15: Invierno de 2002-03 en la zona oriental, clima mediterráneo. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG_{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3 , capas débiles persistentes), NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤ 3 , nieve reciente y granos venteados), $MF-CR_{prop}$ (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 27 de febrero de 2003 114
- Figura 4.16: Invierno de 2002-03 en la zona oriental, clima mediterráneo. Evolución de los percentiles diarios de precipitación (PPT) y de temperatura (T) en la estación de Núria (1971 m), de la región TF. Eje vertical, percentiles; eje horizontal, días de diciembre a abril 114
- Figura 4.17: Invierno de 2002-03 en la zona oriental, clima mediterráneo. Evolución diaria del espesor de nieve en el suelo en Núria (1971 m), de la región AR. Barras: espesor de nieve diario; línea central: media climática; otras

- líneas: desviación respecto a la media en % (fuente: www.icgc.cat, por Carles García y Santi Manguán) 115
- Figura 4.18: Rango de anomalías del índice TSA en la zona noroccidental durante inviernos de patrón extremo de manto nivoso mediterráneo. Valores calculados para cada semana (media móvil de 3 en 3). Los parámetros asociados con condiciones inestables del manto nivoso son superiores a los normales 116
- Figura 4.19: Rango de anomalías del índice TSA en la zona oriental durante inviernos de patrón extremo de manto nivoso mediterráneo. Valores calculados para cada semana (media móvil de 3 en 3). Los parámetros asociados con condiciones inestables del manto nivoso pueden considerarse como normales, con la excepción del inicio del invierno (diciembre), cuando son bastante elevados 116
- Figura 4.20: Invierno de 2005-06 en la zona oriental, clima mediterráneo. Proporción (%) semanal de variables del manto nivoso: PG_{prop} (proporción del manto de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proporción del manto de tamaño del grano ≥ 1.25 mm y de una dureza de mano ≤ 1.3), $HARD_{prop}$ (proporción del manto muy blando, dureza de mano ≤ 1.3), relativa al espesor total. También se muestra el TSA_{layer} (sumatorio de las proporciones de las variables PG, SIZE y HARD). El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total, excepto para TSA_{layer} que es la suma de las tres variables. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 31 de enero de 2006 y 26 de marzo de 2006 118
- Figura 4.21: Invierno de 2005-06 en la zona oriental, clima mediterráneo. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG_{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3 , capas débiles persistentes), NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤ 3 , nieve reciente y granos venteados), $MF-CR_{prop}$ (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 31 de enero de 2006 y 26 de marzo de 2006 118
- Figura 4.22: Invierno de 2005-06 en la zona oriental, clima mediterráneo. Evolución de los percentiles diarios de precipitación (PPT) y de temperatura (T) en la estación de Núria (1971 m), de la región TF. Eje vertical, percentiles; eje horizontal, días de diciembre a abril 119
- Figura 4.23: Sondeo por percusión y perfil estratigráfico efectuado en La Molina (región CM), región oriental, clima mediterráneo, el 30 de enero de 2006 (fuente: IGC) 119
- Figura 4.24: Invierno de 2005-06 en la zona oriental, clima mediterráneo. Evolución diaria del espesor de nieve en el suelo en Núria (1971 m), de la región AR. Barras: espesor de nieve diario; línea central: media climática; otras líneas: desviación respecto a la media en % (fuente: www.icgc.cat, por Carles García y Santi Manguán) 120
- Figura 4.25: Invierno de 2005-06 en la zona noroccidental, clima oceánico. Evolución de los percentiles diarios de precipitación (PPT) y de temperatura (T) en la estación de La Bonaigua (2266 m), de la región AR (clima oceánico). Eje vertical, percentiles; eje horizontal, días de diciembre a abril 121

- Figura 4.26: Invierno de 2005-06 en la zona noroccidental, clima oceánico. Evolución diaria del espesor de nieve en el suelo en La Bonaigua (2266 m), de la región AR. Barras: espesor de nieve diario; línea central: media climática; otras líneas: desviación respecto a la media en % (fuente: www.icgc.cat, por Carles García y Santi Manguán) 122
- Figura 4.27: Invierno de 2005-06 en la zona noroccidental, clima oceánico. Proporción (%) semanal de variables del manto nivoso: PG_{prop} (proporción del manto de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proporción del manto de tamaño del grano ≥ 1.25 mm y de una dureza de mano ≤ 1.3), $HARD_{prop}$ (proporción del manto muy blando, dureza de mano ≤ 1.3), relativa al espesor total. También se muestra el TSA_{layer} (sumatorio de las proporciones de las variables PG, SIZE y HARD). El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total, excepto para TSA_{layer} que es la suma de las tres variables. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 26 de marzo de 2006 122
- Figura 4.28: Invierno de 2005-06 en la zona noroccidental, clima oceánico. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG_{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3 , capas débiles persistentes), NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤ 3 , nieve reciente y granos venteados), $MF-CR_{prop}$ (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 26 de marzo de 2006 123
- Figura 4.29: Invierno de 2003-04 en la zona noroccidental, clima oceánico. Evolución de los percentiles diarios de precipitación (PPT) y de temperatura (T) en la estación de La Bonaigua (2266 m), de la región AR. Eje vertical, percentiles; eje horizontal, días de diciembre a abril 124
- Figura 4.30: Invierno de 2003-04 en la zona noroccidental, clima oceánico. Evolución diaria del espesor de nieve en el suelo en La Bonaigua (2266 m), de la región AR. Barras: espesor de nieve diario; línea central: media climática; otras líneas: desviación respecto a la media en % (fuente: www.icgc.cat, por Carles García y Santi Manguán) 125
- Figura 4.31: Invierno de 2003-04 en la zona noroccidental, clima oceánico. Proporción (%) semanal de variables del manto nivoso: PG_{prop} (proporción del manto de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proporción del manto de tamaño del grano ≥ 1.25 mm y de una dureza de mano ≤ 1.3), $HARD_{prop}$ (proporción del manto muy blando, dureza de mano ≤ 1.3), relativa al espesor total. También se muestra el TSA_{layer} (sumatorio de las proporciones de las variables PG, SIZE y HARD). El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total, excepto para TSA_{layer} que es la suma de las tres variables. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 2 de enero de 2004 125
- Figura 4.32: Invierno de 2003-04 en la zona noroccidental, clima oceánico. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG_{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤ 3 , capas débiles persistentes), NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤ 3 ,

	nieve reciente y granos venteados), MF-CR _{prop} (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total. Las flechas indican la semana en que se produce un EGA, 2 de enero de 2004	126
Figura 4.33:	Sondeo por percusión y perfil estratigráfico efectuado en La Bonaigua (región AR), zona noroccidental, clima oceánico, el 29 de diciembre de 2003 (fuente: IGC)	126
Figura 4.34:	Invierno de 2003-04 en la zona oriental, clima mediterráneo. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG _{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤3, capas débiles persistentes), NPG _{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤3, nieve reciente y granos venteados), MF-CR _{prop} (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total	128
Figura 4.35:	Invierno de 2003-04 en la zona oriental, clima mediterráneo. Proporción (%) semanal de tipos de granos del manto nivoso: PG _{prop} (proporción de granos persistentes de dureza de mano ≤3, capas débiles persistentes), NPG _{prop} (proporción de granos no persistentes y de dureza de mano ≤3, nieve reciente y granos venteados), MF-CR _{prop} (proporción de granos de fusión incluyendo costras), relativa al espesor total. El eje de las abscisas representa el número de semanas de cada mes (noviembre a abril); el eje de las ordenadas es la proporción (%) del manto de cada variable respecto al espesor total	128
Figura 4.36:	Invierno de 2003-04 en la zona oriental, clima mediterráneo. Evolución de los percentiles diarios de precipitación (PPT) y de temperatura (T) en la estación de Núria (1971 m), de la región TF. Eje vertical, percentiles; eje horizontal, días de diciembre a abril	129
Figura 4.37:	Invierno de 2003-04 en la zona oriental, clima mediterráneo. Evolución diaria del espesor de nieve en el suelo en Núria (1971 m), de la región AR. Barras: espesor de nieve diario; línea central: media climática; otras líneas: desviación respecto a la media en % (fuente: www.icgc.cat , por Carles García y Santi Manguán)	129
Figura 4.38:	Evolución del número de días frío-seco por temporada en el área mediterránea (1969-70/2011-12).	132
Figura 4.39:	Evolución del número de días frío-húmedo por temporada en el área oceánica (1970-71/2011-12).	132
Figura A.1:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 1997-98	204
Figura A.2:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 1998-99	205
Figura A.3:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 1999-2000	206

Figura A.4:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2000-01	207
Figura A.5:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2001-02	208
Figura A.6:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2002-03	209
Figura A.7:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2003-04	210
Figura A.8:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2004-05	211
Figura A.9:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2005-06	212
Figura A.10:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2006-07	213
Figura A.11:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2007-08	214
Figura A.12:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2008-09	215
Figura A.13:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2009-10	216
Figura A.14:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2010-11	217
Figura A.15:	Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2011-12	218
Figura B.1:	Evolución mensual del índice acumulativo NAO y, para los sectores mediterráneo y oceánico, los índices de inestabilidad TSA del manto nivoso y del número de ciclos de aludes mayores y de aludes accidentales de las temporadas 1997-98 a 2001-02	220
Figura B.2:	Evolución mensual del índice acumulativo NAO y, para los sectores mediterráneo y oceánico, los índices de inestabilidad TSA del manto nivoso y del número de ciclos de aludes mayores y de aludes accidentales de las temporadas 2002-03 a 2006-07.....	221
Figura B.3:	Evolución mensual del índice acumulativo NAO y, para los sectores mediterráneo y oceánico, los índices de inestabilidad TSA del manto nivoso y del número de ciclos de aludes mayores y de aludes accidentales de las temporadas 2007-08 a 2011-12.....	222

RESUMEN

A lo largo de 25 años de predicción de aludes en el Pirineo de Catalunya, se ha observado que el índice de peligro de avalanchas de nieve, en una escala del 1 al 5 (escala europea unificada, en la que grado 1 equivale a peligro mínimo y grado 5 peligro máximo), está sujeto a una clara variabilidad temporal y espacial. La estabilidad del manto nivoso varía de una zona a otra y de un día para otro, no de forma gradual y progresiva, sino a veces bruscamente.

A través de los datos del estado del manto nivoso, de las características atmosféricas, de la ocurrencia de grandes aludes, de accidentes por aludes, de la caracterización de los días de invierno en cuanto a temperatura y humedad, se pretende aportar conocimiento sobre el comportamiento del manto nivoso y la regionalización del peligro de avalanchas de nieve en el Pirineo de Catalunya.

A nivel metodológico, se ha analizado estadísticamente por primera vez la base de datos del manto nivoso de la red NIVOBS (red de observación nivológica y de aludes de Catalunya del Departament de Territori i Sostenibilitat de la Generalitat de Catalunya) para observar patrones de estratigrafías entre distintas regiones, se han aplicado análisis de componentes principales para obtener un catálogo de situaciones sinópticas generadoras de grandes aludes, análisis de tendencias temporales en la evolución de patrones atmosféricos de baja frecuencia, índices climáticos basados en cuantiles combinados de temperatura y precipitación para evaluar la probabilidad de ocurrencia de eventos avalanchosos y análisis de varianzas para identificar regímenes de aludes o nivovalanchosos.

En cuanto a los resultados se concluye que el manto nivoso del sector oriental del Pirineo de Catalunya, macizos con dominio de clima mediterráneo, tiene una estratificación y unas condiciones de estabilidad diferentes que el manto nivoso de la zona noroccidental, de dominio climático atlántico. Estos mantos nivosos y sus respectivas situaciones críticas de inestabilidad estructural y mecánica evolucionan de forma separada debido a condiciones meteorológicas distintas a escala diaria. Estos elementos caracterizan un determinado régimen de aludes, es decir, la distribución temporal de los ciclos de grandes avalanchas de nieve y los episodios con accidentes por aludes varían entre ambos sectores (oriental-mediterráneo, noroccidental-oceánico).

Este trabajo demuestra la existencia e identifica las condiciones de dos regímenes de aludes diferentes en dos dominios climáticos distintos, cuyas variaciones diarias deben ser detectadas por cualquiera de los sistemas de predicción de avalanchas que se lleven a cabo para que dichas predicciones sean fiables. En el caso presente, se ha aplicado esta metodología basada en índices de estabilidad del manto, en patrones sinópticos y en cuantiles combinados de temperatura y precipitación en el Pirineo de Catalunya, en aquellas regiones con suficientes datos (región noroccidental-oceánica y región oriental-mediterránea). Como trabajo futuro, sería deseable aplicar esta metodología en el resto del Pirineo de Catalunya, donde se observan comportamientos singulares en la actividad de avalanchas pero actualmente el volumen de datos aun no permite caracterizar un régimen de aludes propio; no obstante, se parte como hipótesis de trabajo, de un probable régimen de transición entre los dos regímenes identificados en el presente trabajo de investigación. Igualmente, se sugiere aplicar esta metodología de trabajo para identificar regímenes de aludes en el resto del Pirineo (Andorra, Francia, comunidades de Aragón y Navarra) a medida que se disponga de datos suficientes.

I. INTRODUCCIÓN: OBJETIVOS Y METODOLOGIA

Esta tesis se centra en la investigación del manto nivoso y la actividad de aludes para el conjunto del Pirineo Oriental, entendido como división geográfica general de toda la cordillera, administrativamente Pirineo de Catalunya. El trabajo se enfoca con una perspectiva diacrónica, de estudio evolutivo de las temporadas invernales por región, y sincrónica, de comparación de las características nivales entre regiones por temporada, basándose en análisis sinóptico y en la estratificación del manto nivoso, siendo los resultados de aplicación en la predicción regional de aludes

El objetivo de esta tesis es identificar los regímenes de aludes existentes en el Pirineo Oriental. Por régimen de aludes o régimen nivoavalanchoso de una temporada invernal (avalanche winter regime, Hägeli, 2004) se va a entender la evolución temporal de las características del manto nivoso y su capacidad para generar aludes. Se ha optado por acuñar el término nivoavalanchoso, no existente en el diccionario de la Real Academia Española, a semejanza de otros adjetivos cuyo prefijo es nivo, como el caso de nivopluvial (www.ign.es) o el sustantivo nivoclimatología (Gómez y Palacios, 1995).

Estos regímenes se caracterizan fundamentalmente por la frecuencia y persistencia de capas de nieve no cohesiva en el interior del manto, denominadas capas débiles, así como de otras fuentes de inestabilidad del manto nivoso que propician actividad de aludes. El motor transformador de la estructura del manto nivoso son los sucesivos cambios de tipos de tiempo a escala diaria; además de esta variabilidad temporal, ya sea diaria, ya sea estacional, existe una clara variabilidad espacial, ya que los procesos de transformación del manto nivoso son guiados por los sucesivos cambios de tipos de tiempo, que no afectan por igual a los distintos macizos del Pirineo. Así, es sabido por los predictores de aludes que en una misma jornada las características del manto nivoso y su nivel de estabilidad suelen diferir, a veces notablemente, de una zona a otra del Pirineo Oriental; igualmente, la evolución del manto nivoso en una determinada región acostumbra a ser distinta de un invierno a otro (Gavaldà y García, 1996).

Por tanto, la identificación, distribución espacial y variabilidad temporal de los regímenes nivoavalanchosos se va a abordar en base a: a) los patrones sinópticos que generan episodios de grandes avalanchas de forma espontánea, potencialmente aludes catastróficos; b) la estratigrafía del manto nivoso que caracteriza situaciones de inestabilidad en que las avalanchas se favorecen, bien espontáneamente por alta fragilidad interna, bien

por sobrecarga generalmente al paso de una o más personas, origen este último caso de la mayor parte de las víctimas mortales; c) la influencia de la variabilidad de la precipitación y la temperatura en la generación de estratigrafías inestables. Conocer el comportamiento de estos regímenes permitirá definir mejor las zonas nivoclimáticas del Pirineo Oriental (snow climates, Mock y Birkeland, 2000), que actualmente se están utilizando en la predicción del peligro de aludes de forma intuitiva (Gavaldá y García, 1996). Se concluye con un avance de cómo puede afectar el cambio climático a la actividad de avalanchas a partir de las tendencias observadas tanto en la evolución de los patrones atmosféricos de baja frecuencia como en los tipos combinados de temperatura y precipitación diaria que afectan la actividad de aludes.

Se considera esta tesis de carácter finalista, esto es, de aplicación directa y solución de incertidumbres en el campo de la predicción de avalanchas en nuestro país. Los dos objetivos generales en que se condensan los puntos anteriormente citados, es decir, a) conocimiento de la afectación espacial de las situaciones sinópticas que generan grandes avalanchas y b) la distribución de los patrones de inestabilidad interna del manto nivoso y de las condiciones meteorológicas que las generan, son de importancia vital para el avance y mejora de la predicción de aludes, especialmente en su fase operativa. La predicción de avalanchas en el Pirineo Oriental es un servicio público que se concreta en la emisión diaria de un boletín de predicción de peligro de aludes por unidades físicas (cuencas y macizos). Precisamente, las aportaciones de esta tesis deberían concretar los patrones de distribución espacial de los episodios de aludes a escala regional; es decir, a la misma resolución espacial contemplada en los boletines de predicción. Las conclusiones deben ayudar a delimitar mejor los dominios nivoclimáticos del Pirineo Oriental y a adecuar la implementación de los planes territoriales de actuación de Protección Civil (Pla Allaucaat en interior.gencat.cat) en función de la frecuencia e intensidad del peligro y de las regiones potencialmente afectadas.

El área de estudio corresponde aproximadamente al tercio oriental de los Pirineos, administrativamente el sector que compete a la Comunidad Autónoma de Catalunya. Supone un área de aproximadamente 5000 km² donde se han identificado y cartografiado 17518 zonas de aludes (Oller et al., 2006).

I.1 OBJETIVO GENERAL Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS

El objetivo general se resume en identificar los regímenes niveoavalanchosos del Pirineo Oriental, sus variaciones espaciales y su variabilidad temporal.

La identificación, distribución espacial y variabilidad temporal de los regímenes niveoavalanchosos se va basar en la consecución de los siguientes objetivos específicos:

a) obtención de los patrones sinópticos que generan episodios de grandes avalanchas de forma espontánea (MACs), potencialmente aludes catastróficos, y su relación con los patrones de circulación atmosférica de baja frecuencia Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) y Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

b) identificación de las estratigrafías del manto nivoso que caracterizan situaciones de inestabilidad en que ocurren las avalanchas, ya sea de forma espontánea en episodios de grandes aludes, ya sea por sobrecarga, generalmente al paso de una o más personas, provocando la mayor parte de los accidentes mortales.

c) la relación existente entre estratigrafías del manto nivoso y los parámetros meteorológicos diarios, distintos entre regiones, y que definen los distintos nivoclimas, los cuales rigen la evolución del manto nivoso, tanto cuantitativamente (espesor y extensión), como cualitativamente (propiedades físico-mecánicas de su estratigrafía) y dan cuenta de las condiciones de inestabilidad y consecuente actividad de aludes..

I.2 ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA

En los Pirineos el crecimiento del turismo en las últimas décadas se ha traducido en un aumento de la construcción de viviendas, mantenimiento de carreteras de montaña durante el invierno y una propagación de las infraestructuras asociadas. Además, se están ampliando estaciones de esquí que van estrechamente ligadas a un modelo de explotación económica basado en la construcción *in situ* de viviendas de segunda residencia, complejos hoteleros y servicios de ocio asociados. En consecuencia, aumenta el riesgo por aludes, ya que la proliferación de elementos socio-económicos expuestos a las avalanchas incrementa la vulnerabilidad del sistema. El número de personas fallecidas por aludes ha ido creciendo hasta la década del 2010; entre 1989-90 a 2014-15 el total de víctimas mortales asciende a

173 en el conjunto de los Pirineos (Martínez y Oller, 2004; García-Sellés et al., 2010), un promedio de entre 6 y 7 por año. La inversión en medidas de protección en Cataluña entre 1995-2004 se ha evaluado en aproximadamente 10 M €, a partir de la información recogida en el Informe Ejecutivo “Riskcat. Els Riscos naturals a Catalunya” (Vilaplana y Payàs, 2008), y otros 10 M € en Andorra (comunicación J.F Meffre).

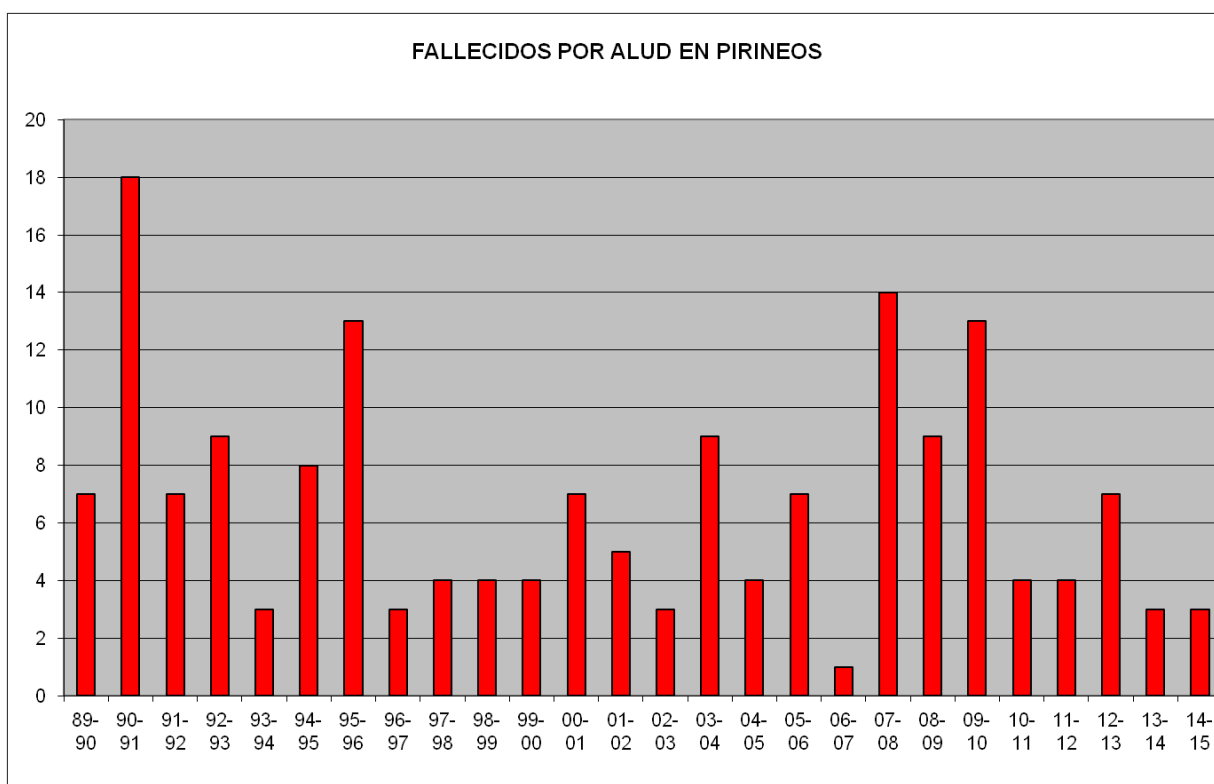


Fig. 1.1. Evolución del número de víctimas mortales por alud en el conjunto de los Pirineos entre las temporadas invernales 1989-89 y 2014-15 (España, Francia y Andorra). El número total de fallecidos asciende a 173 en 26 temporadas con una media de 6,7 por año. (Fuente de datos: SOS Navarra, MétéoFrance, Centre d'Estudis de la Neu i la Muntanya d'Andorra, Leo Cuchí, Asociación para el Conocimiento de la Nieve y los Aludes, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya).

Los estudios sobre las condiciones en que se generan aludes en los Pirineos son muy pocos, y por lo general tratan de casos espacio-temporales muy específicos. Por lo tanto, esta tesis es una nueva línea de investigación sobre el manto nivoso y la actividad de aludes en el Pirineo Oriental. En este sentido, Hägeli (2004) en las conclusiones de su tesis sobre actividad de aludes y estratificación del manto nivoso en Canadá apunta a la necesidad de utilizar nuevos índices nivometeorológicos para la identificación de procesos inestabilizadores del manto nivoso, a la necesidad de definir nuevos regímenes de actividad

de aludes en otros macizos para avanzar en las metodologías de identificación, a profundizar en el papel que juegan patrones atmosféricos de baja frecuencia en la evolución del manto nivoso; todos ellos aspectos que se van a desarrollar en la presente tesis.

Respecto a las relaciones entre avalanchas, condiciones meteorológicas y el clima de periodo invernal, se han estudiado a fondo desde la década de los 80 en los Estados Unidos y Canadá, a partir de pioneros como LaChapelle (1966), Schaerer (1986) y Armstrong y Armstrong (1987). Posteriormente, se han enfocado dichos estudios a partir de la relación con patrones de circulación atmosférica regional (Fitzharris, 1981; Mock, 1996). Más recientemente, Birkeland et al. (2001) han hecho hincapié en que las diferencias en la actividad de avalanchas en diversas condiciones atmosféricas se pueden observar incluso en puntos ubicados en un mismo contexto nivoclimático. En sus conclusiones destaca que la topografía local explica los diferentes efectos de los patrones sinópticos en la generación de avalanchas. El mismo enfoque se ha aplicado en los Alpes suizos por Hächler (1987), distinguiéndose patrones de circulación generadores de avalanchas diferenciados para el norte y el sur de los Alpes. Se centró tanto en factores geográficos, tales como la distancia al mar y la disposición de las alineaciones montañosas, como en factores dinámicos, tales como las direcciones de flujo en niveles altos de la troposfera. En los Alpes franceses, Villecrose (2001) mostró la dificultad de comparar entre sí situaciones catastróficas de avalanchas desde un punto de vista únicamente cuantitativo (daños, número de víctimas mortales y el espesor de la nieve fresca); el autor concluye que dichos parámetros no son suficientes y es fundamental incluir también el contexto del manto nivoso y el meteorológico.

Respecto a los Pirineos, los trabajos son muy escasos. Un intento de explicar las avalanchas extremas de la crisis de 1996 por medio de una aproximación sinóptica ha sido realizado por Esteban et al. (2002, 2007). Una primera clasificación de los patrones sinópticos que generan grandes avalanchas en el Pirineo Oriental es la propuesta por García-Sellés et al. (2007), pero en el estudio no se utilizó ningún método estadístico para la generación de grupos, sino una clasificación manual. Debido a la falta de una clasificación objetiva de situaciones atmosféricas causantes de grandes avalanchas en los Pirineos, esta tesis aborda el tema e identifica una serie de patrones sinópticos a partir de un análisis de componentes principales (PCA) de los valores de la altura geopotencial de la presión de 500 hPa.

Ya que se comprueba una gran variabilidad espacial en la actividad de avalanchas provocada por los patrones sinópticos identificados, esta tesis continuará con la descripción de la relación entre los patrones atmosféricos de baja frecuencia (índices NAO y WeMO) que controlan los tipos sinópticos obtenidos, con los episodios de grandes avalanchas

registrados en el Pirineo Oriental, contemplado a escala regional. Diversos estudios han encontrado una relación estadísticamente significativa entre la variabilidad temporal de la circulación atmosférica a escala sinóptica y la variabilidad de los patrones de circulación de baja frecuencia a escala hemisférica (Fraedrich, 1994; Stefaniki et al., 1998; Pozo-Vázquez et al., 2005). De aquí el interés en observar la relación existente en el Pirineo Oriental entre la actividad de avalanchas y la variabilidad de los patrones de circulación de baja frecuencia. El WeMO y la NAO son los dos patrones de circulación atmosférica a escala hemisférica que controlan la variabilidad interanual de la precipitación en la fachada oriental de la península Ibérica (Martín-Vide y López-Bustins, 2006; López-Moreno y Vicente-Serrano, 2007).

La relación entre avalanchas y el índice NAO ha sido analizada en distintas zonas de Europa, por Keylock (2003) en Islandia y Jomelli et al. (2007) en los Alpes franceses, ya que la NAO determina considerablemente el comportamiento de la temperatura, la precipitación y el viento en Europa (Hurrell, 1995; Beniston y Rebetez, 1996). El interés de conectar episodios de avalanchas y este patrón de baja frecuencia radica en su aplicación en el campo de la predicción de avalanchas: el índice NAO resulta ser razonablemente predecible para el invierno próximo a medio plazo con unos aceptables niveles de fiabilidad (Jones et al., 1997).

La fase positiva de la NAO está asociada al cinturón de altas presiones sobre las Azores que cubre la península Ibérica, a menudo extendiéndose hacia Centroeuropa. A su vez, las familias de bajas presiones se sitúan sobre el Atlántico Norte. Índices con valores positivos indican circulación zonal, es decir, circulación atmosférica del oeste que induce precipitación más al norte de los Pirineos. En el caso contrario, valores negativos, las bajas presiones transitan más al sur de lo habitual debido al debilitamiento de las altas presiones de las Azores; ello facilita que los vórtices crucen sobre la península Ibérica y sean más probables las nevadas. Es conocido que existe una correlación positiva entre la precipitación mensual y el índice NAO en muchas zonas de Europa occidental, como los Alpes (Quadrelli et al., 2001) y el noroeste de la península Ibérica (García et al., 2005). No obstante, la correlación entre el índice NAO y la precipitación invernal en buena parte de los Pirineos es negativa (Martín-Vide et al., 1999). En la mayoría de los eventos simultáneos de precipitaciones intensas y vientos fuertes que afectan el noreste de la península Ibérica, y por ende el Pirineo Oriental, la localización de tales depresiones se sitúa al sur de los Pirineos (un 87,5% de los casos) (Campins et al., 2007) y suelen concentrarse en fases negativas de la NAO.

Es sabido que en décadas recientes el índice NAO ha mostrado una tendencia creciente en su fase positiva (Gillet et al., 2003). La mayoría de escenarios de cambio climático sugieren que durante las próximas décadas va a predominar la fase positiva de la NAO (Hurrell, 2003). Cambios en los patrones de circulación atmosférica implicarían cambios en las condiciones meteorológicas desencadenantes de grandes avalanchas. De qué manera puede afectar a la actividad de avalanchas un predominio de fases positivas de la NAO es un tema de interés por su repercusión en la seguridad de bienes y personas. En este sentido, Furdada (2006) concluye que quizás continuarán ocurriendo episodios de grandes avalanchas ya que, al menos, los episodios de precipitación extrema no decrecerán. No obstante, cualquier predicción sobre avalanchas basada en la evolución de patrones atmosféricos de baja frecuencia debe primero tener en cuenta cual es la naturaleza de la relación entre ambos procesos. Este es precisamente uno de los objetos de estudio de la presente tesis.

Además de la NAO, otro patrón de baja frecuencia que se considera en esta tesis en su relación con grandes avalanchas es el WeMO. Este es un patrón regional de teleconexión de reciente formulación (López-Bustins, 2007). Justifica razonablemente la variabilidad de la precipitación en las áreas de la península Ibérica más cercanas al Mediterráneo, donde la influencia de la NAO se debilita (caso del sector de Catalunya, donde se encuentra el Pirineo Oriental). La precipitación muestra una buena correlación negativa con este nuevo patrón. Además, el efecto de los procesos estratosféricos y su influencia en el índice WeMO se ha demostrado que es importante. La variabilidad de la estratosfera en el Polo Norte es detectada en superficie por el índice de la Oscilación del Artico (AOi). Cuanto más fuerte y frío es el vórtice polar, más positivo es el AOi. El AOi está correlacionado de forma significativa y con signo negativo con el WeMOi. Así, un mayor vórtice polar estratosférico a corto plazo implicaría una mayor probabilidad de precipitación torrencial en la zona de Catalunya (Martín-Vide y López-Bustins, 2006; López-Bustins, 2007). Estudiar en esta tesis la relación del WeMOi con episodios de grandes avalanchas en el Pirineo Oriental se justifica por el hecho de mostrar una clara relación con la precipitación en dos zonas contiguas a la zona de estudio: la cuenca del Ebro y la costa mediterránea (González-Hidalgo et al., 2009). Su fase negativa puede acumular grandes cantidades de precipitación en el Pirineo Oriental, por tanto, intensas nevadas en invierno y aumento del peligro de avalanchas espontáneas.

Según la bibliografía existente, cada región avalanchosa se caracteriza por un nivoclima que le confiere unas particularidades en la actividad de avalanchas. Estos nivoclimas se definen por unas condiciones meteorológicas predominantes y del estado del manto nivoso que acaban generando una determinada dinámica de avalanchas (McClung y

Tweddy, 1993; Mock, 1995; Mock y Birkeland, 2000). No obstante, estudios posteriores procedentes del ámbito de la predicción de avalanchas puntualizan que las variables nivoclimáticas (valores estadísticos del estado de la atmósfera y del manto nivoso) no son suficientes para explicar y justificar la actividad de avalanchas. Son las variaciones meteorológicas diarias y no las variables nivoclimáticas las que determinan la evolución de la estratigrafía del manto nivoso, la formación de capas de nieve de granos poco cohesivos y otras fuentes de inestabilidad como escarcha, nieve granulada o interfaces sobre costras de rehielo (Hägeli y McClung, 2003 y 2007; Moner et al., 2008). En un proceso de evolución conceptual, se introduce el término régimen avalanchoso invernal (*avalanche winter regime*; Hägeli, 2004) para describir la dinámica de avalanchas observada durante una temporada invernal. La descripción de un régimen avalanchoso invernal debería incluir información sobre la tipología de capas débiles del manto nivoso y su relación con la actividad de aludes observada. La clave para la predicción de avalanchas es la comprensión de la secuencia de eventos nivometeorológicos que van modificando la estabilidad del manto nivoso y generan condiciones favorables para el desencadenamiento de avalanchas, bien ante un aumento de la sobrecarga, bien ante un debilitamiento de la resistencia interna. Una región nivoclimática debería caracterizarse por un predominio temporal de un determinado régimen avalanchoso invernal. No existe ningún estudio científico publicado que defina las regiones nivoclimáticas del Pirineo, y menos aún el predominio temporal ni la distribución espacial de los regímenes avalanchosos invernales. Esta es una de las finalidades de la tesis propuesta.

En definitiva, esta tesis responde a una necesidad no satisfecha en el campo de la predicción de aludes en nuestro país. Actualmente, la predicción regional de avalanchas en Catalunya se elabora para 7 zonas en que se ha dividido el Pirineo, atendiendo a la evolución del manto nivoso y a la actividad de aludes, a partir de la experiencia y percepción de los predictores a lo largo de 25 años. El objetivo de la tesis es ofrecer una visión científica de los patrones regionales del manto nivoso y de las condiciones atmosféricas que generan la actividad de avalanchas, desde el campo de la climatología analítica y sinóptica.

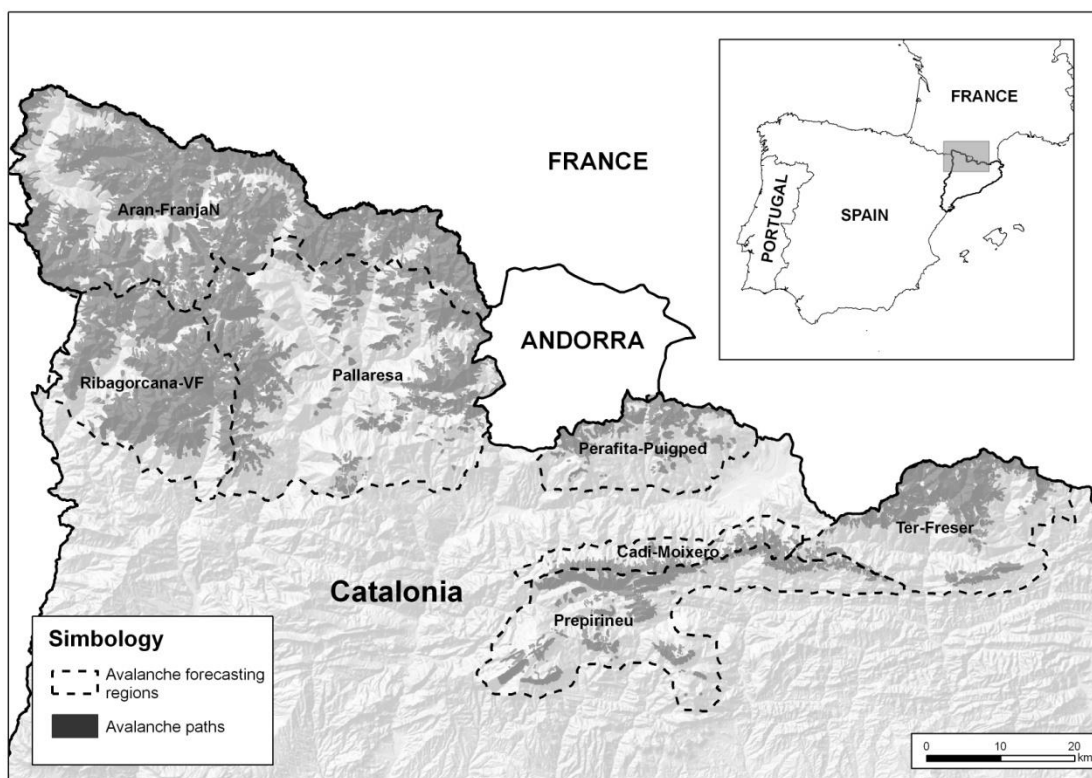


Fig. 1.2. Localización de la zona de estudio, Pirineo Oriental, y subdivisión empírica en 7 zonas de predicción de aludes, llamadas regiones de avalanchas. De oeste a este, Aran-Franja Nord de la Pallaresa (AR), Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL), Perafita-Puigpedrós (PP), Cadí-Moixeró (CM), Prepirineu (PR) y Ter-Freser (TF). Las áreas susceptibles de ser afectadas por avalanchas aparecen en sombreado oscuro.

I.3 HIPÓTESIS Y METODOLOGÍA

Se parte de la premisa de la existencia de tres zonas nivoclimáticas (*snow climate*) en el Pirineo Oriental: una oceánica, una continental o de transición y una mediterránea. Este punto de arranque proviene del análisis de la evolución meteorológica, del estado del manto nivoso y de la actividad de aludes de varias temporadas invernales (García-Sellés et al., 2007). No puede considerarse una clasificación científica ya que no se ha aplicado ningún análisis estadístico a los datos nivometeorológicos. No obstante, se han observado tres dominios climáticos que afectan al desarrollo del manto nivoso (oceánico, continental o de transición y mediterráneo). En el sector oceánico (Arán y extremo norte del Pallars Sobirà y Alta Ribagorça) las nevadas son moderadas, regulares, y provocan seguidamente alta actividad de aludes naturales, concentrándose en este sector la máxima actividad de avalanchas del Pirineo Oriental. En el sector continental o de transición (cuenca de la

Noguera Pallaresa y sectores de la cuenca del Segre) la precipitación nivosa desciende; el manto nivoso suele ser de poco espesor, lo que favorece un fuerte gradiente térmico interno entre la base siempre cercana a cero grados y la superficie, muy enfriada por procesos de irradiación. En estas condiciones, se forman capas de nieve internas inestables con granos facetados, sobre las cuales descansan placas de nieve venteada, persistiendo estas estructuras inestables a lo largo de la temporada en orientaciones sombrías. Esta estratificación propicia actividad de aludes por sobrecarga accidental, es decir, al paso de una o más personas. La influencia marítima del Mediterráneo afecta la cuenca del Ter, del Llobregat y parte de la cuenca oriental del Segre mediante nevadas intensas pero poco frecuentes debido a la ciclogénesis mediterránea. El viento predominante es del norte, *tramuntana*, y alguna racha excede casi anualmente los 200 km/h debido a la formación de una persistente baja en el golfo de León a sotavento de los Alpes marítimos, por efecto de un dipolo orográfico. El manto nivoso es de poco espesor y de gran irregularidad; alternan estructuras del manto muy estables, por presencia de costras de rehielo gruesas, con estructuras más inestables, formadas por placas de viento sobre capas de granos facetados, aunque muy localizadas en sectores sombríos (García-Sellés et al., 2010).

La hipótesis de partida es que cada zona nivoclimática se ha de caracterizar por un comportamiento propio del manto nivoso que explique las diferencias regionales observadas en la actividad de aludes. Se pretende demostrar la existencia de distintos patrones de manto nivoso. La siguiente hipótesis es que dichos mantos nivosos han de ser resultado de distintas condiciones meteorológicas entre las zonas nivoclimáticas, las cuales deben ser definidas. Estas condiciones meteorológicas pueden ir degradando la estabilidad del manto nivoso hasta no soportar la sobrecarga ejercida por un episodio meteorológico (nevada, lluvia, viento, calor) que desencadene un ciclo de aludes mayores, y, por tanto, siguiente hipótesis, deben existir distintas situaciones atmosféricas detonantes de grandes aludes con distinta afectación territorial, ya que la ocurrencia de grandes aludes no es concomitante en el tiempo entre las distintas regiones. Dichas situaciones deben ser definidas.

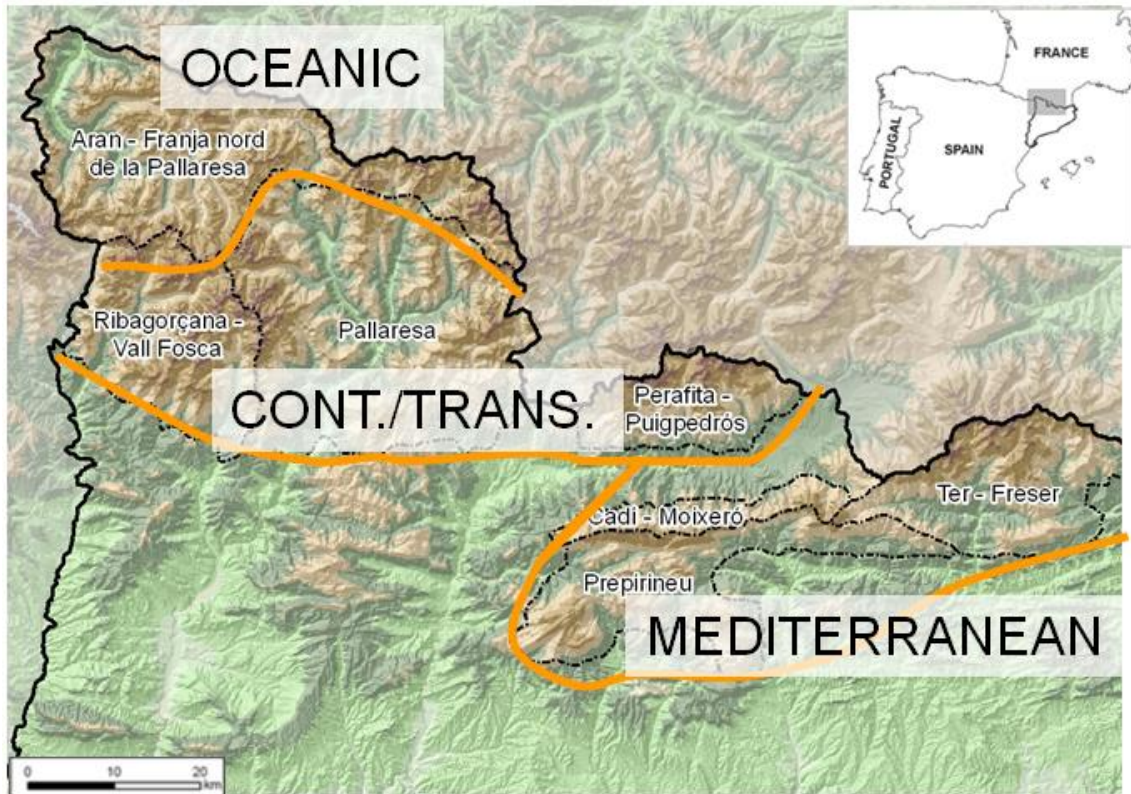


Fig.1.3. Dominios climáticos en el Pirineo Oriental. En el dominio mediterráneo se encuentran las regiones de avalanchas Ter-Freser (TF), Prepirineu (PR) y Cadí-Moixeró (CM); en el dominio oceánico la región Aran-Franja Nord Pallaresa (AR); en la zona central de dominio continental o transicional se incluyen las regiones Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL) y Perafita-Puigpedrós (PP).

Las condiciones meteorológicas, los patrones de manto nivoso y las situaciones sinópticas desencadenantes de grandes aludes deben definir los distintos regímenes de aludes (*avalanche regimes*) existentes en el Pirineo Oriental. Para conseguir este objetivo se propone el siguiente flujo metodológico (Figura 1.4). El proceso a seguir comienza con la determinación de la ocurrencia de episodios de grandes avalanchas y su mejor ajuste a leyes de distribución de frecuencias. A continuación se procede a identificar las situaciones sinópticas desencadenantes de grandes avalanchas mediante un análisis de componentes principales de la topografía de 500 hPa y otros análisis de varianzas. Se establece la relación de los tipos sinópticos hallados con los patrones atmosféricos de baja frecuencia (NAO, WeMO) mediante pruebas de estadística no paramétrica (comparativas de poblaciones, de pares de muestras, correlaciones de Pearson, correlaciones de Spearman) y se aplicarán análisis de tendencias temporales en la evolución de patrones atmosféricos de baja frecuencia relacionados con avalanchas. Dado que parte de la causa de la actividad de aludes no se limita a las condiciones meteorológicas del día del desencadenamiento, se caracterizan las condiciones climáticas de los días previos mediante análisis de percentiles

combinados de la temperatura y la precipitación. Previamente se habrán preparado series meteorológicas de alta montaña, a las que se aplicarán controles de calidad, procesos de homogeneización y relleno de lagunas. Se relaciona el comportamiento climático de los días precedentes a la actividad de aludes con las transformaciones que sufre la estructura del manto nivoso. Para ello se analiza el comportamiento de las variables del manto que dan cuenta de las condiciones de inestabilidad (análisis multivariante) observando las relaciones de dependencia entre ellas; se determina cuáles son discriminantes y se utilizan como criterios de clasificación para definir distintos tipos de mantos nivosos en función la superación o no de umbrales de valores (análisis de medidas de posición) por parte de dichas variables, especialmente las relacionadas con la inestabilidad mecánica y estructural del manto nivoso.

Para relacionar los datos meteorológicos con los nivológicos, se analiza la influencia de la variabilidad de la precipitación y la temperatura mediante el uso de cuantiles de temperatura y precipitación y su distribución en los días previos a un episodio de grandes avalanchas y de accidentes por avalanchas, y así entender mejor la evolución temporal de la estructura del manto y su capacidad de desencadenar avalanchas. Para ello, se definen cuatro modos de combinación de temperatura y precipitación, que son frío/seco (CD), frío/húmedo (CW), cálido/seco (WD) y cálido/húmedo (WW) a partir del uso combinado de cuantiles de ambas variables. Esta metodología ha sido usada por Beniston et al. 2011 para caracterizar la duración del manto nivoso y su espesor en los Alpes, ya que los modelos climáticos no reproducen satisfactoriamente algunas características del manto nivoso. Estos modos se han identificado a escala diaria para evaluar la relación entre la actividad de grandes avalanchas y avalanchas accidentales y la evolución meteorológica, no sólo del día de la actividad de avalanchas (efecto desencadenante) sino durante la secuencia de días previos, que es cuando el manto nivoso va sufriendo los metamorfismos que lo van a dejar en un estado más o menos sensible al desprendimiento (efecto degradante). Finalmente, se compara la evolución en el tiempo de los cuatro modos en el Pirineo Oriental con la evolución acaecida en los Alpes suizos, a fin de observar cuál es la frecuencia temporal de los días CD, CW, WD y WW en las últimas décadas en relación a las condiciones de cambio climático en montaña. En este punto, es de especial interés conocer la evolución sufrida por los modos con mayor influencia sobre la actividad de avalanchas.

Para observar posibles cambios futuros en el estado del manto nivoso se analiza la sensibilidad del manto a los cambios de temperatura previstos en los principales escenarios de calentamiento climático. Se han simulado los balances de energía del manto nivoso ante distintos escenarios utilizando el modelo Cold Regions Hydrological Model (Pomeroy et al.

2007) donde se han introducido los datos nivometeorológicos registrados en estaciones de alta montaña.

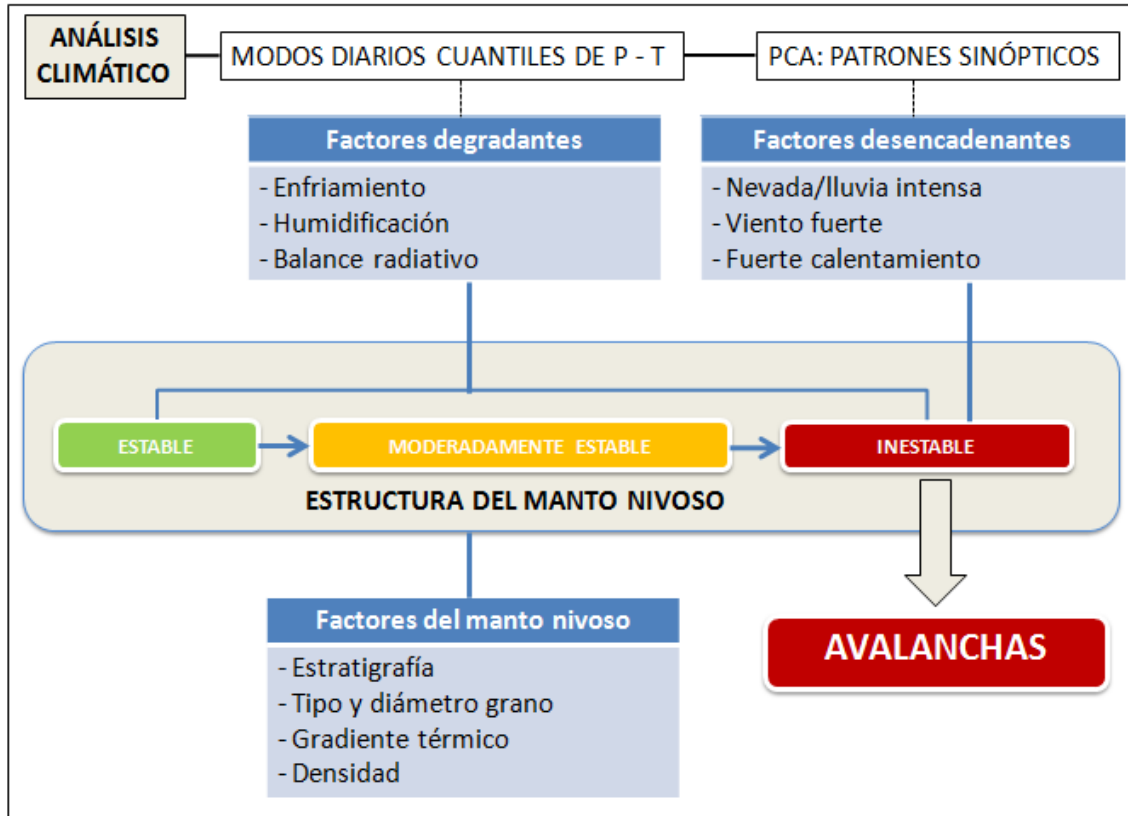


Fig. 1.4. Flujo metodológico de la tesis. Diagrama de interrelación entre las condiciones del manto nivoso que conllevan a escenarios de aludes, los procesos atmosféricos que rigen la evolución de la estabilidad del manto y el método de análisis climático propuesto, basado en estadística multivariante (patrones de circulación atmosférica sinópticos y de baja frecuencia) y estadística descriptiva (cuantiles de precipitación y temperatura, medidas de dispersión de variables del manto nivoso).

El tipo de dato, su origen, longitud de las series y metodología empleada se detalla en cada uno de los artículos que componen los Capítulos 1, 2, 3 y 4.

I.4 REFERENCIAS

Armstrong, R.L., Armstrong, B.R. 1987. Snow and avalanche climates of the western United States: a comparison of maritime, intermountain and continental conditions. International Association of Hydrological Sciences Publication 162, 281–294.

Beniston, M., Rebetez, M. 1996. Regional behaviour of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 53. Springer-Verlag, 231–243.

Beniston, M., Uhlmann, B., Goyette, S., and López-Moreno, J.I. 2011. Will snow-abundant winters still exist in the Swiss Alps in an enhanced greenhouse climate? *International Journal of Climatology*, 31, 1257-1263.

Birkeland, K.W., Mock, C.J., Shinker, J.J. 2001. Avalanche extremes and atmospheric circulation patterns. *Annals of Glaciology* 32, 135–140.

Campins, J., Aran, M., Genovés, A., Jansà, A. 2007. High impact weather and cyclones simultaneity in Catalonia. *Advances in Geosciences* 12, 115–120.

Esteban, P., Mases, M., Martin-Vide, J. 2002. Climatologia per a la predicció d'allaus: l'allau de Les Fonts d'Arinsal, Andorra, 8 de febrero de 1996. *Horitzó* 2, 10–19.

Esteban, P., Martí, G., García, C., Aran, M., García, A., Gavaldà, J., Moner, I. 2007. Heavy snowfalls and avalanche activity over Eastern Pyrenees: a study of two extreme cases. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, 44–48.

Fitzharris, B.B. 1981. Frequency and Climatology of Major Avalanches at Roger Pass, 1909–1977, vol. 99. National Research Council, Canadian Association Committee on Geotechnical Research, Ottawa.

Fraedrich, K. 1994. An ENSO impact on Europe? *Tellus* 46A, 541–552.

Furdada, G. 2006. Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro. *Cuaternario y Geomorfología* 20 (3–4), 74–88.

García, N.O., Gimeno, L., De la Torre, L., Nieto, R., Añel, J.A. 2005. North Atlantic Oscillation (NAO) and precipitation in Galicia (Spain). *Atmósfera*, 25–32.

García-Sellés, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P. 2007. Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, 49–56.

García-Sellés, C., Peña, J.C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2010. WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 64, 137–145. doi:10.1016/j.coldregions.2010.08.003.

Gavaldà, J. García, C. 1996. La predicció del peligro de aludes en el Pirineo de Catalunya. Chacón, J. & Irigaray, C. (Eds.): "VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio". Granada, I: 605-614.

Gillet, N.P., Graf, H.F., Osborn, T.J. 2003. Climate Change and North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph*, 134. American Geophysical Union, 193–209. doi:10.1229/134GM09.

Gómez, A., Palacios, D. 1995. La investigación española sobre geomorfología de regiones frías. En "Revista de Geografía", Vol. XXIX, nº 1. Universitat de Barcelona. 113 pp

González-Hidalgo, J.C., López-Bustins, J.A., Stepanek, P., Martín-Vide, J., De Luis, M. 2009. Monthly precipitation trends on the Mediterranean façade of the Iberian Peninsula during the second half of the 20th century (1951–2000). *International Journal of Climatology* 29, 1415–1429.

Hägeli, P. 2004. Tesis: Scale analysis of avalanche activity on persistent snowpack weaknesses with respect to large-scale backcountry avalanche forecasting. The University of British Columbia. 254 pp.

Hägeli, P. and McClung, D.M. 2003. Avalanche Characteristics of a Transitional Snow Climate – Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold regions Science and Technology*, 37, 255-276.

Hägeli, P., McClung, D.M. 2007. Expanding the snow climate classification with avalanche relevant information - initial description of avalanche winter regimes for south-western Canada. *Journal of Glaciology*, 53, 266-276.

Hächler, P. 1987. Analysis of the weather situations leading to severe and extraordinary avalanche situations. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 162, 295–303.

Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676–679.

Hurrell, J.W. 2003. Climate variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. In: Holton, J., Pyle, J., Curry, J. (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pp. 439–445.

Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hetu, B., Fillion, L., Pech, P. 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology* 47, 180–192.

Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* 17, 1433–1450.

Keylock, C.J. 2003. The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland. *Geophysical Research Letters* 30, 5 (58), 1–4.

LaChapelle, E.R. 1966. Avalanche forecasting. A modern synthesis. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 69, 350–356.

López-Bustins, J.A. 2007. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Pyrenees. PhD Thesis. Department of Physical Geography and Regional Geographical Analysis, University of Barcelona. Catalonia. 184 pp.

López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, M. 2007. Atmospheric circulation influence on the interannual variability of the snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century. *Nordic Hidrology* 38 (1), 33–44.

Martín-Vide, J., Barriendos, M., Peña, J.C., Llasat, M.C., Rodríguez, R. 1999. Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España. *Análisis*, GR 67, 19–29.

Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A. 2006. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 26 (11), 1455–1475.

Martínez, P., Oller, P. 2004. Accidents per allaus a Catalunya. I Jornades Tècniques de Neu i Allaus. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, Spain, 4 pp.

McClung, D.M., Tweddy, J. 1993. Characteristics of Avalanching: Kootenay pass, British Columbia, Canada, *Journal of Glaciology*, 39 (132), 316-322.

Mock, C.J. 1995. Avalanche Climatology of the Continental Zone in the Southern Rocky Mountains. *Physical Geography*, 16 (3), 165-187.

Mock, C.J. 1996. Avalanche climatology of Alyeska, Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* 28 (4), 502–508.

Mock, C.J., Birkeland, K.W. 2000. Snow avalanche climatology of the western United States mountain ranges. *Bulletin of American Meteorological Society*, 81 (10), 2367-2392.

Moner, I., Gavalda, J., Bacardit, M., García-Sellés, C., Martí, G. 2008. Application of field stability evaluation methods to the snow conditions of the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Whistler*, 386-392.

Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García-Sellés, C. García, A. Martínez, P. 2006. The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Colorado*, 305-313.

Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Hedstrom, N.R., Quinton, W.L., Granger, R.J., Carey, S.K. 2007. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrol. Processes* 21:2650–2667.

Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S.R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M.J., Castro-Díez, Y. 2005. North Atlantic Winter SLP anomalies based on the Autumn ENSO state. *Journal of Climatology* 18, 97–103.

Quadrelli, R., Lazeri, M., Cacciamani, C., Tibaldi, S. 2001. Observed winter alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. *Climate Research* 17, 275–284.

Schaerer, P. 1986. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review*, vol. 4, n° 3, 2.

Stefaniki, G., Talkner, P., Weber, R.O. 1998. Frequency changes of weather types in alpine region since 1945. *Theoretical and Applied Climatology* 60, 47–61.

Vilaplana, J.M., Payàs, B. 2008. *Riskcat. Els riscos naturals a Catalunya*. CADS, Generalitat de Catalunya. ISBN 9788439378365. 76 pp.

Villecrose, J. 2001. Les avalanches de janvier et février 1999 dans les Alpes du Nord Françaises. *La Météorologie* 8° série, vol. 32, 11–22.

www.ign.es

www.interior.gencat.cat

1. CAPÍTULO 1: MAJOR AVALANCHE OCCURRENCE AT REGIONAL SCALE AND RELATED ATMOSPHERIC PATTERNS IN THE EASTERN PYRENEES

García-Sellés, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavaldà, J., Martínez, P., y Peña, J.C. Major avalanche occurrence at regional scale and related atmospheric patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 59, 106-108. 2009.

RESUMEN: En este artículo se ha estimado la ocurrencia de episodios de avalanchas mayores en el Pirineo Oriental (NE de la península Ibérica) mediante las distribuciones de Poisson y la binomial negativa, asumiendo que son eventos raros en términos de frecuencia. La distribución empírica se ajusta a ambas leyes, pero con un mejor ajuste a la distribución de Poisson, dado que los episodios de avalanchas mayores se suceden de forma independiente. Las diferencias observadas en la distribución espacial de los episodios, en las siete regiones de predicción de avalanchas en que se ha dividido el Pirineo, nos sugiere buscar variaciones espaciales en la relación entre la ocurrencia de los episodios y los patrones de circulación atmosférica a escala sinóptica. Mediante la aplicación de un análisis de componentes principales, se han obtenido seis patrones atmosféricos en el geopotencial de 500 hPa causantes de avalanchas mayores. A continuación, se ha calculado la desviación de la distribución de la presión de cada uno de los patrones obtenidos respecto a la distribución media de la topografía de 500 hPa durante el período invernal, para evaluar la anomalía atmosférica de cada uno de los patrones obtenidos. Los mapas de anomalías obtenidos dan también una idea del papel que juega la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en la ocurrencia de episodios de avalanchas mayores en el Pirineo Oriental. El interés de relacionar las avalanchas mayores con el índice NAO radica en el hecho de que este patrón de baja frecuencia parece ser predecible a medio plazo para el próximo invierno con un razonable nivel de confianza.

La precisión de los boletines de predicción de avalanchas debería aumentar aplicando la metodología propuesta de considerar el patrón atmosférico del día en vigor. Ayudaría a reducir la tendencia del predictor a sobreestimar el peligro de avalanchas cuando el análisis está basado en incrementos críticos de espesor de nieve reciente. Este procedimiento es especialmente adecuado para regiones donde no existen series suficientemente largas de

datos meteorológicos y del estado del manto nivoso y la predicción de avalanchas esté basada en modelos meteorológicos.



Contents lists available at ScienceDirect

Cold Regions Science and Technology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/coldregions

Major avalanches occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees

Carles García^{a,*}, Glòria Martí^a, Pere Oller^a, Ivan Moner^b, Jordi Gavalda^b, Pere Martínez^a, Juan Carlos Peña^c^a Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain^b Conselh Generau d'Aran, Vielha, Spain^c Servei Meteorològic de Catalunya, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 October 2008

Accepted 27 July 2009

Keywords:

Major avalanches

Atmospheric patterns

Principal-component analysis

Pyrenees

NAO

ABSTRACT

The occurrence of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees (NE Spain) is estimated by means of the Poisson and the negative binomial distributions, assuming that they are rare events. Occurrence fits better the Poisson distribution provided that the avalanche episodes are independent. The differences observed in the spatial distribution of major avalanche episodes, within the seven avalanche forecasting regions in which Eastern Pyrenees were divided, suggest us to look for spatial variations in the relationship between major avalanche episodes and synoptic-scale atmospheric circulation patterns. By applying principal-component analysis procedure, six atmospheric patterns leading to major avalanches were obtained at 500 hPa geopotential height. Next, the atmospheric pressure deviation of each component is calculated with respect to the average atmospheric circulation to assess the abnormality of atmospheric patterns leading major avalanches in the Pyrenees. The pressure anomaly maps give also an idea of the role that the North Atlantic Oscillation index (NAOi) plays in the occurrence of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees.

The interest of connecting major avalanche episodes with NAOi lies in the fact of this low-frequency pattern seems to be predictable at medium term for the next winter with a reasonable level of confidence. The accuracy of regional avalanche warning is expected to increase by means of the proposed methodology. It should reduce the trend to overestimate the avalanche danger level when forecasting is based on expected critical snow depth. This procedure is especially suitable for regions where long term snow-climate databases do not exist and avalanche warning is strongly supported on meteorological forecasting models.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In the Eastern Pyrenees (NE Spain), the growth of tourism in recent decades has resulted in an increase of house building, opening of mountain roads during winter, and a spread of associated infrastructures. New ski resorts are expected to be built and to be enlarged. As a consequence, exposure to natural hazards is increasing and so is the risk. The number of skiers and mountaineers killed by avalanches has grown in the last years (Martínez and Oller, 2004). Studies dealing with avalanche conditions at the Pyrenees are very scarce, and usually on very specific cases. Therefore, this article tries to open a new line of enquiry on atmospheric conditions and regional forecasting of major avalanches.

Frequently, the occurrence of rare events in meteorological phenomenon has been analysed by applying the Poisson and the negative binomial distributions (Thom, 1966; Sakamoto, 1973). Our paper applies these models to the annual probability of major

avalanche episodes, considering major avalanche episodes as a discrete natural event (Hewit, 1970). For snow avalanches, Poisson distribution has been used to model the arrival rate of avalanches (McClung, 2000), and the use of probability models for computation of design return periods, magnitudes and frequencies of avalanches has been recently reviewed (Eckert et al., 2007).

Relationships between avalanches, meteorological conditions and climate have been thoroughly studied. A lot of research in this field has been undertaken in the United States and Canada. Pioneering studies relating avalanches activity to climate in a regional scale had been performed by LaChapelle (1966), Schaerer (1986) and Armstrong and Armstrong (1987). Studies for specific sites that analyse the relationship between regional atmospheric circulation patterns and avalanche data have been undertaken by Fitzharris (1981) and Mock (1996). More recently, Birkeland et al. (2001) has emphasized that differences in avalanche activity with diverse atmospheric conditions can be observed even in sites located in a similar avalanche climate. His conclusions remark that local topography explains different effects of synoptic patterns on avalanches.

Studies developed by Hächler (1987) at the Swiss Alps take into account circulation patterns to explain major avalanches in a regional

* Corresponding author. Institut Geològic de Catalunya, C/Balmes 209-211, BCN 08006, Spain. Tel.: +34 935538426; fax: +34 935538436.
E-mail address: cgarcia@igc.cat (C. García).

scale. He differentiated circulation patterns that generated severe avalanches in the Northern and Southern Alps. He focused on both, geographical factors such as distance from the nearest sea, mountains disposition, and dynamic factors such as the direction of the upper-level airflow. Villegrose (2001) showed the difficulty of comparing major avalanche situations when studying the main catastrophic crises in the French Alps. His study tries to define and to compare extreme situations by means of quantitative avalanche activity, damages, number of fatalities and depth of fresh snow. He concludes that those parameters are not enough and snow and weather context must be also included.

There are few works focused on the Pyrenees. An attempt to explain extreme avalanche events during the 1996 crisis by means of a synoptic approximation has been performed by Esteban et al. (2002, 2007). Classifications of synoptic patterns producing major avalanches in the Eastern Pyrenees have been proposed by García et al. (2007), but the study does not use any statistical method for clustering.

The purpose of this study is to contribute to better understand the occurrence of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees and their relation with atmospheric circulation patterns by means of statistical methods. First of all, we have tested whether major avalanches episodes might be considered rare events such as hail days or, for instance, snowing days at sea level in the Mediterranean climate context. Different statistical models have been applied to describe the observed distribution of major avalanches episodes in the Pyrenees. Second, multivariate statistical analyses have been used to determine which synoptic situations are responsible for major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees. As the final aim is to minimize avalanche hazard, to demonstrate links between NAO and snow avalanching in the Pyrenees could be a helpful tool to advance in the predictability of critical situations when there are not enough meteorological data to base avalanche forecasting on new snow depth return periods (Schweizer et al., 2008).

2. Study area

The Pyrenees constitute a mountainous system extending about 450 km from the Atlantic Ocean (west) to the Mediterranean Sea (east). They rise at the isthmus that links the Iberian Peninsula with the rest of the Euro Asiatic continent. The Eastern Pyrenees lie within the Spanish border and are 146 km long, with a width varying from 19 km to 52 km and diminishing towards the east. Highest elevations reach 3000 m, but at the study area elevation is mostly between 2500 and 3000 m. The timber line is located between 2100 and 2400 m approximately. The highest mountain villages are located up to an elevation of 1500 m. The highest winter opened roads reach 2300 m and 9 alpine ski resorts are over 1500 m altitude.

The Eastern Pyrenees is divided into 7 regions attending to the avalanche activity and snow conditions (Fig. 1). Avalanche coerture is shown by means of the shading, which corresponds to the area occupied by avalanche paths (Oller et al., 2006). These avalanche forecasting regions are the empirical result of 15 years of avalanche forecasting since long term databases do not exist. Criteria to define these forecasting regions are based on different topographical conditions such as aspect and height difference of the avalanche paths which influence the snow cover conditions and avalanche activity.

Three climatic zones can be defined for the Eastern Pyrenees (García et al., 2007). The northwest part of the Eastern Pyrenees shows a humid ocean climate as the main river basin drains to the Atlantic Ocean through France. Precipitation is abundant and annual amounts do not vary strongly year to year. The total amount of fresh snow at 2200 m height is about 500–600 cm per year. Frequent and moderate snowfalls lead to high avalanche activity, and this area is where the maximum natural avalanche activity takes place. Precipita-

tion linked to oceanic air masses diminishes quickly towards the south. So, in the central region climate gains continental characteristics towards the south and east. Winter precipitation reduces being the winter the driest season and snow precipitation increases in the equinoctial seasons. Interannual variability of precipitation increases. The total amount of fresh snow at 2200 m height exceeds slightly 250 cm per year. Predominant winds come from north and northwest, often with gusts over 100 km/h. Snow cover depth is scarce, unstable structures persist on shadow slopes and wind slabs are frequent. In the most eastern part of the Eastern Pyrenees oceanic influence disappears completely and the Mediterranean Sea influence plays a significant role, resulting in heavy, but infrequent snowfalls, due to lows centred on the Mediterranean Sea blowing very humid, maritime flow from the east. Interannual variability of snowfalls is very high. The total amount of fresh snow at 2200 m height is about 350–450 cm per year. Predominant winds come from north (*mistral* or locally *tramuntana*) and maximum gusts sometimes exceed 200 km/h at 2200 m height due to the formation of a persistent low in the lee-side of the Alps over the Lion Gulf. Snowpack distribution is highly variable and wind expose slopes are commonly snow free above timber line due to the persistent wind. Hard slabs on lee sides are frequent.

Seven avalanche forecasting regions are defined attending to different behaviour of the snowcover and avalanche activity. These differences in the conditions of the snowcover and avalanche activity are due to characteristics of the terrain (Oller et al., 2006), mainly, average elevation and aspect of the avalanche paths. These seven regions of the Eastern Pyrenees at the Spanish face are, from west to east: *Aran-Northern border of Pallaresa (AR)* with oceanic conditions; *Ribagorçana-Vall Fosca (RF)*, *Pallaresa (PL)*, *Perafita-Puigpedrós (PP)*, *Cadí Moixeró (CM)* with continental conditions; *Pre-Pyrenees (PR)* and *Ter-Freser (TF)* with Mediterranean influence. The regions are used to define specific warning avalanche bulletins.

3. Data

We use two data sets of major avalanche episodes for different purposes. A major avalanche episode is defined as the occurrence interval of time (minimum one day is considered) of at least one major avalanche registered. Episodes of exclusively major avalanches triggered by explosives have been rejected. We have considered major avalanches in a wide sense, as defined by Schaerer (1986), avalanches larger than usual, arriving to the bottom of the valley, destroying mature forest or damaging structures. All avalanches travelled further than 1000 m from the starting zone to the run out zone.

The first data set consists of major avalanches episodes ($N=39$) from 1970–71 to 2007–08 winter seasons (38 winters). These data are used to calculate the annual theoretical probability of registering one or more major avalanches episodes per year for each avalanche forecasting regions. An annual dating resolution of the major avalanche episodes is enough for this analysis. Data have been collected by the Geological Institute of Catalonia (IGC) in the framework of the avalanche forecasting and cartography project. The main drawback is the lack of meteorological and avalanche observations in high-mountain in the Eastern Pyrenees, before the avalanche surveying and warning began in 1989. This is why an essential part of this work is to look for major avalanche events in the past, it means, dating and localizing. Hence, a research project called ALUDEX, founded by the Spanish Ministry of Technology and Education was the basis for identifying and dating evidence from past avalanche events by means of the morphology of the rings and damages in the timber (Muntán et al., 2004). In this way, some avalanches episodes at annual resolution and their spatial extent were identified in the Eastern Pyrenees.

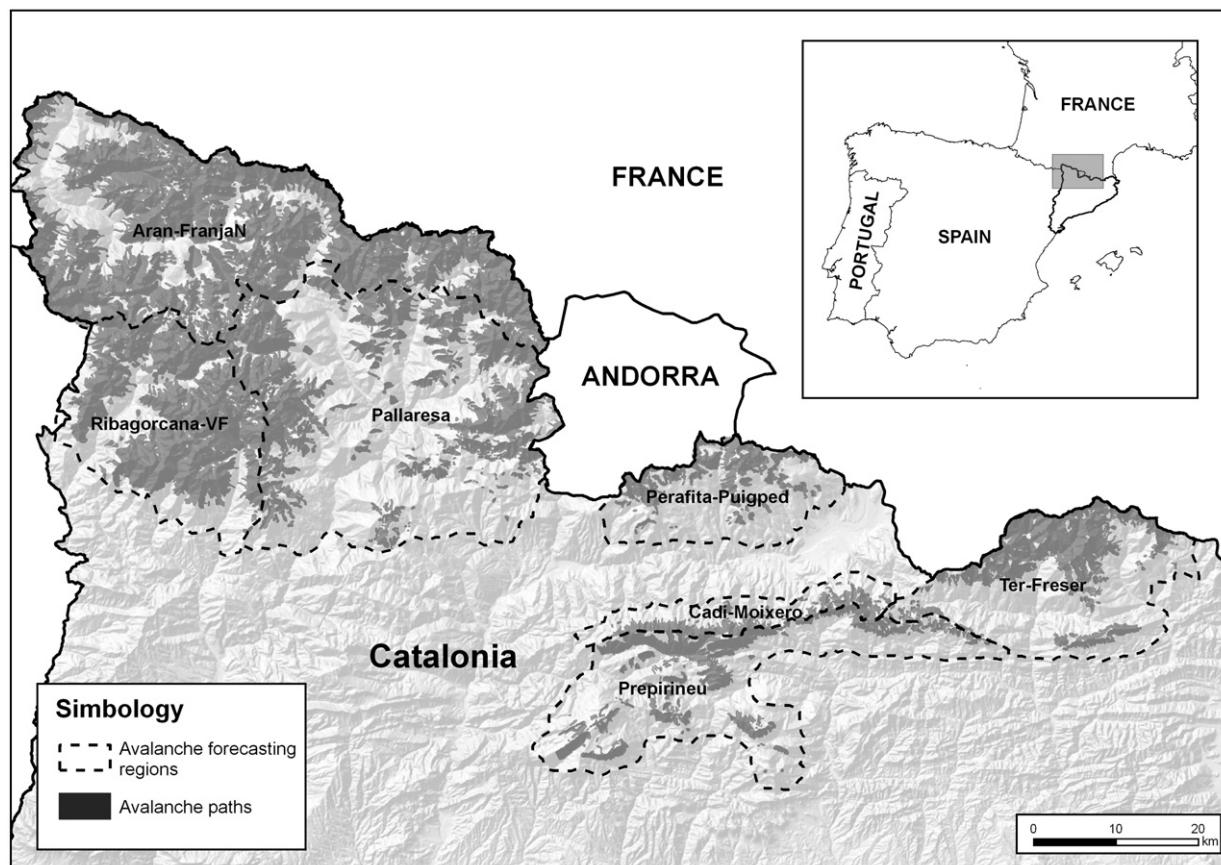


Fig. 1. The Eastern Pyrenees location. The area of study has been divided into seven avalanche regions. Avalanche paths surface is also shown.

In addition to annual resolution, major avalanches have been systematically dated at a daily resolution from 1996 until present. In 1996 the Nivometeorological Observers Network (NIVOBS) of the IGC began a winter surveillance making transects every day to report snow conditions and avalanche events. All the episodes have been dated and mapped by systematic observations in all seven regions from 1996 by means of helicopter flights. Monthly or weekly resolution on avalanche dating exists from 1989 to 1996. Before 1989, avalanche dating is scarce and without continuity and data comes from enquiries to inhabitants; annual and monthly resolution prevails.

A second database consisting of major avalanche episodes ($N = 25$) dated at daily resolution from 1970–71 to 2006–07 winter seasons is used to link with atmospheric patterns. Regarding circulation patterns that lead to major avalanches episodes, daily atmospheric circulation data at synoptic scale, comprised from 1970–71 to 2006–07 winter seasons, have been selected from the NCEP-NCAR reanalysis data (Kalnay et al., 1996) by using maps of 500 hPa geopotential height. This atmospheric level involves a strong time inertial component, which usually concatenates certain weather regimes well-known at surface level in the Pyrenees (Romero et al., 1999; Esteban et al., 2005). The lack of daily meteorological database recorded on the ground in high-mountain lead us to decide to analyse the 500 hPa geopotential height maps for the position of troughs and ridges, general flows, cut-off lows, dynamics and thermal anticyclones, which control the weather at synoptic scale and affects the evolution of the snow cover. The obtained daily series of geopotential height values in meters (gpm) at 500 hPa topography comprise from 1970–71 to 2006–07 winter seasons. The grid ranges from 70° to 30° latitude N and from 30°W to 20°E longitude with a spatial resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, that defines the North Atlantic-Western Europe zone. We applied principal-component analysis (PCA) in the T-mode data matrix to this data-set in order to relate circulation patterns and major avalanche episodes.

The second database corresponding to daily dated major avalanche episodes is used also to look for links between avalanching and several NAO indices. In this case, the time period contains one less winter (1970–71 to 2005–06, $N = 22$) as we only dispose of NAO data until May 2006. A monthly NAOi is calculated for that period from the normalized pressure difference between Reykjavik and Gibraltar from December to March. Data was obtained from Jones et al. (1997). Keylock (2003) proposes a new NAO index that cumulates consecutive positive values of NAOi monthly called cumulative NAO index (CNI) since he demonstrates that this new index is a better predictor of avalanching in Iceland than the actual definition of NAOi. From the NAOi monthly values, we have calculated a negative CNI.

In addition to major avalanche episodes, major avalanche events are also treated in this part of the study to reinforce the relationship between avalanching and NAOi. A major avalanche event is a spontaneous avalanche releasing that has been located and dated, while an avalanche episode gathers the whole avalanche activity occurred in a period of several days. Therefore, we know very probably the real number of major avalanche episodes (22) comprises between 1970–2006, but not the whole avalanche events (at least 241) since they depend of the density of the observation network, which has grown over time. Hence, we must be cautious when dealing with avalanche events.

4. Methodology

Major avalanches episodes are counted ($N = 39$) from 1970–71 to 2007–08 winter seasons (38 winters). In order to find out which of the theoretical probability distribution fits major avalanche episode occurrence, we used the Kolmogorov-Smirnov test with critical values of the Lilliefors test, at the 0.05 level of significance, to investigate whether the Poisson or the negative binomial distribution

are adequate for the occurrence of annual major avalanche episodes. The Poisson distribution is used for rare events. In Statistics these events are those that have a low probability or are unlikely to occur. The probability function for the Poisson distribution is given by:

$$f(x) = \lambda^x \frac{e^{-\lambda}}{x!} \quad (1)$$

where λ is the population mean and x is the number of events.

The negative binomial probability function is more suitable for most likely events which show a certain dependency among them to occur. The negative binomial probability function is given by:

$$f(x) = \frac{\Gamma(x+k)}{\Gamma(x+1)\Gamma(k)} \cdot \frac{p^k}{(1+p)^{k+x}} \quad (2)$$

where x is the number of events at year, and k and p are the parameters of the distribution.

We used principal-component analysis (PCA) in the T-mode data matrix in order to relate circulation patterns and major avalanche episodes. This mode is the temporal mode (time-dependent) where the variables (columns) are the dates and the cases (rows) are the grid points. The values consisted of geopotential height values in meters (gpm) at 500 hPa during the winter seasons from 1970–71 to 2006–07 from 357 grid points. The definitive number of components was decided by means of the explained variance criteria and the Scree test (Cattell, 1966). The next step was to perform an orthogonal rotation of the components by the Varimax method to allow in interpretability of the low-variance principal components and in raising their weights.

Furthermore, one new component is obtained by a negative correlation respect to the data set of another component (component 4). A coefficient of correlation respect to the components obtained by the above explained process is calculated for the 25 analyzed cases. The definitive clusters are obtained by assigning those cases into the component where the highest coefficient of correlation for each case is observed. For 23 cases, the highest correlation coefficient is a positive value. The two remaining cases show a negative maximum coefficient of correlation, which in absolute values are higher than the maximum positive value (e.g., coefficients of correlation for case number 16 are comprised between -0.603 for component 4 and 0.398 for component 1). Those remaining cases (cases 16 and 25) have the maximum coefficient of correlation (negative values) to the component 4, where it is assigned also the case number 7 (centred low synoptic situation) with a correlation coefficient of 0.829 . Of course, cases 16 (maximum $R = -0.603$), 25 (maximum $R = -0.572$) and 7 (maximum $R = 0.829$) cannot be included into the same group since they are in fact opposite synoptic situations. Next, the grid cells of the different avalanching days (cases 16, 25 and 7) that would integrate this component has been put to the parametric ANOVA test which has confirmed both no significant statistical differences between case 16 versus case 25 and indeed statistical differences between cases 16 and 25 versus case 7. Consequently, we have considered defining two components: component 4 (low centred pattern) where case 7 is added and a new component 6, negatively correlated to the 4th component, integrated by two cases (16 and 25). As it is expected, the 6th component corresponds to high pressure centred pattern.

Next, we consider the relationship between the atmospheric circulation patterns leading major avalanches and the average atmospheric conditions. Hence, we have mapped the anomalies of the geopotential heights (in meters) at which the pressure value of 500 hPa is attained for each principal component respect to the average distribution of the geopotential heights at which the pressure value of 500 hPa is attained for the winter seasons corresponding to the 1970–71 to 2006–07 data. This operation consists of subtracting the standardized values of the average 500 hPa geopotential height

values of each component representing all the major avalanche episodes from the daily average of the 1970–71 to 2006–07 period, previously extracting the avalanche episodes dates. So, the maps are obtained from the arithmetic differences between the average 500 hPa heights in geopotential meters of each point of the grid of each component respect to the average 500 hPa geopotential height for the period 1970–71 to 2006–07, divided by the standard deviation of the last data set. The maps represent the variable meters after having been converted in a standardised variable. The anomaly maps show the abnormality or not of each component respect to the average atmospheric circulation. This cartography gives also an idea of the role that the North Atlantic Oscillation index (NAOI) plays in the occurrence of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees.

In this line, we have also considered putting avalanche episodes in relation to the North Atlantic Oscillation index (NAOI). The NAO, as a low frequency circulation pattern, determines strongly the variability of the temperature and precipitation behaviour in Europe (Hurrell, 1995; Beniston and Rebetez, 1996). The interest of connecting major avalanche episodes with NAOi lies in the fact of NAOi for the next winter seems to be predictable at medium term with a reasonable level of confidence (Jones et al., 1997). A monthly NAO index is calculated from the normalized pressure difference between Reykjavik and Gibraltar from December to March. Data was obtained from Jones et al. (1997). Positive values indicate zonal, westerly atmospheric circulation where low pressures are located over the North Atlantic and high pressures over Azores Islands. In the opposite case, for negative values, low pressures circulate more towards south than usual due to a weakening of the Azores high pressures and vortexes cross the Iberian Peninsula. In some mountain ranges of Europe as the Alps the evolution of the main meteorological parameters as temperature, precipitation and winds are conditioned by the NAOi (Beniston and Rebetez, 1996). At the Pyrenees, the investigations on the relationship between winter precipitation and NAOi show a negative correlation (Martín-Vide et al., 1999) for many regions.

The relationship between NAOi and snow avalanche release has been analyzed for different regions in Europe by Keylock (2003) in Iceland and Jomelli et al. (2007) in the French Alps. Correlations between the NAOi (December–March) and the number of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees are calculated for the period 1970–71 to 2005–06 and for the period 1988–89 to 2005–06, when data are systematically registered. Keylock (2003) proposes a new NAO index that cumulates consecutive positive values of NAOi monthly (CNI, Cumulative NAO Index) since he demonstrates that this new index is a better predictor of avalanching in Iceland than the actual definition of NAOi. Major avalanche episodes and avalanche events are correlated to the cumulative NAO index (CNI), both positive CNI and negative, which has been calculated for this purpose.

5. Results and analyses

Results in Fig. 2 show that the annual probability of recording at least one major avalanche episode in the Eastern Pyrenees is 64% according to the Poisson model and 62% according to the negative binomial model. The observed distribution fits the two theoretical distributions and differences in p -values are slight between them. Maximum absolute value of differences between observed and calculated accumulate frequencies is 0.069 for Poisson and 0.087 for negative binomial (p -values). The best fit with the Kolmogorov–Smirnov test and Lilliefors critical values at the 0.05 level of significance corresponds to the Poisson distribution, since the difference between p -values and the significance level is less for the Poisson (0.055) than for the negative binomial (0.073). Although slight difference could not be significant enough, we base also in theoretical arguments and then we consider Poisson distribution more appropriate because negative binomial function is more suitable

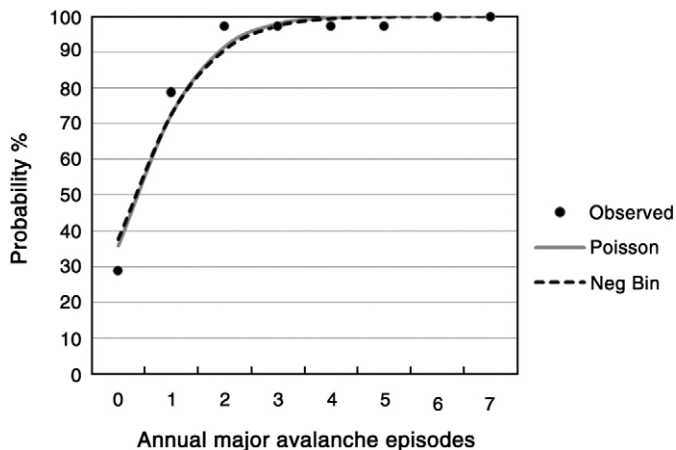


Fig. 2. Comparison of the observed cumulative frequencies of annual major avalanche episodes with the theoretical probabilities of Poisson and negative binomial distributions in the Eastern Pyrenees (1970/71–2007/08).

for events which show a certain dependency among them to occur. Major avalanche episodes can be assumed as not dependence among them due to mainly high variability of the snow conditions along time.

Results in Table 1 show that there is a larger probability to register at least one major avalanche episode per year than no one. Major snow avalanche in the Eastern Pyrenees is a rare natural event but not exceptional. The maximum observed major avalanche activity took place in the winter 1995–96 when 6 episodes were registered and 144 large avalanches were mapped.

The annual frequency of major avalanches episodes obtained by fitting varies widely from one region to another in Eastern Pyrenees, despite the fact that they are very similar in latitude and distance (Table 2). The region of oceanic climate (*Aran-Northern border of Pallars, AR*) shows the highest probability of suffering at least one episode at year (44%). The probability diminishes drastically to the eastern, towards continental climate regions where the calculated probability of having at least one annual episode is less than 15% (*Perafita-Puigpedrós, PP*; *Cadí-Moixeró, CM*). Major avalanches could be considered an exceptional natural event in the region *Perafita-Puigpedros (PP)*, where an annual probability of 3% is expected. In this case, geographic factors play a very important role since this range is sheltered from humid flows. This area is a pluviometric shadow where vegetation is clearly xerophile. We must also take into account that this is a very unpopulated region and number of avalanche witnesses is lesser than in the rest. Moving towards the east, close to Mediterranean Sea, the annual probability of at least one annual major avalanche episode increases again to 25% (*Ter-Freser, TF*), linked probably to cyclogenetic processes characteristic of Western Mediterranean Sea.

Table 1
Observed (fi) and calculated annual probabilities for the quantity of major avalanches episodes in the Eastern Pyrenees (1970/71–2007/08) with Poisson and negative binomial models.

N° Episodes	fi	Obs. prob.	Calc. prob.	
			Poisson	Neg. Bin
0	11	0.289	0.358	0.376
1	19	0.500	0.368	0.351
2	7	0.184	0.189	0.179
3	0	0.000	0.065	0.067
4	0	0.000	0.017	0.020
5	0	0.000	0.003	0.005
6	1	0.026	0.001	0.001
7	0	0.000	0.000	0.000

Table 2
Calculated annual probabilities for the number of major avalanches episodes into the 7 regions of the study area (1970/71–2007/08).

N° Episodes	Regions						
	AR	RF	PL	PP	CM	PR	TF
0	0.560	0.692	0.789	0.974	0.854	0.900	0.749
1	0.324	0.255	0.187	0.026	0.135	0.095	0.217
2	0.094	0.047	0.022	0.000	0.011	0.005	0.031
3	0.018	0.006	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003
4	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

The broad regional variability observed in major avalanche activity implies spatial variations in the relationship between major avalanche episodes and synoptic patterns. Applying PCA to the days with major avalanche activity, major avalanche episodes are gathered in six principal components, which explain the 94% of the total variance of the sample.

The interpretation of each component is based on observed data, not simulated data. The first component, representing the 39% of the total variance, identifies northern and north-western advections over the Eastern Pyrenees (Fig. 3). It explains 12 major avalanche episodes from 1970/71 to 2006/07. Generally, the Azores high pressures are extended over the Atlantic Ocean, while a deep low pressure is located on the axis Baltic Sea-Italian Peninsula. This configuration pumps either an arctic or a maritime polar air mass over the Pyrenees. This pattern generates very low temperatures (–15° to –20° C at 2200 m height), intense snowfalls, strong winds and very active drift snow processes. A snowfall about 100–150 cm in 24 h were recorded at *Aran-Northern border of Pallars* (January 2003). Major powder avalanches are frequent, but restricted to this region. Sometimes, wet snow avalanches release due to the pass of a warm front few days after a cold front had crossed. Precipitation gradient decreases strongly towards the south and east. In the rest of the regions, major slab avalanches prevail specially located in southern slopes due to the enormous overloading of drifted snow deposited on lee side aspects, but exclusively if fresh snow previously exists on the ground. This was the case of 6th February of 1996, when many exceptional slab avalanches affected the *Ter-Freser* region; dendrochronological analysis of trees killed by the avalanches indicated ages about 80 years old in the middle of one avalanche path in *Ter-Freser*, even 200 years old in the distal flanks.

The components 2 and 3 gather together a 31% of the total variance, sharing a similar weight. These components are the main atmospheric patterns producing major avalanche episodes in the most eastern regions of the study site (*Prepirineu and Ter-Freser*), the area of Mediterranean influence.

Component 2 explains 4 major avalanche episodes from 1970/71 to 2006/07. This component is characterized by a long trough at 500 hPa exhibiting an oblique axis oriented NW–SE, due to the Siberian high over Europe which diverts troughs to the Mediterranean basin (Fig. 4). Normally, it yields a small low at surface level in front of the Eastern coast. Humid, maritime flow on surface produces heavy precipitations in the closest regions to the Mediterranean Sea. Instability is high due to the contrast between cold air at 500 hPa and relatively warm air mass at low levels. The snowpack usually contains weak layers with depth hoar and faceted grains before fresh snow arrives, since low temperatures and strong irradiation has prevailed below the Siberian high pressures influence. So, avalanche activity is favoured due to the surcharge of new fallen snow.

Component 3 is explained by a blocking high pressures situation at 500 hPa over Central and North-Western Europe and a cut-off low centred over the south of the Iberian Peninsula–North of Africa (Fig. 5). It explains 4 major avalanche episodes in the studied period. In this component, we want to focus on the meso-scale observed meteorological phenomena with strong consequences in avalanche

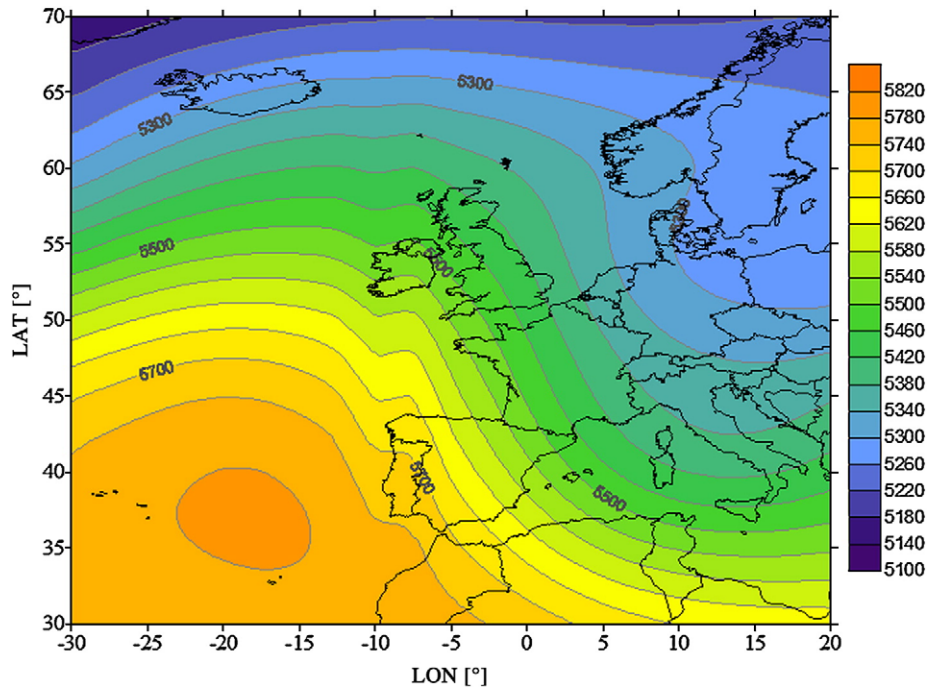


Fig. 3. Atmospheric circulation pattern corresponding to component 1. 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) are shown.

dynamics. Comparing conditions to those related to component 2, we observed that component 3 is related with high pressures (1015–1020 hPa) on the surface level all over the Pyrenees, but cyclonic circulation rules on upper levels. Also, a warm and very humid Mediterranean flow on surface penetrates from the east affecting the regions closest to the Mediterranean Sea, even also at region as distant as *Ribagorçana–Vallflosca*, which is well-faced south. In one case included in the component 3 a sum of precipitation of about 400 mm of snow water equivalent (SWE) was recorded during four days in regions of mediterranean influence in December 1991, with snow level around 1800–2000 m height. Exceptional avalanches of wet,

loose snow were released in *Ter-Freser*, the nearest region to Mediterranean Sea. Eastern advection is a synoptic pattern integrated in the component 3 and observed usually in September–October giving torrential precipitations in coastal mountain ranges but seldom in winter (Jansà, 1990).

Components 4, 5 and 6 account for the remaining 24% of the total variance. Component 4 is defined by a deep low with a very cold core at 500 hPa over the Lion Gulf (Fig. 6). It also reflects a deep low on surface levels. Northern, strong winds and heavy snowfalls affect not only Pyrenees but also the coastal line. Major powder avalanches were registered in disparate regions. Only one major avalanche episode is

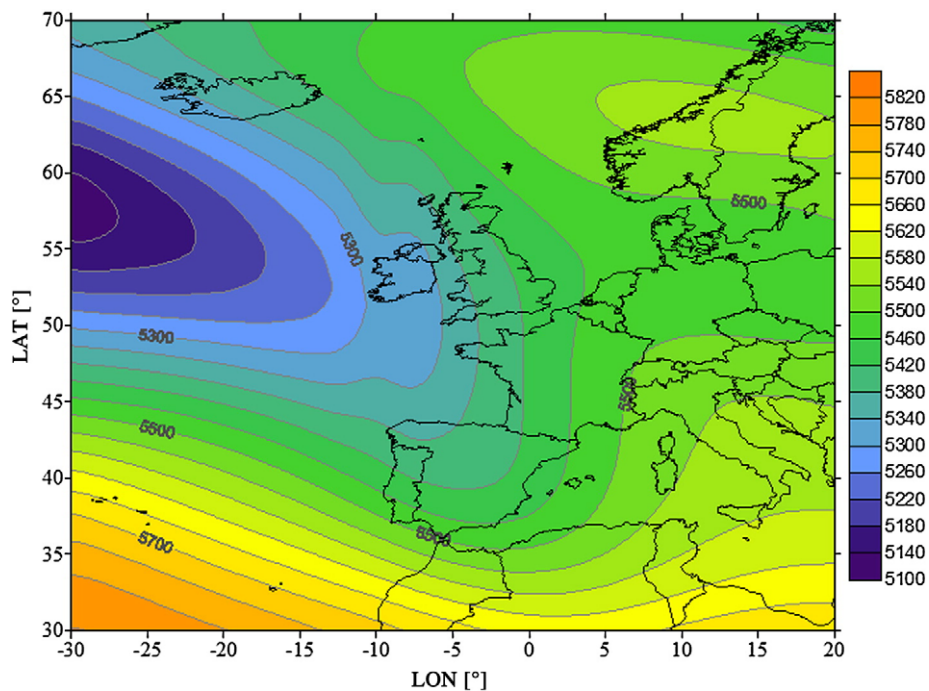


Fig. 4. Atmospheric circulation pattern corresponding to component 2. 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) are shown.

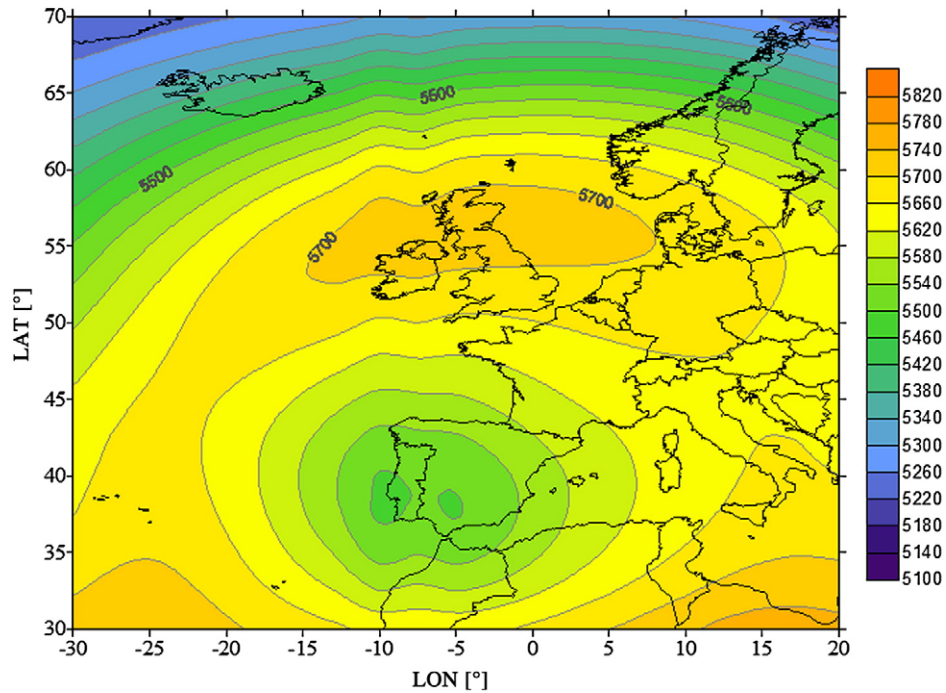


Fig. 5. Atmospheric circulation pattern corresponding to component 3. 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) are shown.

explained by this component. For component 5, a wide low pressure is located at high and low levels in the west of the Iberian Peninsula (Fig. 7). From surface to upper levels south and south-western winds flow carrying warm and humid air from Atlantic and even Mediterranean on lower levels over the Pyrenees. This component explains 2 major avalanche episodes. The most intense major avalanche episode observed in this study period occurred at the end of 1996 January due to a south-western advection situation. Many major avalanches of fresh, humid and dense snow felt down few hours after the precipitation. Four regions were affected by major avalanches. A maximum snowfall of 220 mm (SWE) in 24 h was registered in Port

del Comte (*Pre-Pyrenees*) on 22th January 1996 and many other exceeding 150 mm of SWE in several regions due to processes of convective cells growth. This precipitation corresponds to a recurrence period that exceeds 100 years (Gumbel estimation). As Esteban et al. (2005) have shown, very intense precipitation affects the southern side of the Pyrenees in such synoptic circulation pattern. Nevertheless, snow is registered only in the highest elevations, normally over 2200 m height.

Finally, component 6 is linked to avalanches triggered by major melting episodes. That is why a ridge from the subtropical anti-cyclonic belt spreads further north over the Western Mediterranean

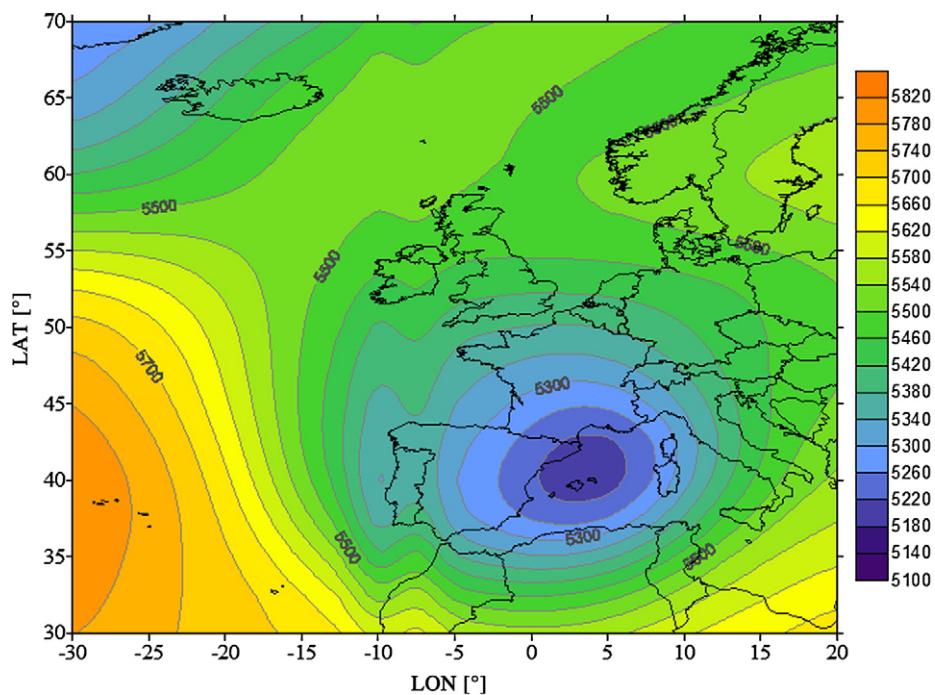


Fig. 6. Atmospheric circulation pattern corresponding to component 4. 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) are shown.

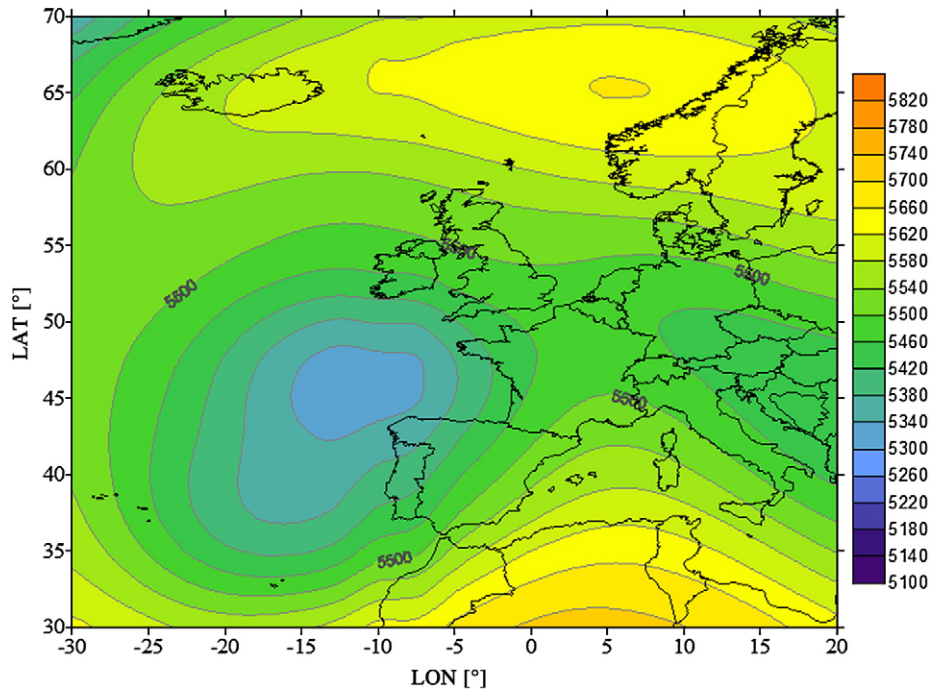


Fig. 7. Atmospheric circulation pattern corresponding to component 5. 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) are shown.

Sea (Fig. 8). Usually a warm advection at low levels (850, 700 hPa) gets right into the Pyrenees. Snow cover suffers melting processes suddenly and major avalanches have fallen when the inner layers still contained cold, persistent grains such as depth hoar and facets. This component has been observed to precede major avalanches in late March after cold winters. It explains 2 major avalanche episodes from 1970–71 to 2006–07. All events are wet snow avalanches.

In order to know the normality of the obtained synoptic patterns it seems interesting to compare them to the average winter atmospheric circulation. Once values of pressure for each component have been subtracted from the average pressure values (1970–2007), we elabo-

rate seven composite-anomaly maps with standardized values. These composite-anomaly maps represent the deviation of the 500 hPa heights in geopotential meters of each component respect to the mean atmospheric circulation, this is, how strongly a component deviates from the average climatological winter patterns. Indirectly, the spatial distribution of the positive and negative anomalies over the map shows in a visual way the relation of that component respect to the NAOi. In this way, when one component map shows both negative anomalies over the south-western Atlantic Ocean and positive anomalies over the north Atlantic Ocean it means that it is associated to a negative phase of NAO and vice versa. The composite-anomaly

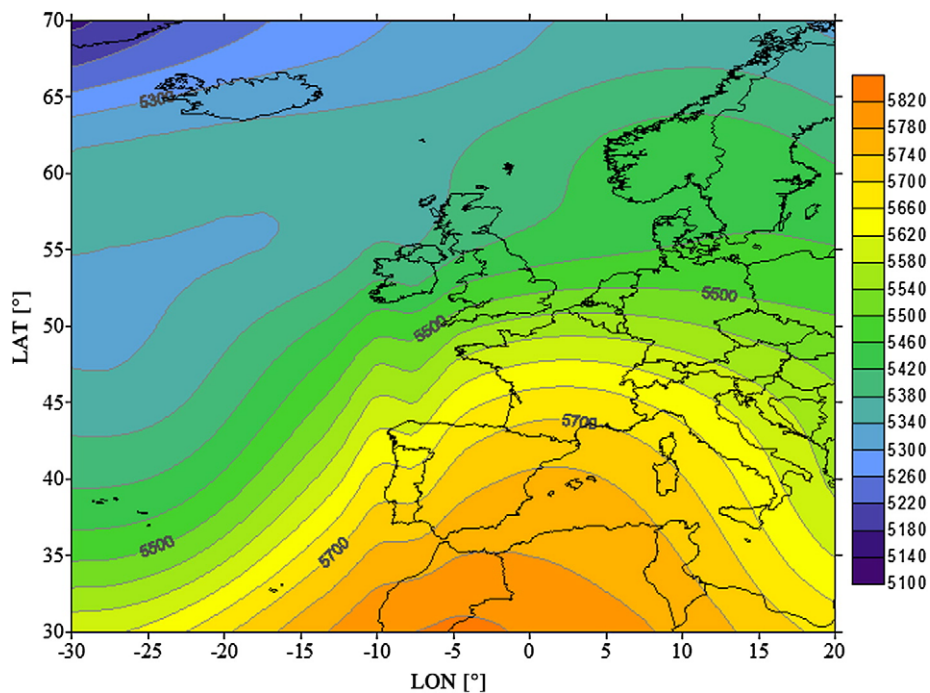


Fig. 8. Atmospheric circulation pattern corresponding to component 6. 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) are shown.

map of component 1 shows the minimum anomalies with respect to the average atmospheric circulation and it can be considered as a relatively frequent weather situation since it is linked to the predominant westerly winds flowing from North Atlantic (Fig. 9). It is linked to positive and neutral NAOi. Its spatial extent in terms of major avalanche releasing is the widest, affecting all the regions (Table 3), but mainly Aran-Northern border of Pallars (AR), region that shows the maximum dependence on one component (data from *Perafita-Puigpedrós*, PP, is negligible). Table 3 shows how the 25 episodes are distributed into the seven avalanche forecasting regions and it highlights the regional dominance of each component. The composite-anomaly map of component 2 is defined by a high negative anomaly in the pressure distribution over the Iberian Peninsula (Fig. 10). The composite-anomaly map of component 3 diverges markedly from the average synoptic conditions (Fig. 11), resulting in an average anomaly of 1.0 absolute value for each grid point. The component 4 shows an exceptional anomaly over the Eastern Pyrenees (Fig. 12). The component 5 exhibits the maximum anomaly at 500 hPa (Fig. 13) in absolute values for the all grid (average of 1.3). The component 6 is the only component reflecting pressures at 500 hPa higher than usual over the Pyrenees (Fig. 14). In Table 4 main characteristics of the major avalanche episodes and the percentage of variation attributable to each component are shown.

Rank correlations between the NAOi (December–March) and the number of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees are significant at the 5% level with values of -0.45 for the period 1970–71 to 2005–06 and -0.63 for the period 1988–89 to 2005–06, when avalanche data are systematically registered. Even though major avalanches have been looked for by means of interviewing inhabitants and dendrochronology for the period 1970–71 to 2005–06, there may be some unidentified major avalanche prior 1989. As major avalanches are being recorded systematically from 1988–99, correlation is also calculated for the reduced time period 1988–89 to 2005–06 and results improve ($R = -0.63$). The two time periods end in 2005–06 because we do not have monthly NAOi after 2006.

Delving into this connection, we have applied the cumulative NAOi proposed by Keylock (2003). He develops a new NAO index that cumulates consecutive positive values of NAOi monthly (CNI). This index improves the avalanche prediction with respect to NAOi in

Table 3

Total number of times that the 25 major avalanche episodes, grouped by the PCA components, have affected the different forecasting regions (one episode can affect more than one region).

Components	Regions							Total
	AR	RF	PL	PP	CM	PR	TF	
1	8	5	4	1	1	1	2	22
2	2	0	1	0	2	2	1	8
3	0	3	1	0	1	1	2	8
4	0	1	0	0	0	0	1	2
5	1	2	1	0	0	0	1	5
6	1	0	0	0	1	0	0	2
Total	12	11	7	1	5	4	7	47

Iceland. Since correlation between avalanching and NAOi is negative in Eastern Pyrenees, a cumulative negative of NAOi (CNI) is calculated and applied. From 144 months to December–March for the period 1970–71 to 2005–06, 92 months have cumulative positive NAO index and 52 a negative index. An overall of 22 avalanche episodes are registered; 13 occurred with negative index and 9 with positive index. Of the 13 avalanche episodes with a negative index, 9 avalanche episodes were recorded with a negative maximum CNI value less than -4.0 .

In addition to major avalanche episodes, avalanche events are also treated in this part of the study to reinforce the relationship between avalanching and NAOi. An avalanche event is a spontaneous avalanche releasing that has been located and dated, while an avalanche episode gathers the whole avalanche activity occurred between two dates. Therefore, we know very probably the real number of major avalanche episodes comprises between 1970–2006, but not the whole avalanche events since they depend of the density of the observation network, which has grown over time. From the whole of 241 avalanche events, 173 of them were observed during negative CNI values; 159 of these are registered with a negative maximum CNI value less than -5.0 (average value for negative CNI months = -2.3 and median value = -1.9). Rank correlation between the CNI and avalanche episodes per year ($R = -0.83$) is higher than equivalent correlation for the NAO. From these preliminary overlook, it seems to

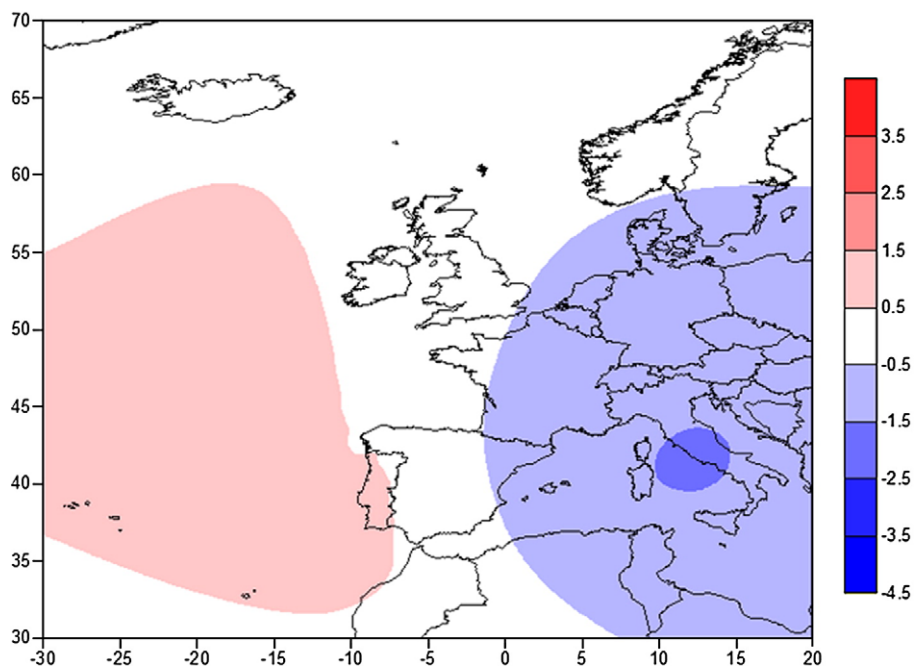


Fig. 9. Anomaly maps for 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) corresponding to component 1 (standardized values), respect to average atmospheric conditions.

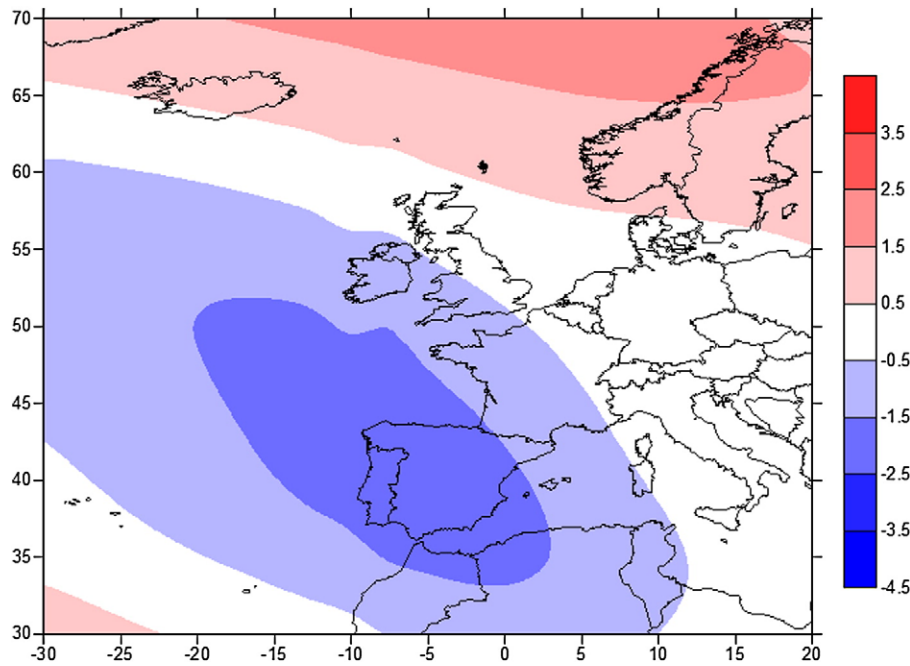


Fig. 10. Anomaly maps for 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) corresponding to component 2 (standardized values), respect to average atmospheric conditions.

be that number of episodes and number of events per episode increases when negative CNI reaches relatively low values.

6. Discussion and conclusions

This contribution has studied major avalanches activity without the presence of a long-term snow-climatic database. Results highlight that large regional differences exist in major avalanche activity. These differences are detected both in the occurrence of major avalanche episodes and in the spatial extent of each atmospheric component yielding major avalanche activity (Fig. 15). We have recourse to annual resolution by inquiring into dendro-geomorphological method

and found out daily dating in historical documentation. Daily avalanche dating is provided also from systematic population enquiries and more recently from winter surveillance by the observer network. Thanks to this diverse approach, for the first time values statistically significant of occurrence probability of major avalanches activity is furnished at regional scale for the Spanish Eastern Pyrenees. It should promote and reinforce planning actions in forecasting and zoning the avalanche hazard in Spain.

Dating major avalanche episodes has allowed a classification of related synoptic patterns by means of PCA, which should improve the avalanche warnings. Comparing atmospheric patterns giving major avalanches with atmospheric patterns leading heavy snowfalls in the

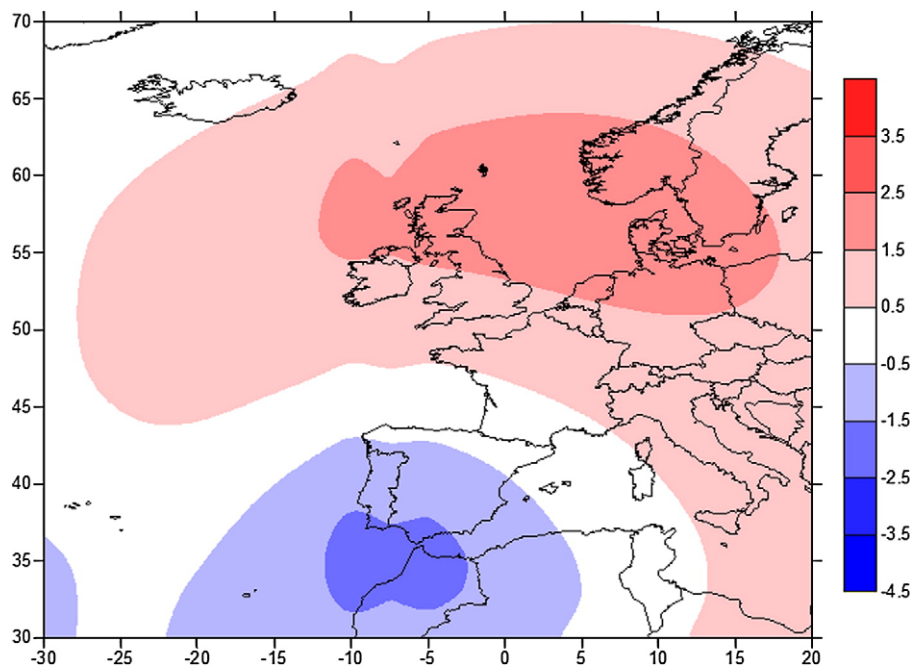


Fig. 11. Anomaly maps for 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) corresponding to component 3 (standardized values), respect to average atmospheric conditions.

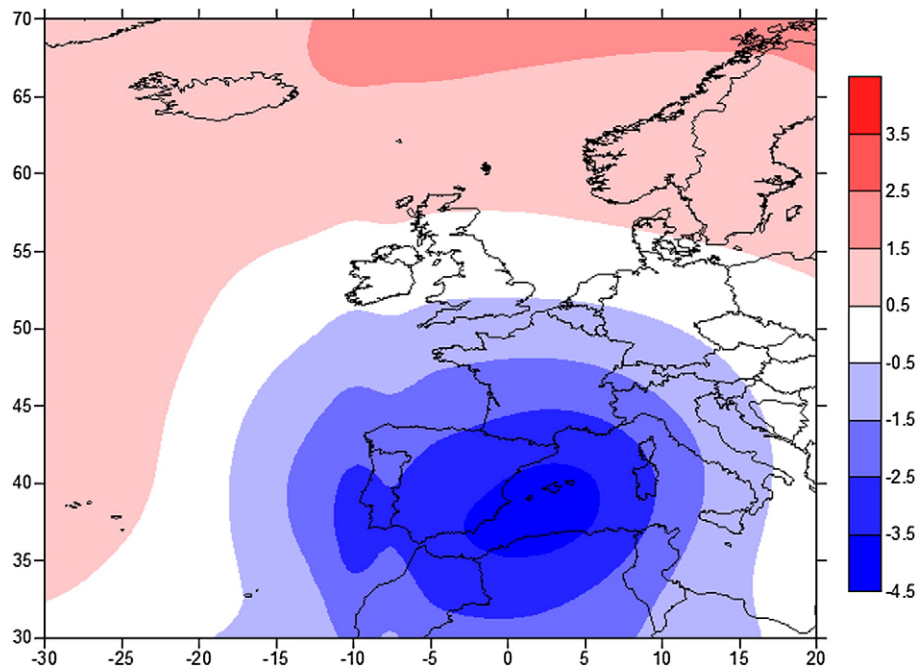


Fig. 12. Anomaly maps for 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) corresponding to component 4 (standardized values), respect to average atmospheric conditions.

Eastern Pyrenees, differences are found. Esteban et al. (2005) propose seven atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days with an intensity of at least 30 cm of snow in a period of 24 h in Andorra (Eastern Pyrenees). Our classification does not include any atmospheric pattern concerning zonal flows from the west which are responsible of intense snowfalls detected in the Esteban's classification. The reason for differences in avalanche activity for critical new snow amounts probably falls on both the profile storm and the previous snowpack stability. Mainly, evolution of temperature, wind and intensity of the snowfall during the storm should be considered to explain differences in the effectiveness of critical snow amounts. Future work might focus on characterising the storm profile for each

synoptic pattern and the behaviour of the most significant variables that affect the snowpack conditions. Also, our atmospheric patterns classification provides for a major avalanche situation not linked to heavy snowfalls but melting processes, if persistent grain types (depth hoar and faceted crystals) sit at the bottom of the snow pack. In some occasion meso-scale phenomena have had a main role in the avalanche releasing, especially in components linked to Mediterranean cyclogenesis. In these cases, synoptic scale would not be the unique approach to define components completely.

We also endeavour to look for the relations between atmospheric patterns giving avalanches and atmospheric low-frequency patterns that indicate weather trends at medium-term, as NAO for the Pyrenees.

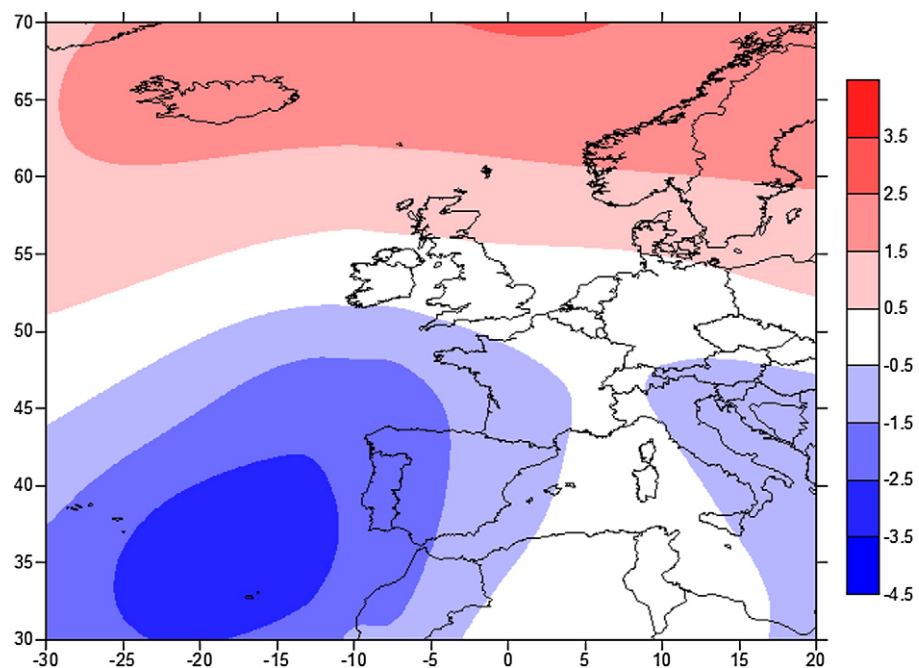


Fig. 13. Anomaly maps for 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) corresponding to component 5 (standardized values), respect to average atmospheric conditions.

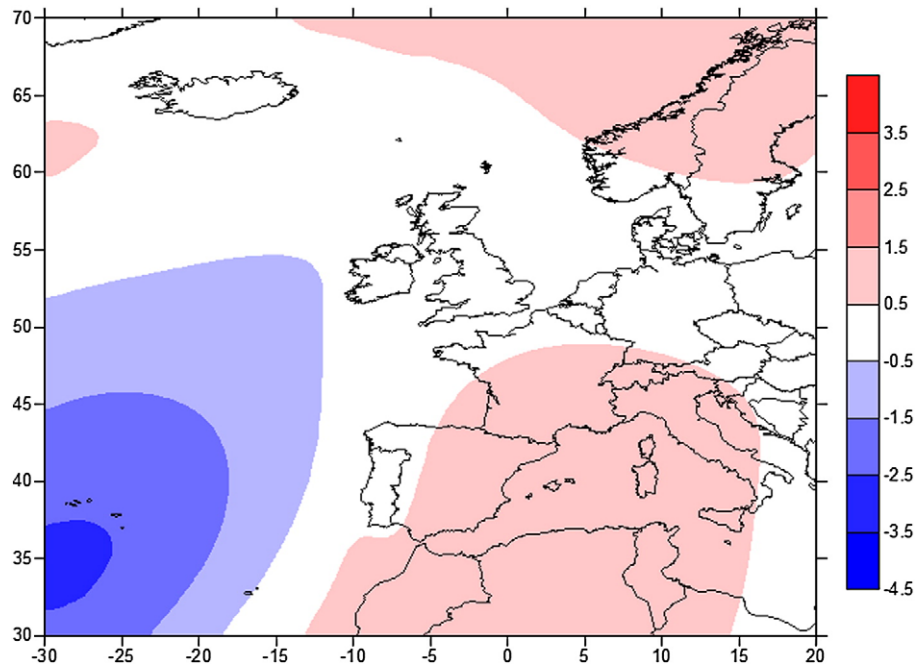


Fig. 14. Anomaly maps for 500 hPa heights in geopotential meters (gpm) corresponding to component 6 (standardized values), respect to average atmospheric conditions.

The 500 hPa composite-anomaly maps of the principal components leading major avalanches likely suggest more probable major avalanche episodes for negative phase of NAO, since components 2, 3, 4 and 5 occurs when positive anomalies are detected over Iceland and negative over Gibraltar (South of the Iberian Peninsula). These components gather the most part of the total explained variance. It's interesting to note that the 1995–96 winter season, the maximum in major avalanches activity, broke the record of NAOi negative anomaly (−2.35) from 1970 till 2006. There is a negative correlation between NAOi and major

avalanches releasing in the Eastern Pyrenees, which is higher by applying a cumulative NAO index. In a broader geographical context, this issue is remarkable since connections have been found in areas close to the centres of the NAO dipole as Iceland, but not in further areas as the French Alps.

Finally, in spite of being a small geographical area compared to the Alps or Rocky Mountains, results in occurrence probability of major avalanche episodes and extent of atmospheric patterns reflect also a significant spatial variability at regional scale, which must be taken into

Table 4

Main characteristics of the major avalanche episodes and percentage of variation for each component.

Date	Affected regions							Component (variation)	Avalanche type
	Oceanic		Continental			Mediterranean			
	AR	RF	PL	PP	CM	PR	TF		
1/17/1972	X		X		X		X	2 (16%)	–
10/30/1974	X							1 (39%)	–
1/12/1979		X	X					1	–
1/18/1979		X						5 (8%)	–
1/16/1981	X							1	Wet snow
1/31/1986		X					X	4 (10%)	Powder
12/2/1991		X					X	3 (15%)	
10/5/1992	X							1	Wet snow
2/10/1994	X							1	Wet snow
1/12/1995	X		X				X	1	Wet snow
1/22/1996	X	X	X				X	5	Powder
2/6/1996		X	X	X	X	X	X	1	Slab
2/22/1996		X						1	Slab
3/14/1996	X							2	–
3/22/1996							X	6 (6%)	Wet snow
1/10/1997		X						1	Slab
1/21/1997		X	X					3	Wet snow
12/18/1997							X	2	Slush
1/31/2003	X		X					1	Powder
2/27/2003					X	X		2	Loose snow
1/2/2004	X							1	Powder
1/21/2005	X							1	Loose snow
1/30/2006					X	X	X	3	Loose snow
3/26/2006	X				X			6	Wet snow
4/2/2007		X						3	Loose snow

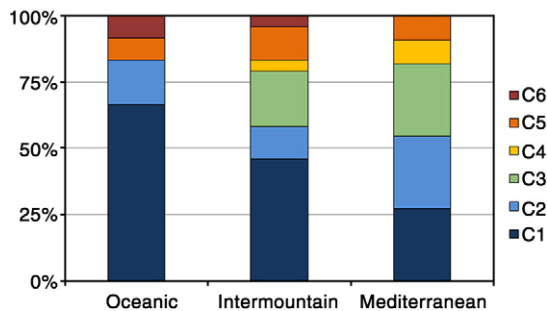


Fig. 15. Frequencies of each component that lead major avalanches at oceanic, continental and Mediterranean areas.

account when applying protection and prevention strategies. Geographical and climatic factors account for this spatial variability. Among the geographical factors, the zonal alignment of the axial range lets the retention of humid air masses, both polar and arctic from north advections, and tropical air masses from south and southwest flows. The meridian valleys configuration favours the penetration and the placement of the unstable air masses pointed out; the forced lifts by the relief sometimes result on heavy and persistent snowfalls, even stationary convective cells. The proximity to Mediterranean Sea and less to the Atlantic Ocean avoids extreme temperatures as it occurs in inland ranges but surprisingly extensive precipitation shadows exist as well. Among the climatic factors, the relatively low latitude of the massif becomes the Pyrenees in an oscillating boundary between the humid ocean climate due to dynamic lows and dry climate associated to subtropical semi-permanent anticyclone belt. In short, relieve and marginal position with respect to the main climatic action centres (Atlantic lows and subtropical high pressures) explain why some components have local effects. The challenge is making progress in the accurate identification of the snow structure and stability conditions to assess both the effectiveness and spatial influence of each atmospheric pattern associated to major avalanches.

To conclude, this research offers a classification of atmospheric patterns that helps avalanche forecasting since it can reduce the false alarms by highlighting hazardous days and by defining the probable affected regions. On this line, future research should focus on identifying patterns of storm profiles for the found out components and the evolution of the snow cover under such conditions. In a broader climatic context, the preliminary results of the connection between avalanching and NAO in the Eastern Pyrenees open an investigation line to be explored in greater depth since it links to climate change and its effect on natural hazards.

Acknowledgements

Dendrochronological contribution comes from the Project ALUDEX (MCYT-FEDER: REN2002-02768/RIES), executed with the financial support from the Spanish Ministry of Technology and Education, and the Project 11/2003 of the Environmental Ministry with the financial support from the FEDER. Project ALUDEX was collaboration between the Cartographic Institute of Catalonia, the University of Barcelona, the Meteorological Survey of Catalonia and the General Council of Aran. Project 11/2003 of the Environmental Ministry was collaboration between Geological Institute of Catalonia and the University of Barcelona. We are grateful to Aline Concha for reviewing the English version and Santi Manguan for his technical support. We want also to thank two anonymous reviewers for providing many useful comments and suggestions.

References

- Armstrong, R.L., Armstrong, B.R., 1987. Snow and avalanche climates of the western United States: a comparison of maritime, intermountain and continental conditions. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 162, 281–294.
- Beniston, M., Rebetez, M., 1996. Regional behaviour of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 53. Springer-Verlag, pp. 231–243.
- Birkeland, K.W., Mock, C.J., Shinker, J.J., 2001. Avalanche extremes and atmospheric circulation patterns. *Annals of Glaciology* 32, 135–140.
- Cattell, R.B., 1966. The scree test for the number of factor. *Multivariate Behavioral Research* 1, 245–276.
- Eckert, N., Parent, E., Naaim, N., Richard, D., 2007. Bayesian stochastic modelling for avalanche predetermination: from a general system framework to return period computations. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 22 (2), 185–206.
- Esteban, P., Mases, M., Martín-Vide, J., 2002. Climatologia per a la predicció d'allaus: l'allau de Les Fonts d'Arinsal, Andorra, 8 de febrero de 1996. *Horitzó* 2, 10–19.
- Esteban, P., Jones, P.D., Martín-Vide, J., Mases, M., 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* 25, 319–329.
- Esteban, P., Martí, G., García, C., Aran, M., García, A., Gavalda, J., Moner, I., 2007. Heavy snowfalls and avalanche activity over Eastern Pyrenees: a study of two extreme cases. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, pp. 44–48.
- Fitzharris, B.B., 1981. Frequency and Climatology of Major Avalanches at Roger Pass, 1909–1977, vol. 99. National Research Council, Canadian Association Committee on Geotechnical Research, Ottawa.
- García, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P., 2007. Weather and snow pack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, pp. 49–56.
- Hächler, P., 1987. Analysis of the weather situations leading to severe and extraordinary avalanche situations. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 162, 295–303.
- Hewitt, K., 1970. Probabilistic approaches to discrete natural events: a review and theoretical discussion. Clark University.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Jansà, A., 1990. Notas sobre análisis meteorológico meso-scale en niveles bajos. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hetu, B., Filion, L., Pech, P., 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology* 47, 180–192.
- Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* 17, 1433–1450.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, C.K., Roplewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jeene, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40 years reanalysis project. *Bulletin of the AMS* 77, 437–471.
- Keylock, C.J., 2003. The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland. *Geophysical Research Letters* 30 (5 (58)), 1–4.
- LaChapelle, E.R., 1966. Avalanche forecasting. A modern synthesis. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 69, 350–356.
- Martín-Vide, J., Barriados, M., Peña, J.C., Llasat, M.C., Rodríguez, R., 1999. Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España. *Análisis GR* 67, 19–29.
- Martínez, P., Oller, P., 2004. Accidents per allaus a Catalunya. I Jornades Tècniques de Neu i Allaus. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, Spain, p. 4.
- McClung, D.M., 2000. Extreme avalanche runout in space and time. *Canadian Geotechnical Journal* 37 (1), 161–170.
- Mock, C.J., 1996. Avalanche climatology of Alyeska, Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* 28 (4), 502–508.
- Muntán, E., Andreu, L., Oller, P., Gutiérrez, E., Martínez, P., 2004. Dendrochronological study of the avalanche path Canal del Roc Roig. First results of the ALUDEX project in the Pyrenees. *Annals of Glaciology* 38, 173–179.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García, C., García, A., Martínez, P., 2006. The avalanche data in the Eastern Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the ISSW. Telluride, Colorado, USA*, pp. 305–313.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genovés, A., 1999. A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 19, 765–785.
- Sakamoto, C.M., 1973. Application of the Poisson and negative binomial models to thunderstorm and hail days probabilities in Nevada. *Monthly Weather Review*, vol. 101, n° 4, pp. 350–355.
- Schaerer, P., 1986. Weather patterns for major avalanches. *The avalanche Review*, vol. 4, n° 3, p. 2.
- Schweizer, J., Mitterer, C., Stoffel, L., 2008. Determining the critical new snow depth for a destructive avalanche considering the return period. *Proceedings of International Snow Science Workshop*, pp. 292–298.
- Thom, H., 1966. Some methods of climatological analysis. Technical Note N° 81. WMO, Geneva, Switzerland, pp. 30–34.
- Villecrose, J., 2001. Les avalanches de janvier et février 1999 dans les Alpes du Nord Françaises. *La Météorologie* 8° série, vol. 32, pp. 11–22.

2. CAPÍTULO 2: WEMOI AND NAOI INFLUENCE ON MAJOR AVALANCHE ACTIVITY IN THE EASTERN PYRENEES

García-Sellés, C., Peña, J.C., Martí, G., Oller, P. y Martínez, P. WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 64, 137-145. 2010.

RESUMEN: Los episodios de avalanchas mayores registrados en el Pirineo Oriental (NE de la península Ibérica) se han correlacionado con la oscilación del Atlántico Norte (NAO) y con la oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO). La NAO es uno de los más importantes y recurrentes patrones de variabilidad de la circulación atmosférica en el hemisferio norte y afecta al comportamiento de la temperatura en superficie y de la precipitación en Europa Occidental. Por otra parte, la oscilación del Mediterráneo Occidental controla los eventos de precipitación intensa en la parte oriental de la península Ibérica. Mediante un índice acumulativo se han puesto en relación ambos patrones atmosféricos de baja frecuencia con la actividad de avalanchas mayores en el Pirineo Oriental. Se ha hallado una acción determinante del índice acumulativo del NAOi en la actividad de avalanchas mayores en Islandia, pero no ha sido detectada en zonas más cercanas a los Pirineos, como los Alpes franceses. Este artículo examina la relación de las avalanchas con el NAOi en una zona más alejada que Islandia de dicho dipolo atlántico. Los resultados demuestran una correlación negativa estadística significativa entre la actividad de avalanchas mayores y el NAOi, así como también con el WeMOi, correlación que es aún mayor con los índices acumulativos NAOi (CNI) y WeMOi (CWI). El índice acumulativo refleja el efecto de alimentación continuada de nieve en las zonas de salida de avalanchas ya que la precipitación viene regida por las variaciones del NAOi y del WeMOi. En consecuencia, las correlaciones son negativas dado que se ha demostrado que los incrementos de precipitación en el Pirineo Oriental se registran con valores negativos de ambos patrones de baja frecuencia. No obstante, los resultados de las diversas regiones de predicción de avalanchas del Pirineo Oriental sugieren una respuesta distinta en la actividad de avalanchas mayores respecto a estos índices, confirmando a los Pirineos como una compleja frontera nivoclimática. Finalmente, se apunta a posibles cambios en la actividad de avalanchas en las décadas venideras debido a la evolución de la NAO asociada a los

diversos escenarios previstos de calentamiento global y a la actual tendencia interanual observada en la evolución del WeMOi.



Contents lists available at ScienceDirect

Cold Regions Science and Technology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/coldregions

WeMOI and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees

Carles García-Sellés^{a,*}, Juan Carlos Peña^b, Glòria Martí^a, Pere Oller^a, Pere Martínez^a^a Geological Institute of Catalonia, Barcelona, Spain^b Meteorological Service of Catalonia, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 November 2009

Accepted 9 August 2010

Keywords:

Avalanches

Western Mediterranean Oscillation

North Atlantic Oscillation

Eastern Pyrenees

ABSTRACT

Major avalanche episodes registered in the Eastern Pyrenees (north-eastern Iberian Peninsula) are correlated with both the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Western Mediterranean Oscillation (WeMO). The NAO is one of the most important and recurrent patterns of atmospheric circulation variability in the Northern Hemisphere and affects the behaviour of surface temperatures and precipitation in Western Europe. The Western Mediterranean Oscillation index (WeMOi) controls intense precipitation in the eastern part of the Iberian Peninsula. The link between both indices and major avalanche activity is undertaken by applying a cumulative index. A link between avalanche activity and the NAO has been found in Iceland, but it has not been detected in areas closer to the Pyrenees, such as the French Alps. This paper examines the linkage to the NAO in an area further from the centres of the dipole than is the case for Iceland. Results show a significant negative correlation between major avalanche activity in the Eastern Pyrenees and both NAO index (NAOi) and WeMOi, which is even higher with the cumulative NAOi (CNI) and the cumulative WeMOi (CWI). The cumulative index reflects the cumulative effect of snow accumulation in the avalanche starting zones as precipitation is affected by the variations of NAOi and WeMOi. Consequently, the correlation is negative since it has been demonstrated that increased precipitation in the Eastern Pyrenees is linked to negative values of both low frequency patterns. Nevertheless, results from the diverse avalanche forecasting regions in the Eastern Pyrenees suggest a different response of avalanche activity to both indices, confirming the Pyrenees as a complex snow-climate boundary. Lastly, possible changes in avalanche activity in the coming decades may be suggested by the NAO evolution associated with global warming scenarios that are foreseen and the present interannual trend of the WeMOi.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Studies on avalanche conditions in the Pyrenees are very scarce and usually deal with highly specific case studies. Recent studies have focused on meteorological and snowpack conditions in the Eastern Pyrenees, seeking to explain extreme avalanche events during the 1996 and 2003 crises by synoptic approximation (Esteban et al., 2007). A classification of synoptic patterns producing major avalanches in the Eastern Pyrenees has been proposed by García et al. (2009), using principal component analysis (PCA). Notable differences due to several synoptic patterns have been found in avalanche activity between neighboring areas in the Eastern Pyrenees. Complex topography accounts for the regional variability of avalanche activity under one same synoptic pattern. Consequently, a better understanding of the relationship between atmospheric factors and the spatial variability of avalanche response is required to improve avalanche forecasting and to determine how climate change will affect this natural hazard at local scale.

This research strand on avalanche and atmospheric patterns is followed in the present work. After relating major avalanches to weather patterns at synoptic scale, this paper seeks to connect major avalanche episodes to low-frequency atmospheric circulation patterns. The WeMO and NAO are the two atmospheric circulation patterns at hemispheric scale that largely account for the interannual variability of precipitation in the eastern Iberian Peninsula (Martín-Vide and Lopez-Bustins, 2006; López-Moreno and Vicente-Serrano, 2007). Diverse studies have found a close relationship between the temporal variability of atmospheric circulation at synoptic scale and the variability of hemispheric atmospheric circulation patterns (Fraedrich, 1994; Stefaniki et al., 1998; Pozo-Vázquez et al., 2005).

The relationship between the NAO index (NAOi) and snow avalanche activity has been analysed for different regions of Europe: for Iceland by Keylock (2003) and for the French Alps by Jomelli et al. (2007). As a low-frequency circulation pattern, the NAO strongly determines the variability of the temperature, precipitation and wind behaviour in Europe (Hurrell, 1995; Beniston and Rebetez, 1996). The interest of connecting major avalanche episodes with this low-frequency circulation pattern lies in the fact that the NAOi for each subsequent winter appears to be predictable in the medium term with a reasonable level of confidence (Jones et al., 1997).

* Corresponding author. Institut Geològic de Catalunya, C/Balmes 209-211, BCN 08006, Spain. Tel.: +34 935538426; fax: +34 935538436.

E-mail address: cgarcia@igc.cat (C. García-Sellés).

The positive phase of the NAO is tied to a high-pressure belt over the Azores that covers the Iberian Peninsula, often extending into central Europe. At the same time a family of cyclones is located over the North Atlantic. Positive values indicate a zonal circulation, in other words westerly atmospheric circulation that induces precipitation farther north in the Pyrenees. In the opposite case, that of negative values, low pressures circulate farther southwards than usual due to a weakening of the Azores high pressures, causing vortices to cross the Iberian Peninsula. In most simultaneous heavy rain and strong winds events that affect the north eastern part of the Iberian Peninsula (87.5%), the preferred location of such cyclones is south of the Pyrenees (Campins et al., 2007); these cyclones generate heavy snowfalls and drift processes in the easternmost part of the Eastern Pyrenees (Mediterranean and continental regions) as they force a wet flow from the Mediterranean Sea. Extensive cyclones over the western Iberian Peninsula produce the heaviest snowfalls in the western part of the Eastern Pyrenees (continental region).

A positive correlation between monthly precipitation and the NAOi in many parts of Western Europe has been found in Alpine areas near the Pyrenees (Quadrelli et al., 2001) and in the north-western Iberian Peninsula (García et al., 2005). Nevertheless, the relationship between winter precipitation and NAOi in the Pyrenees shows a negative correlation for many regions (Martín-Vide et al., 1999; Esteban et al., 2001).

In general, major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees are not due solely to direct release by precipitation, but also to melting processes and snow drift by wind (García et al., 2009). Consequently, linking major avalanches to a large-scale circulation pattern such as the NAO, should take into account meteorological conditions and snowpack evolution in addition to precipitation.

Over recent decades the NAOi has followed an upward trend (Gillet et al., 2003). Some global warming scenarios have suggested that the next decades may show a predominantly positive phase for the NAO (Hurrell et al., 2003). Changes in atmospheric circulation patterns would appear to imply changes in the meteorological conditions releasing major avalanches. How avalanching can vary in the future due to a rise in the NAOi in the Eastern Pyrenees is a challenging question. In this sense, Furdada (2006) concludes that major avalanches may perhaps continue to occur in the Pyrenees since extreme precipitation events will not decrease. However, any prediction in this regard must be based on an understanding of the ties between major avalanche episodes and climatic teleconnections, which is precisely the aim of this study.

On the other hand, the other low-frequency atmospheric pattern considered here is the Western Mediterranean Oscillation (WeMO). It is a recently formulated regional teleconnection pattern (López-Bustins, 2007). It accounts feasibly for the rainfall variability in areas of the Iberian Peninsula nearest the Mediterranean Sea, where the NAO influence is weakening (López-Bustins, 2007). This is the case of the territory of the Catalan Countries, which includes the Eastern Pyrenees. Rainfall correlates negatively very well with this new pattern. Furthermore, the stratospheric linkages and their influence on the WeMOi are important. The variability of the stratosphere in the North Pole is detected on the surface by the Arctic Oscillation index (AOi). The stronger and colder the polar vortex is, the more positive is the AOi. The AOi is significantly negatively correlated with the WeMOi. Thus, a higher stratospheric polar vortex in the short term would imply a higher probability of rather torrential precipitation in the Catalan Countries (Martín-Vide and López-Bustins, 2006; López-Bustins, 2007). The use of the WeMOi is justified by its clear influence on two areas of the Iberian Peninsula: the Mediterranean coast and the Ebro river basin (González-Hidalgo et al., 2009), and its negative phase can accumulate significant amounts of precipitation in the Eastern Pyrenees and, consequently, significantly heavy snowfalls and an increased avalanche risk. The index was calculated for the period from December to April (DJFMA) when avalanche activity is greatest (García et al., 2009). This encompasses the northern winter period, when the teleconnection patterns in the

northern hemisphere are stronger, determining the climate over large areas in Europe (Wanner et al., 2001; López-Bustins, 2007; López-Moreno and Vicente-Serrano, 2007).

The positive phase of the WeMO is tied to the Azores high pressures, covering the south-western part of the Iberian Peninsula, and the low pressures in the Gulf of Genoa. This involves an orographic cyclone formed to the south of the Alps, inducing strong dry winds from central Europe over the Pyrenees. Many strong winds events (64%) that affect the study region are related to the presence of a cyclone around of the Gulf of Genoa (Campins et al., 2007). This situation often entails avalanche formation in case of predominance of non cohesive snow layers on top of the snowpack. The negative phase of the WeMO coincides with the Central European anticyclone located to the north of the Italian peninsula and a cyclone, often cut off from northern latitudes, in an extensive area comprising the south-western Iberian Peninsula and the surrounding Atlantic Ocean, that supplies moist warm air to the southern side of the Eastern Pyrenees. A neutral phase appears when there is a low pressure gradient over the western Mediterranean basin and surrounding areas, or whenever a north-eastern or south-western advection with the same isobar is established, linking both areas of the dipole.

The following sections identify and describe the NAOi and the WeMOi relationship with major avalanche activity at regional scale in the Eastern Pyrenees since spatial variability in avalanche triggering by synoptic patterns was observed in previous studies.

2. Study area

The study area is located in the eastern half of the Pyrenees, on Spanish and Catalanian territory. It spreads from the Noguera Ribagorçana river basin to the Mediterranean coast (Fig. 1). Most valleys drain southwards and south-eastwards to the Mediterranean Sea, except in the north-western part of this area, which faces to the Atlantic Ocean. The altitudes decrease progressively towards the east and the highest elevations reach 3000 m. The timber line is located between approximately 2100 and 2400 m. The highest mountain villages are located up to 1500 m in elevation. Roads open in the winter reach a maximum of 2300 m and there are nine ski resorts at an elevation of at least 1500 m.

Three climatic conditions have been defined (García et al., 2007). The climate is oceanic, humid in the north-western part of the Eastern Pyrenees as the main river basin drains to the Atlantic Ocean. The total amount of fresh snow at an elevation of 2200 m is about 500–600 cm per year. Regular, moderate snowfalls precede high avalanche activity, and this is the part of the Eastern Pyrenees where the maximum natural avalanche activity is observed. The oceanic influence quickly diminishes to the east and to the south and the climate acquires continental characteristics. Thus, winter precipitation decreases in the central part of the area under study while snow precipitation increases in the equinoctial seasons. Here, the total amount of fresh snow at an elevation of 2200 m is slightly over 250 cm per year. The prevailing winds are from the north and north-west, often with gusts of over 100 km/h. The snow cover is usually shallow, favoring a strong temperature gradient inside the snowpack. Therefore, weak layers form and below large wind slabs an unstable structure persists on shady slopes. The oceanic influence disappears completely in the easternmost part of the Pyrenees where the Mediterranean Sea exerts a significant influence. All this means heavy but infrequent snowfalls due to Mediterranean cyclogenesis. Small lows blow a very moist maritime flow from the east. The total amount of fresh snow at an altitude of 2200 m is about 350–450 cm per year. The prevailing wind is from the north (the *mistral* or, as it is called locally, the *tramuntana*), with maximum gusts that sometimes exceed 200 km/h at an elevation of 2200 m due to the formation of a persistent low on the lee-side of the Alps over the Gulf of Lion. The snowpack is irregular and thin, often coexisting with bare ground above the tree line due to the persistent wind. Hard slabs on lee sides are common.

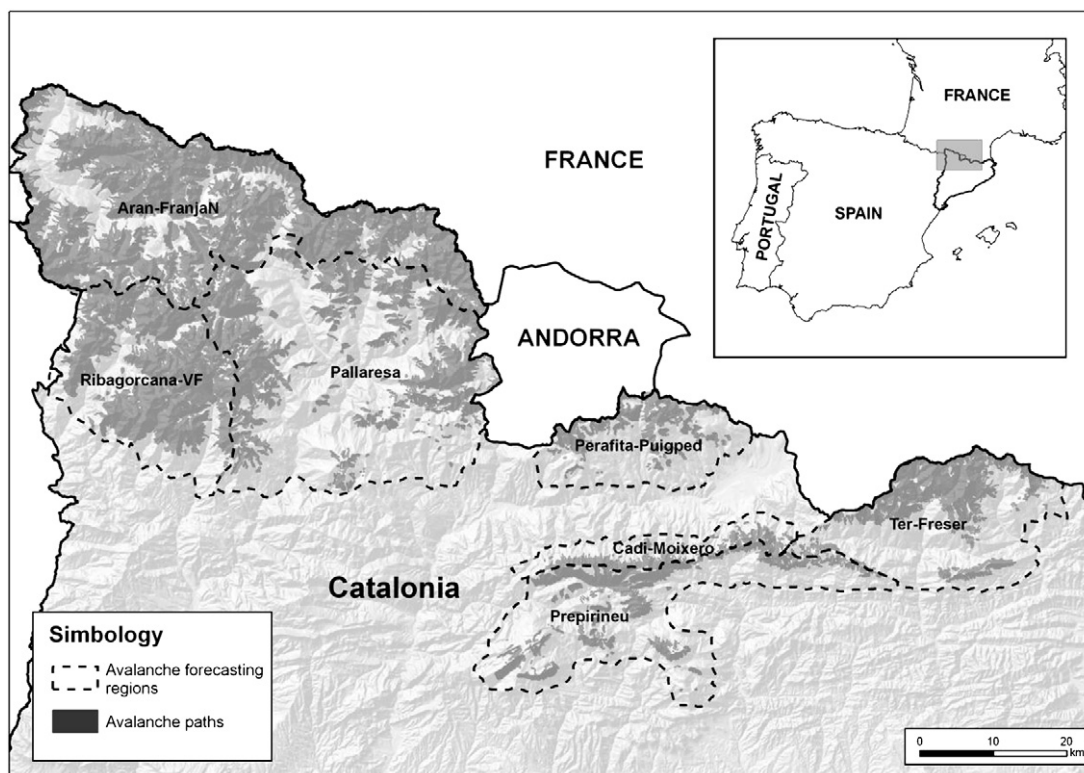


Fig. 1. Map of Eastern Pyrenees. The study area has been divided into seven avalanche regions. Avalanche paths surface is also shown.

Temperatures are determined by altitude and latitude. An altitudinal gradient (lapse rate) of $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ was estimated by Del Barrio et al. (1990). Due to latitude, there are temperature differences of $-1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ at 2200 m between the northern and southern parts of the Eastern Pyrenees (Oller et al., 2009).

Seven avalanche forecasting regions are defined on the basis of the empirical result of 21 years of avalanche forecasting since long-term weather databases do not exist. Criteria to define these forecasting regions are based on different topographical conditions such as slope aspect and height difference of the avalanche paths, which influence the snow cover conditions and avalanche activity (Oller et al., 2006). These seven regions on the Spanish side of the Eastern Pyrenees are, from west to east: Aran-Northern border of Pallaresa (AR); Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL), Perafita-Puigpedrós (PP), Cadí Moixeró (CM); Pre-Pyrenees (PR) and Ter-Freser (TF). These regions are used in the avalanche bulletins.

3. Data and methodology

A database consisting of major avalanche episodes ($N=30$) from the winter seasons of 1970–71 to 2008–09 is related with monthly NAOi and WeMOi. A major avalanche episode is defined as a period of time (from a minimum of one day) in which at least one major avalanche event was registered without significant atmospheric variations at synoptic scale. The differences between a major avalanche event and an episode is that an event is a spontaneous avalanche release that has been located and dated, while an avalanche episode includes the overall avalanche activity occurring over a period of several days within the same synoptic pattern. Episodes of major avalanches exclusively triggered by explosives or by human action (skiers, snowboarders, etc) have been rejected. We have considered major avalanches in a broad sense, as defined by Schaerer (1986): avalanches larger than usual, reaching the bottom of the valley, destroying mature forest or damaging structures. All avalanches travelled farther than 1000 m from the starting zone to the run-out

zone. Avalanches considered in this study are fresh snow avalanches linked to recent snowfalls (46% of the episodes), melting snow (20%) and slab avalanches due to snow transport by wind (10%) – unknown type for the remaining 24% of the episodes. Data have been collected by the Geological Institute of Catalonia (IGC) in the framework of the Avalanche Forecasting and Mapping Project, conceived to form the Avalanche Database of Catalonia (BDAC). Major avalanches have been systematically dated at a daily resolution from 1996 to the present. In 1996 the IGC's Snow observers Network (NIVOBS) began a winter surveillance programme, making routes every day to report snow conditions and avalanche events. All the episodes have been dated and mapped since 1996 by systematic helicopter observations in all seven regions. Monthly or weekly resolution on avalanche dating is available from before 1996. Before 1989, avalanche dating is scant and lacks continuity; avalanche dates come from enquiries of inhabitants, dendrochronology and historical documentation searches (Oller et al., 2006; Muntán et al., 2009).

Due to the spatial variability of the avalanche activity observed in the Eastern Pyrenees (García et al., 2009), one aim of this work is to find out if the spatial avalanche activity patterns from the seven avalanche regions support the empirical snow-climate classification used at present day in the avalanche warning bulletins. We use clustering techniques to derive a spatial classification of avalanche activity. Groups of regions are obtained as a function of whether major avalanche activity occurs among them in the same synoptic episode. The hierarchical clustering analysis with a three-class solution, supported by a dendrogram using Ward's method, is applied to cluster the avalanche activity. Ward's method tends to join clusters with a small number of observations and it is strongly biased toward producing clusters with roughly the same number of observations (Milligan, 1980).

The resulting clusters are related to low-frequency atmospheric circulation patterns. Specifically, WeMOi and NAOi are correlated with avalanche activity since these two indices best account for the regional variability of the winter precipitation in north-eastern Spain (López-

Bustins, 2007; Martín-Vide and Fernández, 2001). The standardized WeMO index is taken to be the standardized sea-level surface pressure (SLP) differences between San Fernando-Cádiz (south-western Spain) and Padua (northern Italy) (Martín-Vide and Lopez-Bustins, 2006) and it is used to determine the relationship between climatic variability and avalanche activity in the Eastern Pyrenees. This index is used here because it has been put forward as a good forecasting tool for heavy rainfall in north-eastern Spain (Martín-Vide et al., 2008). A monthly NAO index is also calculated from the standardized SLP differences between Reykjavik and Gibraltar from December to April. Data was obtained from Jones et al. (1997).

Keylock (2003) proposes a new NAO index that cumulates consecutive positive values of monthly NAOi, called the cumulative NAO index (CNI), showing that this new index is a better predictor of avalanching in Iceland than the present definition of NAOi. In this study, cumulative indices from NAOi and WeMOi are also computed from December to April: CNI (+) for the positive phase of the NAO, CNI (–) for the negative phase, CWI (+) for the positive phase of the WeMO and CWI (–) for the negative phase. Consequently, here we apply two new indices from the WeMOi for assessing the relationship between avalanches and climatic variability.

The relationship between teleconnection patterns and major avalanche episodes is evaluated by applying Pearson's coefficient correlations (Kendall's Tau-b and Spearman tests, significance level $\alpha < 0.05$) to monthly and annual series for the whole study area and for the avalanche zones obtained by clustering. Pearson's correlation coefficients between the NAOi (DJFMA) and the number of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees are calculated for the period 1970–71 to 2008–09 and for the period 1988–89 to 2008–09 (subset where data have been systematically registered). The IGC database includes major avalanche episodes from October to April, but we have considered only data from December to April since this time period comprises 93% of all episodes. Additionally, the NAO dictates climate variability mainly during the winter season since it is one of the most robust modes of atmospheric behaviour (Dickson et al., 2000). During the months December through March, the NAO accounts for more than one-third of the total variance in the sea level pressure (SLP) over the North Atlantic (Hurrell, 1995; Dickson et al., 2000; Hurrell, 2003; Hurrell and Deser, 2009). Moreover, Thompson and Wallace (1998, 2000) and Thompson et al. (2003) suggested that the NAO is a regional manifestation of a larger-scale (hemispheric) mode of variability known as the Northern Hemisphere Annular Mode (NAM). It is associated with large anomalies in surface temperatures, sea-surface temperatures and precipitation across North America and Eurasia. This mode extends its vertical structure deep into the stratosphere during the winter and it explains 23% of the variance during the months December through March. This mode is dominated clearly by the NAO in the Atlantic sector, especially in winter (Hurrell and Deser, 2009). That is to say, the leading wintertime pattern in the lower stratosphere is hemispheric and the SLP anomaly pattern associated with it is confined to the Arctic and the Atlantic sectors and coincides with the spatial structure of the NAO (Deser, 2000; Jónsson and Miles, 2001; Hurrell and Deser, 2009).

Major avalanche episodes and avalanche events are correlated with both CNI and CWI cumulative indices in this study. In addition to major avalanche episodes, major avalanche events are also considered in this part of the paper to support the relationship between avalanching and the teleconnection patterns. Whereas we know the real number of major avalanche episodes (30 from 1970–2009) quite well, the number of single avalanche events (at least 254) is less well known since the latter depends on the density of the observation network, which has grown over time. Hence, caution is called when dealing with avalanche events.

Regarding the interannual variability of major avalanche activity, NAOi and WeMOi, the non parametric Spearman's Rank test (Yue et al., 2002) is applied to evaluate the significance of the trends of the

temporal series at annual resolution. This test is widely recognized and it has been used for assessing monthly trends in the precipitation series and atmospheric patterns that influence the interannual variability of snowpack depth in the Central Pyrenees (López-Moreno and Vicente-Serrano, 2007).

The relationship between climatic variability and major avalanche activity in the eastern Pyrenees and the regional differences observed in avalanche distribution in the respective zones are explained by the analysis of the various synoptic patterns leading to major avalanches. García et al. (2009) proposed an objective classification of six synoptic patterns by application of a PCA method in T-mode for a grid of 500 hPa height values in geopotential meters for the period 1971–2007. Taking these results into consideration, the anomalies of the sea level pressure (SLP) field of each pattern with respect to the average winter atmospheric conditions are calculated and mapped in this study to know the normality of those components at the SLP field. Afterwards, both the NAOi and WeMOi are calculated for each component to assess which components are captured by the positive, negative or neutral phases and intensities of these teleconnection patterns. The procedure to obtain the composite maps consists of subtracting the standardized values of the daily SLP values of the major avalanche days captured by each component from the standardized mean SLP winter values (DJFMA, 1970–71 to 2006–07) for each point of the grid ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 70° – 30° N, 30° W– 20° E).

4. Results and analyses

By applying clustering techniques to the spatial variability of major avalanche activity, three groups containing the 6 avalanche regions are obtained. The Oceanic group is formed by Aran–Pallaresa north border (label 1 in Fig. 2): major avalanche activity in this zone is significantly negatively correlated with the rest of the groups. The Continental group is formed by Ribagorçana–Vallflosca and Pallaresa (labels 2 and 3 in Fig. 2). Lastly, the Mediterranean group shows a very homogeneous consistence and includes the Cadí, Pre-Pyrenees and Ter-Freser regions (labels 4, 5 and 6 respectively in Fig. 2). In the empirical classification used up to now in the avalanche bulletins, the Cadí region fitted better in the Continental class rather than in the Mediterranean one. The internal snowpack evolution of the Cadí region is closer to continental patterns since internal temperature gradients are higher than surrounding mountain ranges and facets and depth hoar are frequently formed due to the predominance of northward-facing slopes. However, in this work our classification scheme based on major avalanche activity is dominated by precipitation accumulation rather than internal snowpack structure, and major avalanches are prone to release at the same time as in the adjacent eastern and southern regions affected by Mediterranean air masses. On the basis of major avalanche activity and associated atmospheric patterns, this region is assigned to the Mediterranean zone, even the snow cover evolves following a continental pattern. There is another avalanche region, Perafita–Puigpedrós, in which major avalanche activity is extremely rare (3% annual occurrence probability –

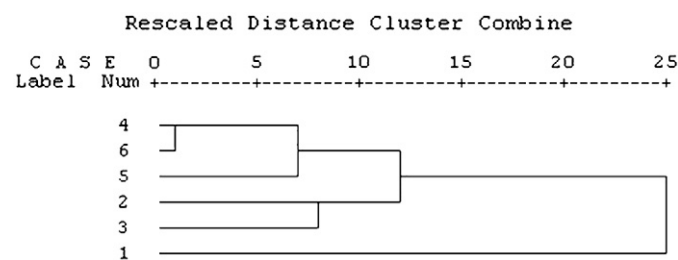


Fig. 2. Dendrogram using Ward method shows proximity distances among the variables to cluster. Three clusters are found: label 1 corresponds to the Aran-Franja N Pallaresa avalanche region, Oceanic zone; labels 2 and 3 correspond to the Ribagorçana–Vallflosca and Pallaresa regions respectively, Continental zone; labels 4, 5 and 6 correspond to the Cadí–Moixeró, Ter-Freser and Pre-Pyrenees regions, Mediterranean zone respectively.

García et al., 2009). For this reason it was not considered in the cluster analysis.

Regarding the relationship between major avalanche episodes for each region and teleconnection patterns, Pearson's correlation coefficients are indicated in Table 1 and Table 2 (with the significant levels $\alpha < 0.05$ in bold print). Firstly, the results of the correlation of the WeMO indices with all the zones show that they are negative. The Oceanic zone does not show any significant correlation with the WeMOi. Hence, the WeMOi is a circulation index that explains the climatic variability of the Mediterranean and Continental zones. With respect to this low-frequency pattern, the CWI (–) is the index that best explains the major avalanche activity in the Eastern Pyrenees as a whole and in the Mediterranean and Continental zones in particular.

In the case of the positive and the negative cumulative WeMOi, 109 of the total months analysed show CWI (–) and 85 show CWI (+). Of the 30 identified major avalanche episodes, 21 occurred with CWI (–) and only 9 with CWI (+). Notably, the winter of 1995–96, which includes 6 episodes, reaches both the maximum CWI (–) (–6.82) and the maximum CNI (–) (–35.54). The correspondence between monthly values of CWI (–) and major avalanche activity during the period under study (Fig. 3) indicates an increase of episodes just when the WeMOi enters the negative phase.

Secondly, the results of the correlation of the NAO indices with all the zones and for the Eastern Pyrenees as a whole are better than those computed with the WeMO indices, except for the Mediterranean zone where WeMOi best explains the major avalanche activity. The high coefficients obtained with CNI (–) (Table 2) are notable, excepting the Oceanic zone where no significant correlation is found (as was the case for the WeMO indices). The rank correlation between the winter NAOi (December–April) and the number of major avalanche episodes in the Eastern Pyrenees is significant at the 5% level with a value of $R = -0.43$ for the period 1970–71 to 2008–09. The coefficient of correlation improves with a value of $R = -0.70$ for the period 1988–89 to 2008–09, when avalanche episodes began to be systematically registered.

Monthly correspondence between CNI (–) and episodes is shown in Fig. 4. Months with positive values of CNI are plotted in the figures as zero value. Positive CNI prevails in the 194 months of the period December–April for the years 1970–71 to 2008–09: 117 months have a cumulative positive NAO index and 77 have a negative index. Most episodes (65%) occurred with a monthly negative CNI value and only 35% occurred in positive CNI months. Hence, the majority of the major avalanche episodes occurred in months with a negative NAOi phase. The median value for negative CNI months with avalanche episodes is –2.5. It may be noted that the median value of months with positive CNI and avalanche episodes is 1.5 and this value matches the 50% of avalanche episodes observed in positive CNI months. This means that major avalanche episodes for positive CNI months are concentrated around low positive values, while for negative CNI they match the more extreme negative values (Fig. 5). Additionally, a significant part of the episodes (9 of 26) are registered in months with extremely low CNI values (under –5.3). This means that 35% of the episodes occurs in the 96th percentile of CNI values. The comparison between avalanche events and CNI values shows a relationship similar to that of the episodes. Of the total 254 avalanche events, 186 were observed during

Table 1
Correlation of major avalanche episodes with winter (DJFMA) values of the WeMOi and the cumulative indices for each zone for the period 1971–2008.

	WeMOi	CWI (+)	CWI (–)	CWI
Eastern Pyrenees	–0.325	–0.141	–0.418	–0.326
Oceanic zone	–0.188	–0.145	–0.196	–0.189
Continental zone	–0.262	–0.025	–0.400	–0.263
Mediterranean zone	–0.385	–0.266	–0.422	–0.385

In bold, significant correlation at $\alpha < 0.05$.

Table 2
Correlation of major avalanche episodes with winter (DJFMA) values of the NAOi and the cumulative indices for each zone for the period 1971–2009.

	NAOi	CNI (+)	CNI (–)	CNI
Eastern Pyrenees	–0.425	–0.190	–0.721	–0.475
Oceanic zone	–0.146	–0.052	–0.266	–0.162
Continental zone	–0.391	–0.115	–0.736	–0.429
Mediterranean zone	–0.352	–0.201	–0.647	–0.499

In bold, significant correlation at $\alpha < 0.05$.

negative CNI values; 154 of these were registered with a negative maximum CNI value under –6.6. This means that 60% of the total events match the 98th percentile of the monthly CNI values. The coefficient of correlation between the winter season negative CNI and both the avalanche episodes per year ($R = -0.72$) and avalanche events per year ($R = -0.82$) are higher than the equivalent correlation ranks for the NAOi.

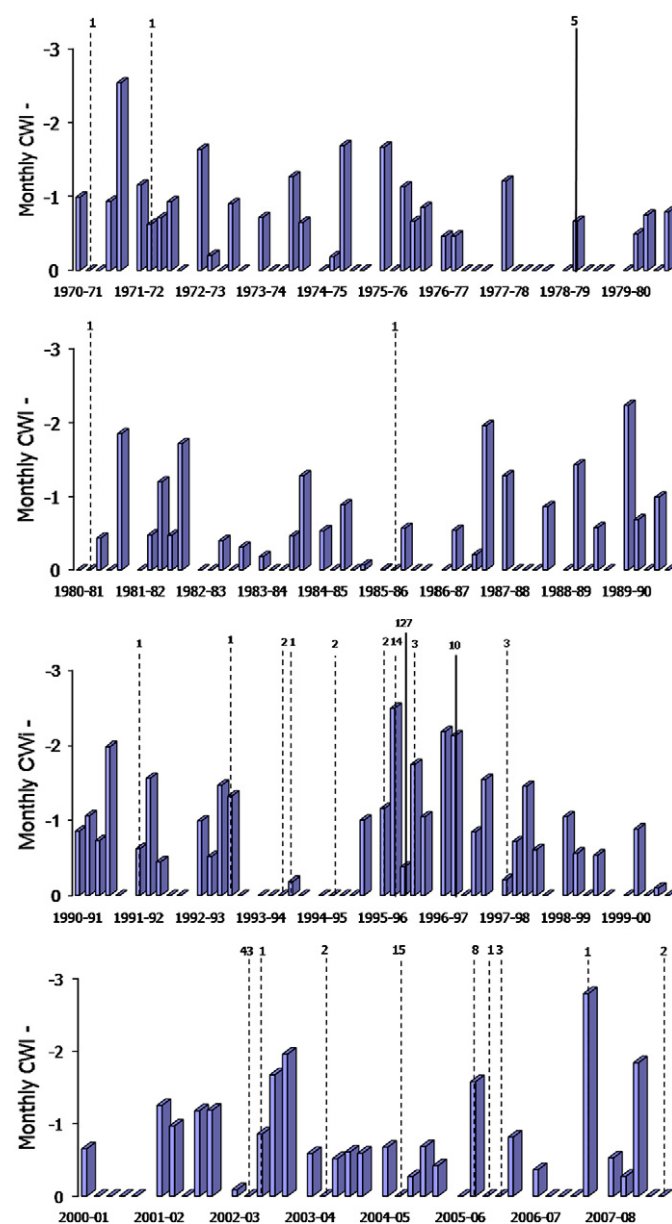


Fig. 3. Correspondence between monthly values of CWI (–) and avalanche activity (DJFMA, 1971–2008). The dashed line means one major avalanche episode and the bold line means more than one episode per month. At the top of the lines, the number of avalanche registers is shown.

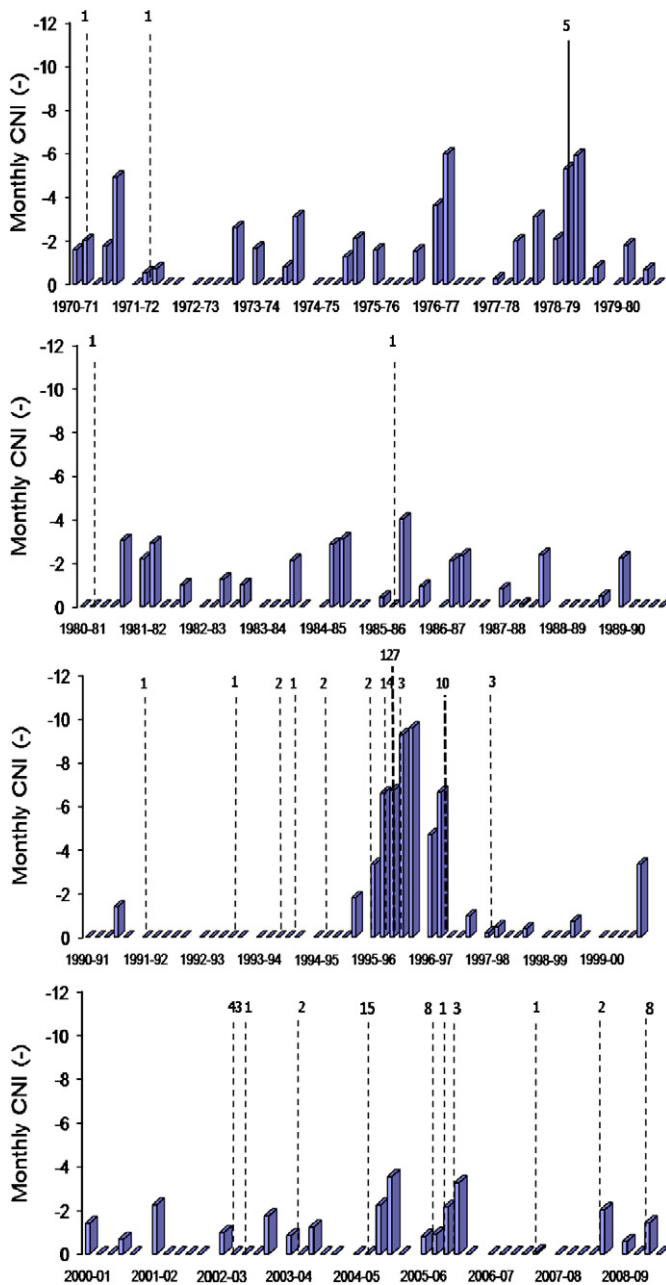


Fig. 4. Correspondence between monthly values of CNI (–) and avalanche activity (DJFMA, 1971–2009). The dashed line means one major avalanche episode and the bold line means more than one episode per month. At the top of the lines, the number of avalanche registers is shown.

With respect to interannual variability of teleconnection indices and major avalanches occurrence, a comparison between the number of major avalanche episodes and the NAOi for each winter from 1970–71 to 2008–09 is shown in Fig. 6. Positive trends appear in the interannual variability of the avalanche episodes occurrence in the Eastern Pyrenees ($\rho=0.38, \alpha<0.05$) (Table 3). With respect to the interannual variability of the NAO, the NAO has followed a slightly upward trend during the last 39 years. Table 3 shows the trends of the different signals considered at annual resolution for the period 1971–2009. Significant values ($\alpha<0.05$) are highlighted in bold. The only significant trend corresponds to the CNI (–) ($\rho=0.32, \alpha<0.05$). Secondly the results for the WeMOi are shown in Table 4. This indicates the trends of the different used signals at annual resolution for the period 1971–2008. The temporal trends of the WeMO are negative but they are not significant. The WeMOi began to enter a

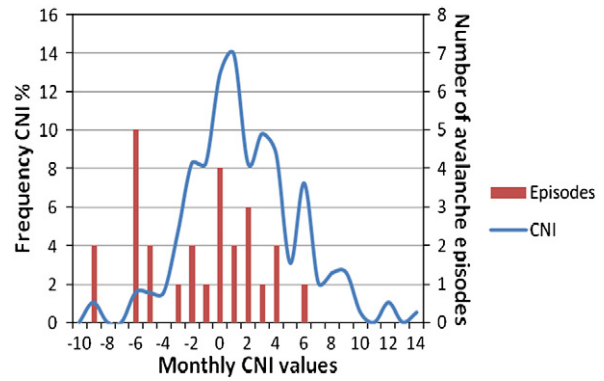


Fig. 5. Frequency of the monthly CNI values (line) and the number of avalanche episodes (bars) observed for each class of CNI values (DJFMA, 1971–2009).

negative phase in recent decades, showing 25 negative values for the last 38 years.

5. Discussion and conclusions

An initial objective classification of avalanche regions is achieved by clustering the major avalanche activity of the seven regions in the Eastern Pyrenees, which provides three avalanche spatial domains. These regions are called the Oceanic, Continental and Mediterranean and they fit well with precipitation distribution. This classification modifies slightly the one used up to now and should improve the prediction of major avalanches.

The results show a negative correlation between the NAOi and major avalanches releasing in the Eastern Pyrenees, which is improved by applying a cumulative NAO index (CNI). The number of major avalanche episodes and the number of events per episode increase in the Eastern Pyrenees when the CNI is negative, and the frequency and intensity of the episodes rise when extreme values of negative CNI are observed. This study has also demonstrated a significant correlation of WeMOi with major avalanche episodes during the last 39 years. The WeMOi is a low-frequency pattern that explains that part of the climatic variability, particularly precipitation and temperature, which is not justified by the NAOi. In this respect, the Mediterranean zone of the Eastern Pyrenees is where the negative phase of the WeMOi exerts the strongest influence on avalanche activity. This matches the results obtained by López-Bustins (2007) on the role of WeMOi for the shore lands nearest the Mediterranean Sea, extending both northward from the Pyrenees (Languedoc-Roussillon in France) and southward (Catalonia in Spain). For both teleconnection indices analysed here, the negative cumulative is the best predictor. It concurs with the affirmations of Keylock (2003), who demonstrated that the cumulative NAOi (positive phase for Iceland) is a better prediction tool than the NAOi. The Oceanic avalanche zone does not indicate any significant correlation with either the WeMOi or

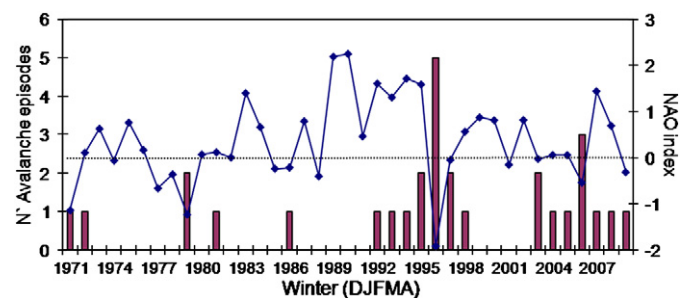


Fig. 6. Number of major avalanche episodes (bars) and NAO index (lines) for each winter season (1971–2009) from December (year-1) to April (year). The dashed line corresponds to a NAO index of 0.

Table 3

Temporal trends of the avalanche episodes in the Eastern Pyrenees, NAOi and cumulative indices (1971–2009). Values in bold print are significant at a confidence level of $\alpha < 0.05$.

	NAOi	CNI (+)	CNI (–)	CNI	Avalanche episodes
Coefficient	0.171	0.088	0.324	0.159	0.383
Sig. ($\alpha < 0.05$)	0.149	0.296	0.022	0.167	0.009
N	39	39	39	39	39

the NAOi, and this matches the recent findings on winter precipitation and teleconnection patterns in the Pyrenees during the second half of the 20th century (González-Hidalgo et al., 2009).

On the basis of this preliminary overview, it appears that negative CNI considered as a sequence of negative monthly NAO indices could be taken as an indicator of possible extreme avalanche winters for the whole of the Eastern Pyrenees. This applies both to avalanche forecasting and past avalanche climate investigation. It is worth noting that the 1995–96 winter season, which showed the maximum major avalanche activity, both avalanche episodes and events (Muntán et al., 2009) set new records for NAOi negative anomaly (–2.35), at least for the period 1970 to 2009. Likewise, it is the only winter that has shown a negative NAOi during the whole period (December–April) in the last 60 years.

While the majority of episodes occur in negative NAOi, it should also be noted that a significant part of them are observed in months with positive NAOi (35% of the episodes). The frequency distribution of major avalanche episodes as a function of the CNI value suggests a bimodal frequency (Fig. 5). The second-highest number of observed cases fits into a class close to zero CNI value (0 to –1) and the frequency distribution is skewed to the right to positive CNI values. Avalanche activity in positive phase of NAO is probably consistent with spatial differences in the precipitation distribution over the Eastern Pyrenees ruled by weak positive NAO pattern (Esteban et al., 2001).

The relationship between climatic variability and major avalanche activity in the eastern Pyrenees and the regional differences observed in avalanche distribution in the respective zones are partly explained by the analysis of the various synoptic patterns leading to major avalanche activity (García et al., 2009). The obtained configurations of the low troposphere are a key-feature for mechanisms concerning avalanche triggering. Direction of the flows in surface level accounts for moist and temperature fluctuations and wind gradient, especially in the Pyrenees where orographic interaction sometimes entails convergence zones, upslope lifting and convection associated to mesoscale phenomena. Consequently, we sought to assess the relationship between teleconnection patterns and synoptic patterns and the spatial variability of the major avalanche activity attending to the new regional classification proposed above.

With respect to the question which synoptic components are captured by the positive, negative or neutral phases and intensities of the NAO and the WeMO, the results (Table 5) show that most components producing major avalanches in the Eastern Pyrenees occur when NAOi is clearly negative. The components C2, C3, C4 and C5 (52% of the explained variance) are linked to a mediterranean atmospheric circulation type (Fig. 7). Only C1 is related to the positive phase. The component C1 is a northwest advection, in other words

Table 4

Temporal trends of the WeMOi and cumulative indices (1971–2008). There are no significant values ($\alpha < 0.05$).

	WeMOi	CWI (+)	CWI (–)	CWI
Coefficient	–0.080	–0.049	–0.117	–0.082
Sig. ($\alpha < 0.05$)	0.317	0.386	0.243	0.311
N	38	38	38	38

atlantic circulation type, and it is the only one with a positive NAOi and WeMOi (0.58 and 1.56, respectively), affecting mainly the oceanic and continental avalanche regions. The rest of the components are governed by negative phases of both indices (except C4 for WeMOi with a value of 0.17 since a low is centered opposite of the Eastern Pyrenees).

With respect to the role of the WeMOi, most components also occur when a negative phase exists. Surprisingly, even though recent studies (López-Bustins, 2007) demonstrate that rainfall in the Eastern Pyrenees is better correlated with WeMOi than with NAOi, a conclusion is that major avalanches in the Mediterranean region are caused by a wide sort of patterns linked to the negative phase of NAO. It implies that NAOi, and specially CNI (–), better explains the occurrence of major avalanches in the most part of the Eastern Pyrenees than precipitation alone. Nor NAOi neither WeMOi shows a statistical signal on major avalanche occurrence in the oceanic zone.

With respect to interannual variability, the winter WeMOi shows no significant negative trend for the period 1971–2008 and the winter NAOi shows a positive trend. According to the findings of various authors, the upward trend is forecasted to continue by the outputs of the majority of Atmospheric General Circulation Models (AGCM), since a significant part of the observed changes in the NAO is attributable to an anthropogenic forcing (Osborn, 2004; Stephenson et al., 2006). However, the predicted changes in the winter mean temperature and precipitation over the Mediterranean region by most of the AGCMs are not completely justified by the expected small increases of the NAO trend. Attending to the result of this study, a simple local response across the Eastern Pyrenees may be that avalanche activity will not increase and it could even decrease since a positive CNI would prevail. This study also shows, however, that a surprising period of negative CNI appeared in the middle of the 1990 s and was characterized by the highest decadal average of winter NAOi. Studies on NAO time evolution published in recent years thoroughly describe the observed winter upward trend in the NAOi (Hurrell et al., 2003) and the persistence of positive CNI in the 1990 s (Keylock, 2003), but CNI (–) is the only parameter that shows a significant upward trend. Later, if the present negative phase of WeMOi remains steady as in recent decades, it could imply that major avalanche episodes will not diminish.

In conclusion, this study provides significant findings on the relationship between the negative phase of the NAOi and the WeMOi and avalanching in the Eastern Pyrenees, and this could be useful for seasonal avalanche forecasting. Moreover, in the middle of the positive phase domain of the NAO, there have been extreme avalanche situations linked to periods of highly negative CNI. Hence, for future climate scenarios governed by a positive phase of NAO, intense avalanche episodes can also be expected. Additionally, the Eastern Pyrenees area is located in a marginal position between the southern edge of the Atlantic lows track and the northern edge of the subtropical high pressure belt, making this mountain range very sensitive to small variations of the hemispheric circulation patterns.

Table 5

Anomalies of the sea level pressure (SLP) field (with regard to the average values for DJFMA, 1971–2008) corresponding to the dipoles that govern NAO and WeMO for the 6 components that lead to major avalanche episodes. In bold print, average values of the NAOi and the WeMOi for the 6 synoptic types.

Synoptic type	NAO			WeMO		
	Iceland	Gibraltar	Index	Gibraltar	Padua	Index
C1	0.01	0.59	0.58	0.59	–0.97	1.56
C2	–0.03	–1.28	–1.25	–1.28	–0.39	–0.88
C3	0.29	–0.84	–1.13	–0.84	0.94	–1.78
C4	0.82	–2.30	–3.13	–2.30	–2.47	0.17
C5	1.27	–2.52	–3.79	–2.52	0.48	–3.01
C6	0.64	–0.54	–1.18	–0.54	0.31	–0.85

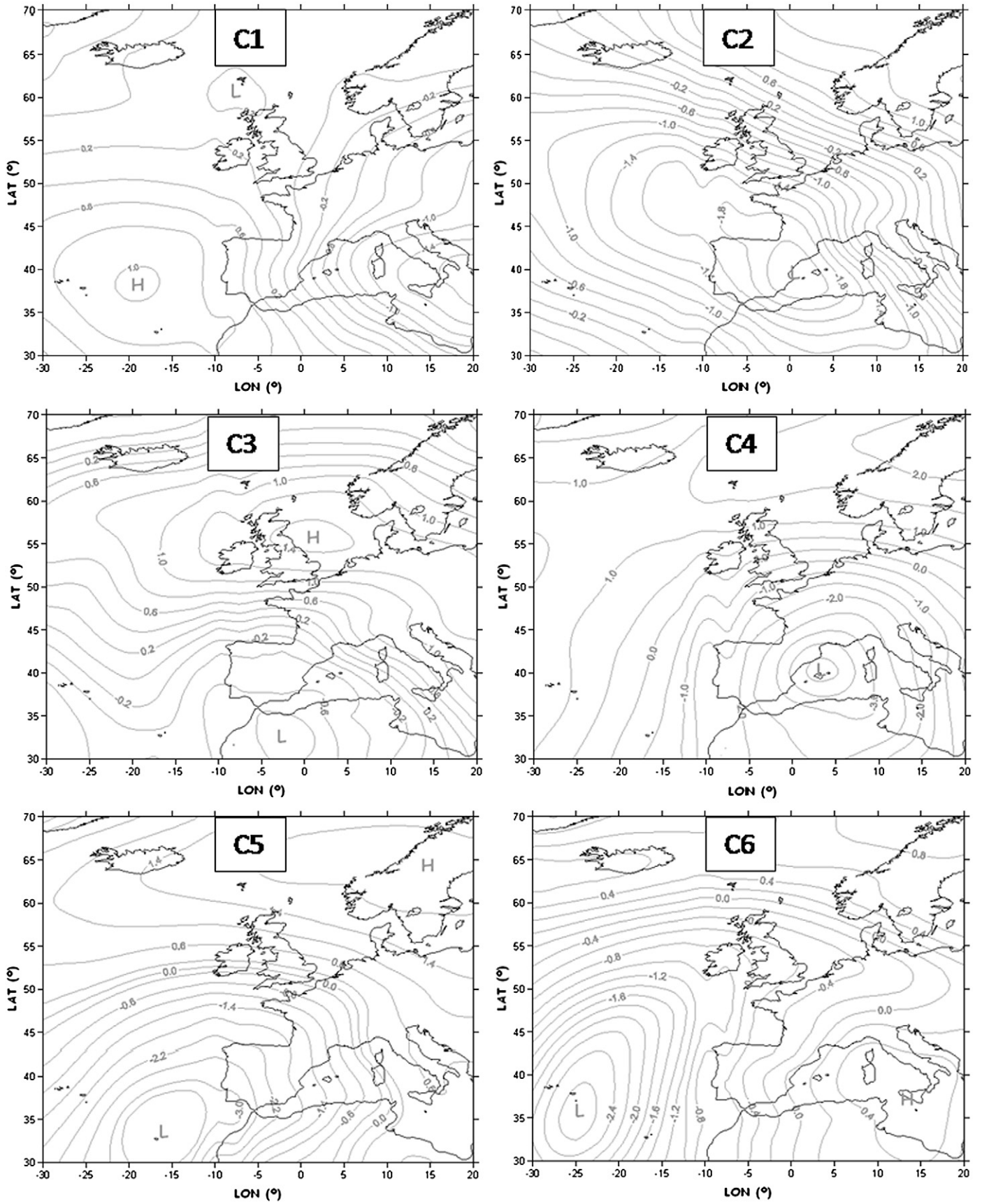


Fig. 7. Calculated anomaly maps for the sea level pressure (SLP) field of the 6 components leading to major avalanches, in regard to the average SLP (DJFMA, 1971–2008).

Now that the relationship between negative NAO and major avalanches has been considered, the question is which negative NAO processes govern the avalanche activity in the Eastern Pyrenees? Future work should attempt to characterize the behaviour of the snow and meteorological variables caused by the synoptic patterns typical of atmospheric circulation when negative a phase of NAO and WeMOi prevails.

Acknowledgements

We are grateful to Aline Concha for her technical support. We want also to thank two anonymous reviewers for providing many useful comments and suggestions.

References

- Beniston, M., Rebetez, M., 1996. Regional behaviour of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theoretical and Applied Climatology*, 53. Springer-Verlag, pp. 231–243.
- Campins, J., Aran, M., Genovés, A., Jansà, A., 2007. High impact weather and cyclones simultaneity in Catalonia. *Advances in Geosciences* 12, 115–120.
- Del Barrio, G., Creus, J., Puigdefàbregas, J., 1990. Thermal seasonality of the high mountain belts of the Pyrenees. *Mountain Research and Development* 10, 227–233.
- Deser, C., 2000. On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters* 27, 779–782.
- Dickson, R.R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Andlamsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G., Maslowski, W., 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 13 (15), 2671–2696.
- Esteban, P., Martí, G., García, C., Aran, M., García, A., Gavalda, J., Moner, I., 2007. Heavy snowfalls and avalanche activity over Eastern Pyrenees: a study of two extreme cases. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop: Forschungsbericht*, 53, pp. 44–48.
- Fraedrich, K., 1994. An ENSO impact on Europe? *Tellus* 46A, 541–552.
- Furdada, G., 2006. Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro. *Cuatrenario y Geomorfología* 20 (3–4), 74–88.
- García, N.O., Gimeno, L., De la Torre, L., Nieto, R., Añel, J.A., 2005. North Atlantic Oscillation (NAO) and precipitation in Galicia (Spain). *Atmósfera* 25–32.
- García, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P., 2007. Weather and snow pack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop: Forschungsbericht*, 53, pp. 49–56.
- García, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavalda, J., Martínez, P., Peña, J.C., 2009. Major avalanches occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 59, 106–118.
- Gillet, N.P., Graf, H.F., Osborn, T.J., 2003. Climate Change and North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph*, 134. American Geophysical Union, pp. 193–209. doi:10.1229/134GM09.
- González-Hidalgo, J.C., López-Bustins, J.A., Stepanek, P., Martín-Vide, J., De Luis, M., 2009. Monthly precipitation trends on the Mediterranean façade of the Iberian Peninsula during the second half of the 20th century (1951–2000). *International Journal of Climatology* 29, 1415–1429.
- Esteban, P., Soler, X., Prohom, M., Planchon, O., Laita Ruiz de Asúa, M., 2001. La distribución de la precipitación a través del índice NAO. El efecto del relieve a escala local: El Pirineo Oriental. In: Guijarro Pastor, J.A., Grimalt Gelabert, M., Laita Ruiz de Asúa, M., Alonso Oroza, S. (Eds.), *El Agua y el Clima—L'Aigua i el Clima*. Publications of the Spanish Association of Climatology (AEC), 2002, Serie A, nº 3. Planogràfica Balear, Marratxí (Mallorca), p. xii+594.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Hurrell, J.W., 2003. Climate variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. In: Holton, J., Pyle, J., Curry, J. (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pp. 439–445.
- Hurrell, J.W., Deser, C., 2009. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 78, 28–41.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph*, 134. American Geophysical Union, pp. 1–35. doi:10.1229/134GM01.
- Jomelli, V., Delval, C., Granicher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hetu, B., Fillion, L., Pech, P., 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology* 47, 180–192.
- Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* 17, 1433–1450.
- Jónsson, T., Miles, M.W., 2001. Anomalies in the seasonal cycle of sea level pressure in Iceland and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters* 28 (22), 4231–4234.
- Keylock, C.J., 2003. The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland. *Geophysical Research Letters* 30, 5 (58), 1–4.
- López-Bustins, J.A., 2007. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Pyrenees. PhD Thesis. Department of Physical Geography and Regional Geographical Analysis, University of Barcelona. Catalonia. 184 pp.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, M., 2007. Atmospheric circulation influence on the interannual variability of the snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century. *Nordic Hydrology* 38 (1), 33–44.
- Martín-Vide, J., Fernández, D., 2001. El índice NAO y la precipitación mensual en la España Peninsular (The NAO index and the monthly precipitation in the Peninsular Iberian). *Investigaciones Geográficas* 26, 41–58.
- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A., 2006. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 26 (11), 1455–1475.
- Martín-Vide, J., Barriandos, M., Peña, J.C., Llasat, M.C., Rodríguez, R., 1999. Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España. *Análisis*, GR 67, pp. 19–29.
- Martín-Vide, J., Sánchez-Lorenzo, A., López-Bustins, J.A., Cordobilla, M.J., García-Manuel, A., Raso, J.M., 2008. Torrential rainfall in Northeast of Iberian Peninsula: Synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Science and Research* 2, 99–105.
- Milligan, G.W., 1980. An examination of the effect of six types of error perturbation on fifteen clustering algorithms. *Psychometrika* 45 (3), 325–342.
- Muntán, E., García-Sellés, C., Oller, P., Martí, G., García, A., Gutiérrez, E., 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences* 9, 1599–1612.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García, C., García, A., Martínez, P., 2006. The Avalanche Data in the Eastern Pyrenees. 20 Years of Avalanche Mapping. *Proceedings of the International Snow and Science Workshop*. Telluride, Colorado, USA, pp. 305–313.
- Oller, P., Janeras, M., De Buén, H., Arnó, G., García, C., Christen, M., Martínez, P., 2009. Validación del programa de modelización numérica Aval-1D para simular aludes en el Pirineo Oriental. VII National Meeting on Unstable Slopes and Hillsides. Barcelona, Spain, pp. 468–479.
- Osborn, T.J., 2004. Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 22, 605–623.
- Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S.R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M.J., Castro-Díez, Y., 2005. North Atlantic Winter SLP anomalies based on the Autumn ENSO state. *Journal of Climatology* 18, 97–103.
- Quadrelli, R., Lazeri, M., Cacciamani, C., Tibaldi, S., 2001. Observed winter alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. *Climate Research* 17, 275–284.
- Schaerer, P., 1986. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review* 4 (3), 2.
- Stefaniki, G., Talkner, P., Weber, R.O., 1998. Frequency changes of weather types in alpine region since 1945. *Theoretical and Applied Climatology* 60, 47–61.
- Stephenson, D.B., Pavan, V., Collins, M., Junge, M.M., Quadrelli, R., 2006. North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-modal assessment. *Climate Dynamics* 27, 401–420.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25, 1297–1300.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate* 13, 1000–1016.
- Thompson, D.W.J., Lee, S., Baldwin, M.P., 2003. Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. In: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation, Climatic Significance and Environmental Impact: AGU Geophysical Monograph*, 134, pp. 81–112.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation. *Concepts and studies*. *Surveys in Geophysics* 22 (4), 321–381.
- Yue, S., Pilon, P., Cavadias, G., 2002. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrologic series. *Journal of Hydrology* 259, 254–271.

3. CAPÍTULO 3: THE EFFECT OF SLOPE ASPECT ON THE RESPONSE OF SNOWPACK TO CLIMATE WARMING IN THE PYRENEES

López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Gilaberte, M., Morán-Tejeda, E., Pons, M., Jover, E., Esteban, P., García-Sellés, C. y Pomeroy, J.W. The effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming in the Pyrenees. *Theoretical Applied Climatology*, vol. 117, 1, 207-219. 2014.

RESUMEN: El objetivo de este artículo es analizar el efecto de la orientación de la ladera en la respuesta del manto nivoso al calentamiento climático en los Pirineos. Para ello, se han utilizado las series de cinco estaciones meteorológicas automáticas para simular los balances de masa y energía del manto nivoso, asumiendo diferentes magnitudes de un idealizado calentamiento climático (incrementos de 1, 2 y 3°C sobre las series de temperatura). Los balances de masa y energía del manto nivoso se han simulado utilizando la plataforma Cold Regions Hydrological Modelling (CRHM). Con esta plataforma se ha creado un modelo que ha permitido obtener valores corregidos del flujo de radiación incidente de todo el espectro de longitud de onda para diferentes orientaciones (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW y terreno llano) para cada uno de los puntos de observación. Este modelo ha permitido evaluar el impacto diferencial del calentamiento climático sobre los procesos del manto nivoso en laderas de alta montaña. Los resultados han demostrado que la orientación del terreno es la responsable de una sustancial variabilidad en la acumulación de nieve y en la duración del manto nivoso. La variabilidad aumenta notablemente en las simulaciones en condiciones de temperaturas más elevadas. La acumulación máxima de nieve anual (MSA) y la duración anual del manto nivoso (ASD) muestran una clara sensibilidad al aumento de 1°C. Así, la sensibilidad del MSA en terreno llano osciló entre un 11 y un 17% por grado°C entre las distintas estaciones nivometeorológicas, y el ASD osciló entre 11 a 20 días por grado. Existe un claro incremento en la sensibilidad del manto nivoso al calentamiento climático en aquellas laderas que reciben radiación solar intensa (orientaciones S, SE y SW), en comparación con aquellas laderas donde la radiación incidente es más limitada (orientaciones N, NE y NW). La sensibilidad del MSA y del ASD se incrementa a medida que se incrementa la temperatura, particularmente en las laderas más

irradiadas. Se ha observado una gran variabilidad interanual. Así, a mayor acumulación de nieve y mayor duración, la sensibilidad del manto nivoso a la temperatura decrece, especialmente en laderas orientadas al sur.

The effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming in the Pyrenees

J. I. López-Moreno · J. Revuelto · M. Gilaberte · E. Morán-Tejeda ·
M. Pons · E. Jover · P. Esteban · C. García · J. W. Pomeroy

Received: 7 March 2013 / Accepted: 29 July 2013
© Springer-Verlag Wien 2013

Abstract The aim of this study was to analyse the effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming in the Pyrenees. For this purpose, data available from five automatic weather stations were used to simulate the energy and mass balance of snowpack, assuming different magnitudes of an idealized climate warming (upward shifting of 1, 2 and 3 °C the temperature series). Snow energy and mass balance were simulated using the Cold Regions Hydrological Modelling platform (CRHM). CRHM was used to create a model that enabled correction of the all-wave incoming radiation fluxes from the observation sites for various slope aspects (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW and flat areas), which enabled assessment of the differential impact of climate warming on snow processes on mountain slopes. The results showed that slope aspect was responsible for substantial variability in snow accumulation and the duration of the snowpack. Simulated variability markedly increased with warmer temperature conditions. Annual

maximum snow accumulation (MSA) and annual snowpack duration (ASD) showed marked sensitivity to a warming of 1 °C. Thus, the sensitivity of the MSA in flat areas ranged from 11 to 17 % per degree C amongst the weather stations, and the ASD ranged from 11 to 20 days per degree C. There was a clear increase in the sensitivity of the snowpack to climate warming on those slopes that received intense solar radiation (S, SE and SW slopes) compared with those slopes where the incident radiation was more limited (N, NE and NW slopes). The sensitivity of the MSA and the ASD increased as the temperature increased, particularly on the most irradiated slopes. Large interannual variability was also observed. Thus, with more snow accumulation and longer duration the sensitivity of the snowpack to temperature decreased, especially on south-facing slopes.

1 Introduction

A significant increase in air temperature has been detected in the majority of the world's mountain regions in recent decades (Pepin and Seidel 2005; Diaz and Eischeid 2007; Pepin and Lundquist 2008; Ohmura 2012). The warming has been generally accompanied by a shift toward earlier snowmelt and declining snow accumulation (Mote 2003; Barnett et al. 2005). This change in snowpack dynamics is a consequence of the great sensitivity of snow to air temperature increase, which causes a decreasing proportion of snowfall relative to rainfall, and an increase in available energy for snow melting (Rood et al. 2008). Thus, a change of +1 °C was reported to cause a 20 % reduction in accumulated snow water equivalent, and a noticeable shortening of the snow season in a small basin in the Pyrenees (López-Moreno et al. 2013). For the Washington Cascades area, a similar rate of reduction (20 % per 1 °C warming) was reported by Casola et al. (2009), and Minder (2010) reported a decrease of 14.8–18.1 % per 1 °C, depending on the vertical structure of the warming. For the Swiss Alps,

J. I. López-Moreno · J. Revuelto · M. Gilaberte · E. Morán-Tejeda
Pyrenean Institute of Ecology (CSIC), Avda. Montañana 1005,
Zaragoza 50 059, Spain

M. Pons · E. Jover
Observatory of Sustainability of Andorra (OBSA), Sant Julià de
Lòria, Andorra

P. Esteban
Centre d'estudis de la neu i de la muntanya d'Andorra (CENMA),
Sant Julià de Lòria, Andorra

C. García
Geological Institute of Catalunya (IGC), Barcelona, Spain

J. W. Pomeroy
Center for Hydrology, University of Saskatchewan, Saskatoon,
SK, Canada

J. I. López-Moreno (✉)
Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avda Montañana 1005,
Zaragoza 50.059, Spain
e-mail: nlopez@ipe.csic.es

Beniston et al. (2003) reported a decrease of 15 % in snow accumulation per 1 °C of temperature warming. Howat and Tulaczyk (2005) predicted a 6–10 % decrease in spring snow water equivalent per 1 °C in Sierra Nevada. In each of the studies noted above, it was emphasized that the values reported were highly dependent on altitude and changes in precipitation.

Despite widely recognized uncertainties and large regional variability, climate models project that the temperature will continue to increase in coming decades (IPCC 2007; Ganguly et al. 2009). Mountain areas are expected to be particularly affected by high rates of warming (Nogués-Bravo et al. 2007), with consequent impacts on the accumulation and duration of mountain snowpacks (Adam et al. 2009; Hamlet 2011; García-Ruiz et al. 2011). Much research effort has been directed at assessing what environmental and socioeconomic effects a thinner snowpack of shorter duration might have, including on water resources availability (Barnett et al. 2005; Adam et al. 2009), the ecology of affected areas (Tague and Dugger 2010; Trujillo et al. 2012), the viability of ski resorts (Uhlmann et al. 2009; Pons et al. 2012) and hydropower production (Finger et al. 2012).

Most of the studies relating the sensitivity of snow to warmer climate, and its associated environmental and socioeconomic impacts, highlight the necessity to consider the regional and local characteristics of particular mountain areas. Thus, shifts in precipitation patterns may balance or accelerate the magnitude of changes in snowpack characteristics caused by warmer temperatures (López-Moreno et al. 2013). Altitude is also a key variable to be considered, as the sensitivity of snow to rising air temperature decreases markedly from areas close to the snow line to areas at higher altitudes (López-Moreno et al. 2009; Jefferson 2011; Wi et al. 2012). Because of the complex topography of mountain areas, slope angle and aspect are also very likely to influence the sensitivity of snowpack to temperature change (Uhlmann et al. 2009). Snowmelt energetics is largely dominated by solar irradiance (Marsh et al. 2012). Slope angle and aspect are large contributors to the spatial variability of the surface energy balance, and modulate the partition in their components: radiative, sensible and latent heat fluxes (Carey and Woo 1998; Pomeroy et al. 2003; Hopkinson et al. 2011). Thus, snowpack thermodynamics is strongly influenced by slope aspect (Hinckley et al. 2012), which affects snow accumulation and melting, especially in areas having a marginal snowpack (McNamara et al. 2005). Consequently, it can be hypothesized that the sensitivity of the snowpack to climate warming will change over very short distances, depending on the aspect.

In this study, data from five meteorological stations located at high altitudes in the Pyrenees (>2,000 m a.s.l.) were used to simulate the snow energy balance of the snowpack under temperatures 1, 2 and 3 °C above observed conditions. Incoming solar radiation was altered to simulate the snowpack thermodynamics under various slope aspects. This enabled

assessment of how the snowpack and its sensitivity to air temperature change will respond to self-terrain shadows resulting from slope aspect. Particular focus was placed on assessing whether the effect of aspect is constant or varies depending on the dominant climatic conditions during each snow season. The results of this study provide new insights for evaluating the response of snowpack to climate change and could improve assessment of its environmental and socioeconomic impacts.

2 Data and methods

The snow energy balance was simulated using the data available from five meteorological stations located across the southern Pyrenees (see Fig. 1). The stations range from 2,056 to 2,415 m a.s.l. (Table 1), lie in an eastward transition zone from Atlantic to Mediterranean climatic conditions and represent the majority of the available meteorological records for high altitude parts of the southern Pyrenees. The instrumentation at the stations is meticulously maintained, and it records reliable data on air temperature (T_{air}), precipitation (P), relative humidity (R_h), wind speed (W_s), incoming solar radiation ($K\downarrow$) and snow depth at a minimum temporal interval of 1 h. The available data span the 1996–2010 snow years (October–September) for the Izas station, 2001–2009 for the Bonaigua station, 2004–2010 for the Sasseuba station and 2009–2012 for the Perafita and Bony Neres stations. Although the data from the various stations covered different periods, each recorded contrasting interannual meteorological and snow conditions, which enabled comprehensive analysis of the sensitivity of the snowpack to increasing air temperature conditions.

The meteorological data were used as input to the Cold Regions Hydrological Model platform (CRHM; Pomeroy et al. 2007), which uses a modular modeling object-oriented structure (Leavesley et al. 2002) to simulate a range of hydrological processes in mountainous and cold regions (including blowing snow, interception, energy balance snowmelt and infiltration of rain or melting water to frozen soils). A more comprehensive description of the model and a scheme illustrating the model structure can be found in Pomeroy et al. (2012). Because this model represents these processes in a general realistic manner, there is less need for calibration of parameters to streamflow observations for discharge simulations (Pomeroy et al. 2012). Calibration can often be limited to streamflow routing and baseflow aspects of the model, or omitted completely; thus, the model can be used for both prediction, diagnosis and understanding of the hydrological processes. The CRHM has been applied to a wide variety of environments including alpine and subalpine areas, forests and arctic basins (Pomeroy et al. 2007; Essery et al. 2009; DeBeer and Pomeroy 2010; Ellis et al. 2010; Fang et al. 2010; Knox

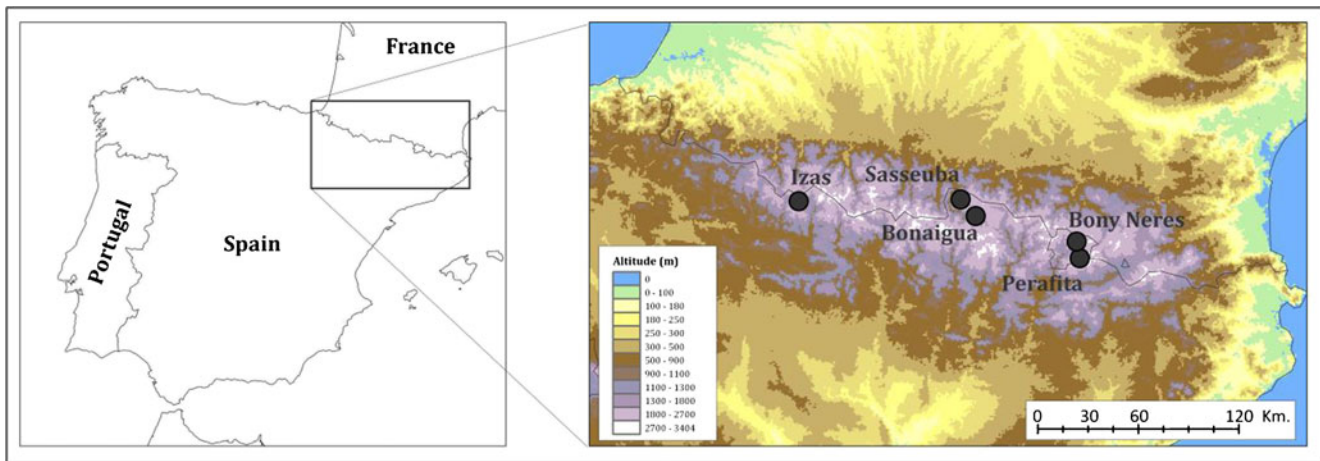


Fig. 1 Study area and location of the five meteorological stations

et al. 2012), and was also successfully applied in the Izas basin in the Pyrenees (López-Moreno et al. 2013), which was included in the present study.

Selection of the CRHM modules was mainly based on data availability and the adequacy with the climatic characteristics of the Pyrenees. Evapotranspiration was calculated using the Penman-based equation of Granger and Pomeroy (1997). The energy balance snowmelt model developed by Gray and Landine (1988) was used for simulating snowmelt. Air temperature thresholds of +3 and 0 °C were used to define precipitation falling as rain and snow, respectively. Snow albedo decays from a value of 0.85 for fresh snow to 0.55 due to ageing (Gray and Landine 1988). To isolate the effect of slope aspect in the response of snowpack to changing temperature, which could be masked by wind redistribution, the transport and sublimation of blowing snow were not included in the study.

The routines for slope correction for all-wave irradiance to the slope implemented in CRHM (Ellis et al. 2011) were based on Garnier and Ohmura (1970) formulations. With no change in the amount of the overlying sky view obscured by surrounding topography, adjustment of level all wave irradiance (R_o) for slope (S) effects is made by the following correction of direct-beam shortwave irradiance (K_b)

$$R_o(S) = \omega K_b + K_d + L_o \quad (1)$$

where $R_o(S)$ is the all-wave irradiance to the slope, K_d and L_o are the respective non-directional fluxes of diffuse shortwave and longwave irradiance; the geometric slope correction factor ω (dimensionless) scales direct-beam shortwave irradiance from a horizontal surface to a sloped surface by the following ratio:

$$\omega = \cos(Z_s) / \cos(Z) \quad (2)$$

Table 1 Altitude and long term average meteorological conditions (November–April) for the five meteorological stations in the study

	Izas	Bonaigua	Sasseuba	Perafita	Bony Neres
Altitude (m a.s.l.)	2,056	2,266	2,228	2,415	2,098
Climatic type	Atlantic influence	Continental-Atlantic influence	Continental-Atlantic influence	Continental-Mediterranean influence	Continental-Mediterranean influence
Available record	1996–2010	2001–2009	2004–2010	2009–2012	2009–2012
Temperature (°C)	0.28	−0.71	−1.1	−1.2	0.88
Precipitation (mm)	1,260	596	751	926	670
Relative humidity (%)	66.7	48	70.1	62.3	65.1
Wind speed (ms^{-1})	2.1	1.98	1.6	3.2	1.4
Solar radiation ($\text{MJ/m}^{-2} \text{day}^{-1}$)	147.7	145.5	128.9	152.9	145.3
Maximum snow depth (cm)	174	207	149	137	100
Duration snow depth (days)	179	194	188	181	170

where Z and Z_S are the angles between the direct-beam sky position to the zenith of a horizontal and sloped site, respectively (radians). According to Eqs. 1 and 2, overall all-wave incoming radiation decreases as slope angle increase and, at the meantime, the difference between N and S slope aspects is increased.

Incoming solar radiation at each location was measured in open flat areas only affected by horizon shading caused by the surrounding landscape. Radiation data were modified for each location based on self-shading by a slope of 300 m length and 30° inclination, variously oriented with N, NE, E, SE, S, SW, W or NW slope aspect. The selection of the tilt angle of 30° for the analyses was arbitrary. We considered that a 30° of slope angle is enough to generate noticeable differences in incoming solar radiation amongst different slope aspects, but also it is representative of the landscape around meteorological stations. Figure 2 shows that the sum of the incoming direct and diffuse solar radiation was considerably changed in the CRHM, according to the slope aspect considered.

The snowpack was simulated at each location for flat terrain and each of the eight slope aspects for the observed meteorological conditions, and also under idealized scenarios of temperature increase from $+1$ to $+3$ °C. In this work, we do not use projections of climate warming from climate models that affect differently over the year and along the probability density functions (Uhlmann et al. 2009). Shifting the temperature series with fixed values ($+1$, $+2$ and $+3$ °C) allowed quantify better the response of snowpack to temperature increase per warming unit (°C). The annual maximum snow accumulation (MSA) and annual snowpack duration (ASD; the number of days with a snowpack thicker than 5 cm on the ground surface) were used as benchmarks to characterize the snow seasons at each location and under the various slope aspects. In addition, monthly percentage of annual melt was

used to characterize shifts in the timing of melting which are very likely to explain changes in MSA and ASD.

3 Results

Figure 3 shows the ability of the CRHM to reproduce the maximum annual snow depth (MSD) and annual snowpack duration (ASD) observed at the five meteorological stations. The box plots show the average and the interannual variability for the observed and simulated MSD and ASD. The CRHM reproduced the main patterns for the annual accumulation and snowpack duration. For some stations, there were positive or negative biases in snow accumulation (always <40 cm); these can largely be explained by snow transport by wind, which was not accounted for in this study (see section 2). The mean absolute error in the simulated ASD ranged from 11.4 days for the Bonaigua station to 16.8 days for the Perafita station. The range between the 25th and 75th percentiles for the simulated MSA and ASD was very similar to the observed values, except for the Bonaigua station, where the simulated values were underestimates.

Figure 4 shows the differences for each meteorological station between the long-term mean maximum annual snow accumulation and duration of the snow pack for each slope aspect and the corresponding flat area. Despite some differences in magnitude, for the five locations there were marked differences in the maximum snow accumulation, especially between north-facing and south-facing slope aspects. For the observed climatic conditions, the difference between the annual maximum snow accumulation on N aspects and the accumulation on flat areas was higher than 10 %, and lower than 10 % in S aspects. For the other slope aspects, the values were intermediate between those for the N and S aspects. The W and E aspect slopes had slightly greater snow accumulation than the flat areas for all analysed stations. In some cases (e.g. the Izas station), there was a large difference between the N aspect (approximately $+10$ %) and S aspect slopes (approximately -20 %).

With increased temperature, the differences in snow accumulation amongst the slope aspects at the five locations became much more evident. It is noteworthy that the magnitudes of change in accumulation with increasing temperature were non-linear, as were the responses of the various slope aspects to climate warming. Thus, in many cases there was an abrupt increase in the difference between the slope aspects and the flat areas at a certain temperature change. In most cases, this occurred when the temperature increased by 2 °C. In general, the differences in snow accumulation between the flat areas and the north-facing slopes (N, NW and NE) were greater than between the flat areas and the south-facing slopes (S, SW and SE). Thus, for all five analysed locations under a scenario of $+3$ °C warming, relative to flat areas, the percentage

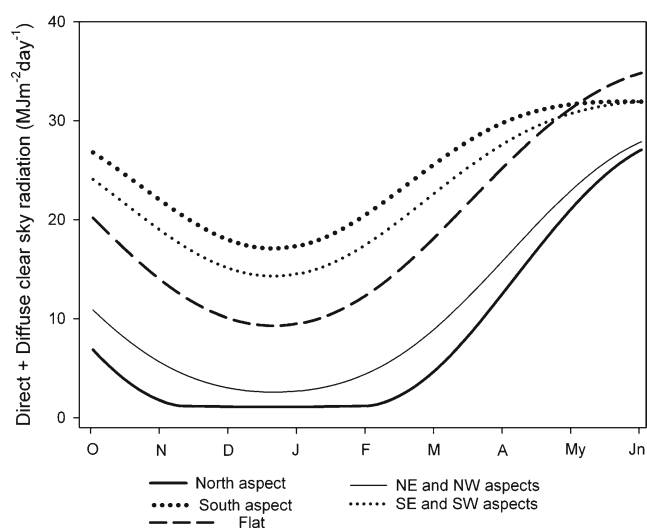
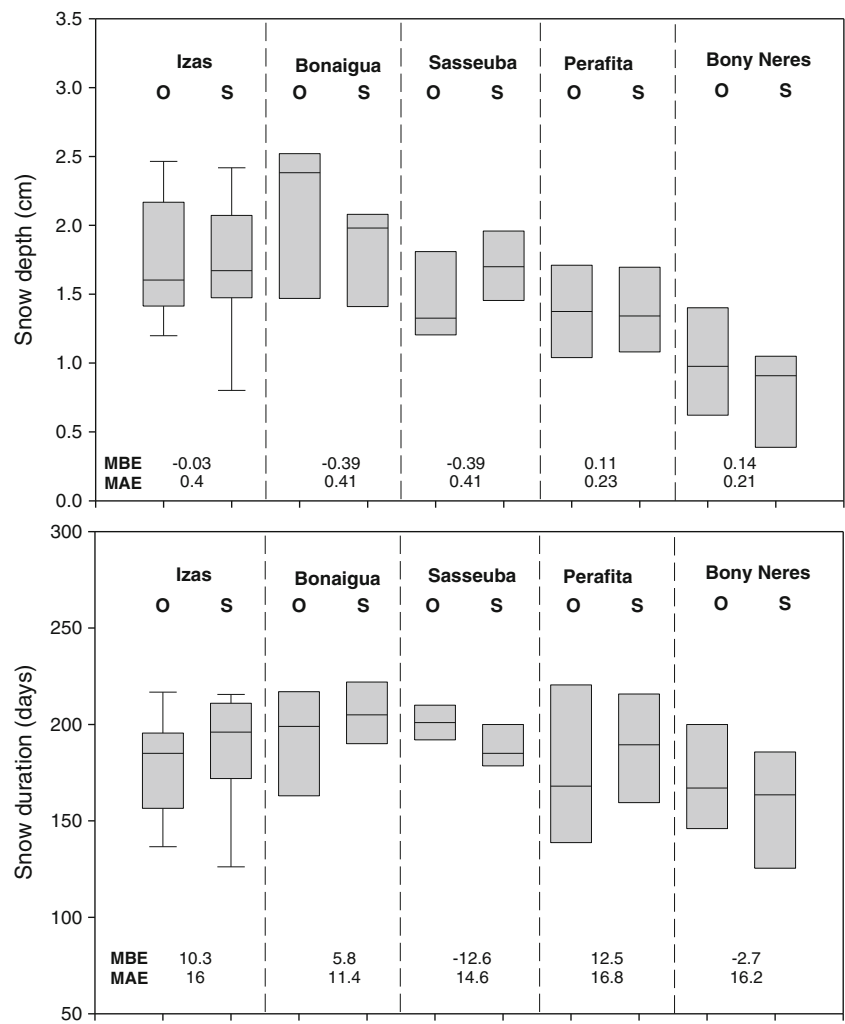


Fig. 2 Direct and diffuse solar radiation under clear sky conditions from November to June as a function of the applied slope and aspect correction

Fig. 3 Observed (O) and simulated (S) maximum annual snow depth (*upper panel*) and duration (*lower panel*) of the snowpack. *Horizontal lines* indicate the interannual mean, the *boxes* indicate the 25th and 75th percentiles, and the *bars* indicate the 10th and 90th percentiles. *MBE* and *MAE* indicate the mean bias error and the mean absolute error, respectively



increase in accumulation for north-facing slopes clearly exceeded the percentage decrease for south-facing slopes.

Figure 4 also shows that the differences in the long-term mean annual snowpack duration between each slope aspect and the corresponding flat area are, as overall, similar to those for annual maximum accumulation. The main difference was that in general the response of ASD to increasing temperature was more linear, and lacked the abrupt changes that were observed for annual maximum accumulation. Meanwhile, the increasing difference between N and S aspect slopes as the temperature increased was much less evident than was observed for annual maximum snow accumulation.

Figure 5 shows the sensitivity of the long-term average annual maximum accumulation and the duration of the snowpack to an increase of 1 °C for the flat areas, and the north- and south-facing slopes. In the flat areas, the maximum annual snow accumulation decreased by 11–17 % (depending on the station involved) when the temperature in the observed series is increased by 1 °C. This effect was greater for south-facing slopes (which varied between 15 and 22 %) than for north-

slopes (8–15 %). For the majority of locations, the difference between north- and south-facing slopes was approximately 5 %. The sensitivity of the duration of snowpack to a warming of 1 °C showed a similar pattern to that observed for annual maximum accumulation. This increase in temperature caused an average decrease in snow duration of 11–20 days per year. The decrease for south-facing slopes ranged from 14 to 24 days, whilst for north-facing slopes the range was 9–16 days. For the Izas and Bony Neres stations, the difference in sensitivity between north- and south-facing slopes was greater than 10 days per °C, and for the other locations was approximately 5 days per °C.

Figure 6 shows the long-term average sensitivity per 1 °C of the maximum annual snow accumulation and the mean annual duration of snowpack for each slope aspect under different magnitudes of warming (1, 2 and 3 °C). The figure indicates a slightly greater sensitivity of the W and E aspect slopes relative to flat areas, but markedly less than that of the S, SW and SE aspect slopes. For most sites and slope aspects, as the temperature increased the sensitivity of the annual maximum

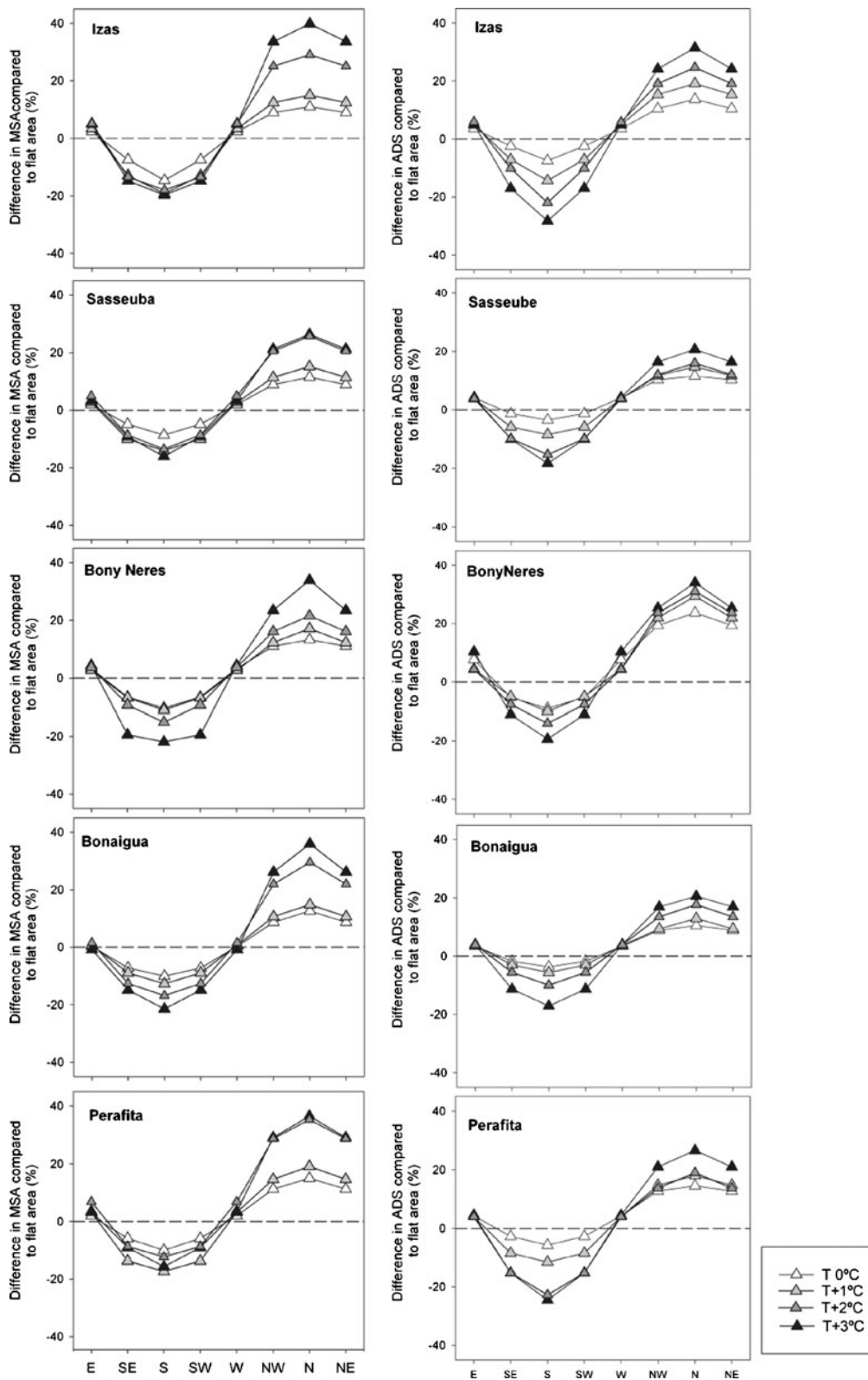


Fig. 4 Long-term average difference (percentage) in the annual maximum snow accumulation (MSA) and snow duration of the snow pack (ASD) for each slope aspect compared with flat conditions

accumulation also increased. For the Izas, Perafita and Bony Neres stations, the rate of increase in sensitivity was relatively

continuous. However, for the Bonaigua and Sasseuba stations the change in temperature is much sharper when an increase of

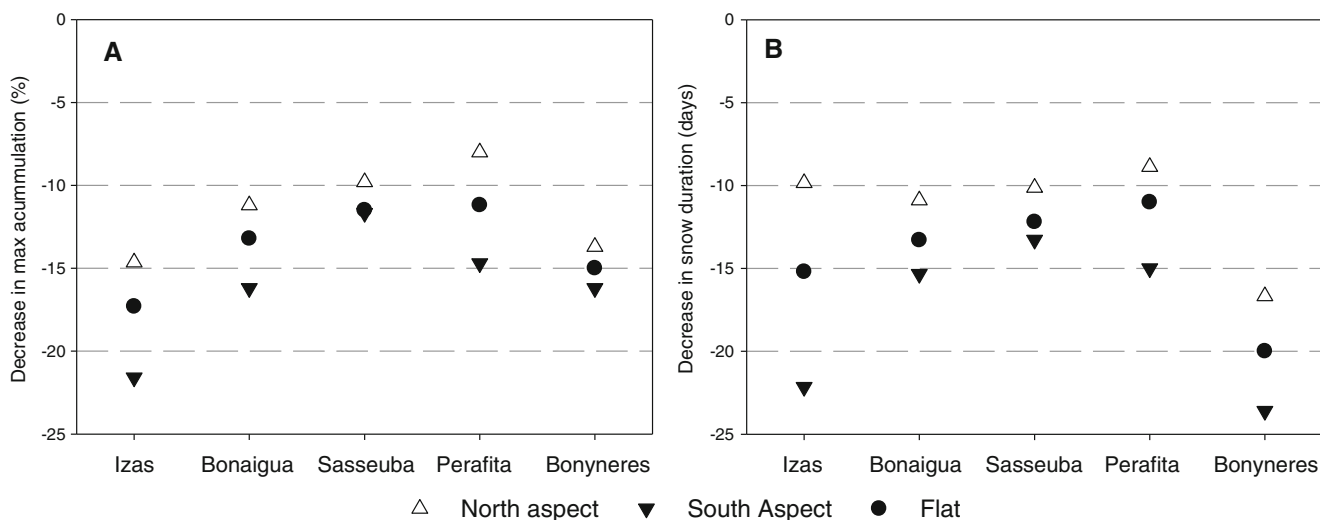


Fig. 5 Sensitivity of the long-term average annual maximum snow accumulation (a) and duration of the snowpack (b) to an increase of 1 °C for flat areas and slopes with north-facing or south-facing aspects

2 °C occurred, than for the other intervals of temperature increase. The increase in sensitivity with higher temperatures was greater for south-facing slopes than those with a northerly slope aspect, except for the Izas station, where slopes of all slope aspect responded in a similar fashion.

The sensitivity of the snowpack duration to increasing temperature was very similar to that observed for the annual maximum snowpack duration. For all stations, the sensitivity of this parameter increases as the magnitude of the warming does. The Izas station again exhibited a somewhat continuous rate of change in sensitivity, while for the other stations the increase in sensitivity changed noticeably with the warming rate and the slope aspect. As occurred for maximum accumulation, the increase in sensitivity with increasing temperature was greater for south-facing than north-facing slopes.

Figure 7 shows the evolution of melting (monthly percentage of the annual melting) in north and south slope aspects during the period from March to June in two selected stations (Izas and Bonaigua). The figure shows that evolution of melting in the two selected stations behaves similarly, and that the differences in melt caused by slope aspect may largely explain the observed effect of aspect on the response of snowpack to climate warming. Thus, under observed climatic conditions ($T 0\text{ °C}$) a noticeable portion of the total melting in south facing slopes occurs in March and April. In this period, the phase of precipitation at high elevation is generally solid, and snow accumulation dominates to melting. In north-facing slopes, melting is mainly concentrated in June, with a very low percentage in March and April. It explains that aspects receiving less radiation flux ($R_o(S)$ in Eq. 1) accumulate more snow and it lasts for longer in spring time. As temperature is warmer ($T+1\text{ °C}$; $T+2\text{ °C}$), melting in north-facing slopes is still concentrated in May and June, whereas in south-facing

slopes the most of the melting occurs in March and April. Thus, differences between in accumulation and duration of snowpack are even more accentuated. Under a warming of 3 °C, snow in the south faces has almost disappeared in May, and March is the month with higher melting. Most of the melting in north faces is observed in April and May, followed by March and June. Thus, differences in snow accumulation and duration between high and low irradiated slope aspects continue increasing.

Figure 8 shows the interannual variability of the sensitivity of annual maximum snow accumulation to a temperature increase of 1 °C, and its correlation with the maximum annual accumulation for the three stations having records covering longer periods. For these stations, there was great variability in the sensitivity among different years. The variability was greater for south-facing slopes (coefficient of variation, standard deviation divided by the arithmetic mean, greater than 0.55) than for north-facing slopes, where the coefficient of variation ranged from 0.35 for the Izas station to 0.51 for the Sasseuba station. A positive correlation was found for all stations and slope aspects between the sensitivity and the annual maximum accumulation. Thus, those years that accumulated a deeper snowpack were largely unaffected by a 1 °C increase in temperature. However, the annual maximum accumulation was severely affected (a decrease greater than 40 %) by an increase of 1 °C during the poorest snow years, especially on south-facing slopes. Figure 9 shows the correlation between the maximum annual snow accumulation and its sensitivity to an increase of 1 °C for north- and south-facing slopes. A high degree of interannual variability and a positive correlation with snow duration were also observed. Thus, those years with a shorter period of snow cover exhibited much greater sensitivity to climate warming.

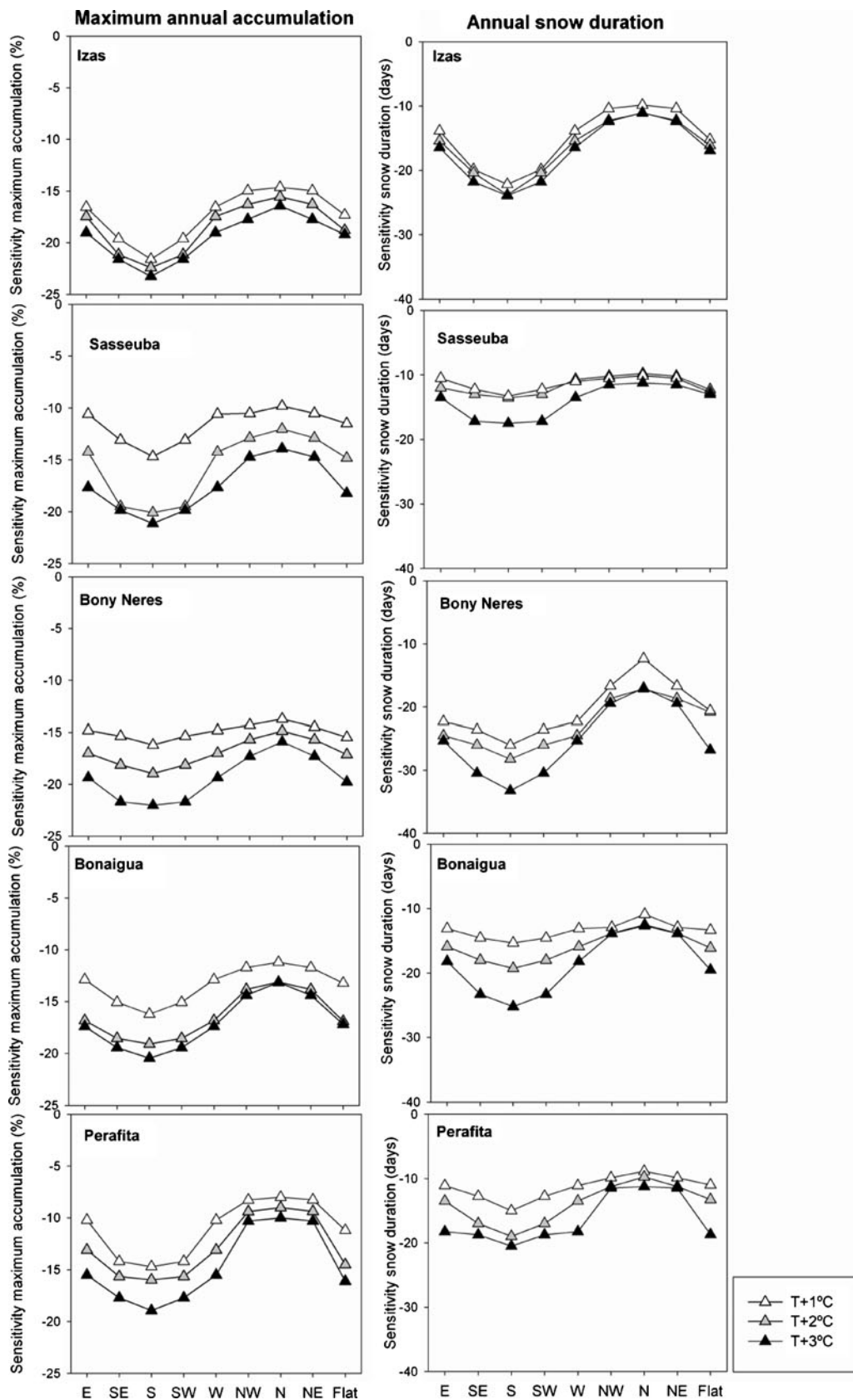


Fig. 6 Average sensitivity per 1 °C of the long-term average annual maximum snow accumulation (MSA) and duration of the snowpack (ASD) for each slope aspect under different magnitudes of warming

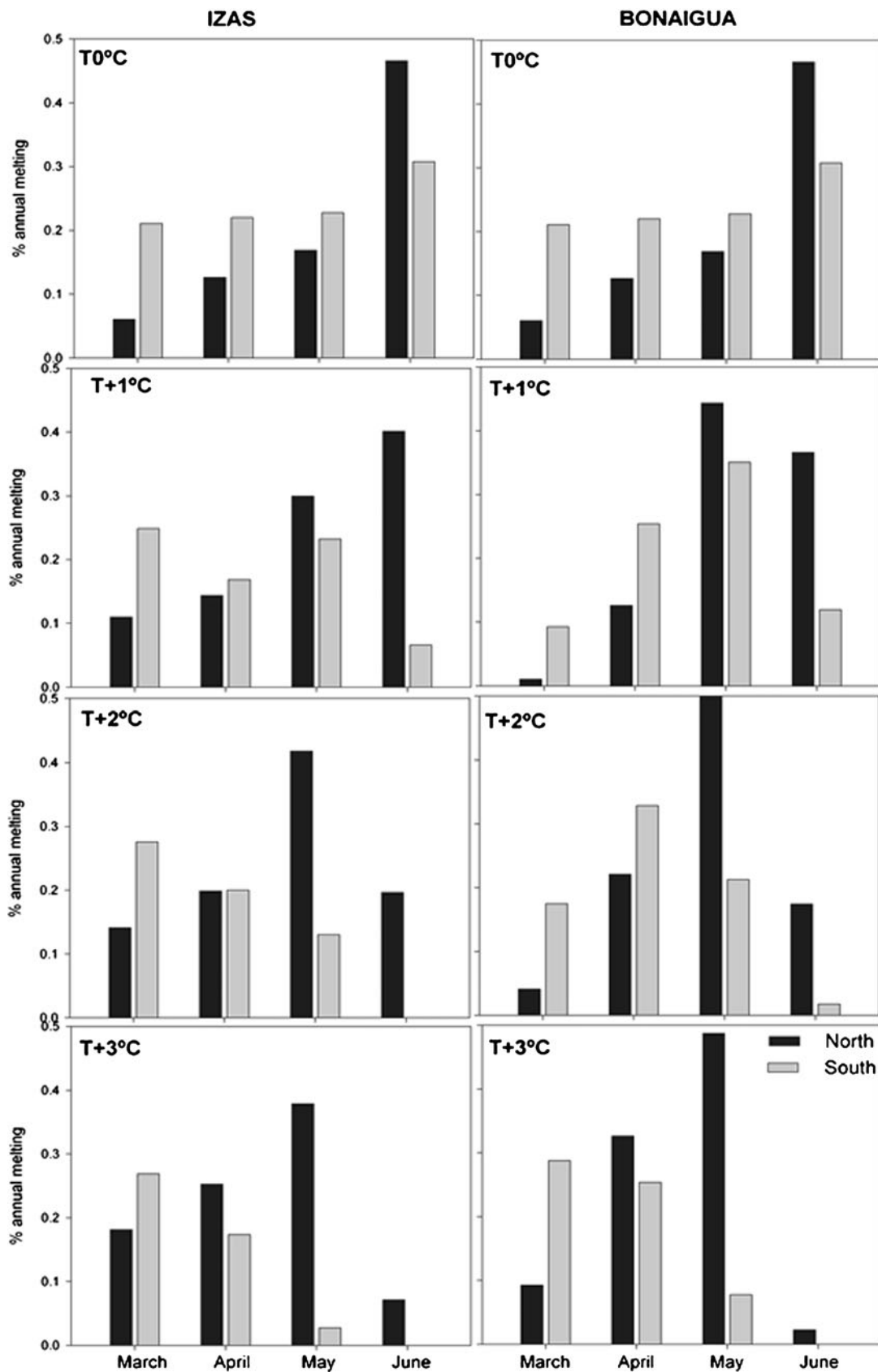


Fig. 7 Monthly percentage of the annual melting in north and south aspects during the period from March to June in Izas and Bonaigua stations

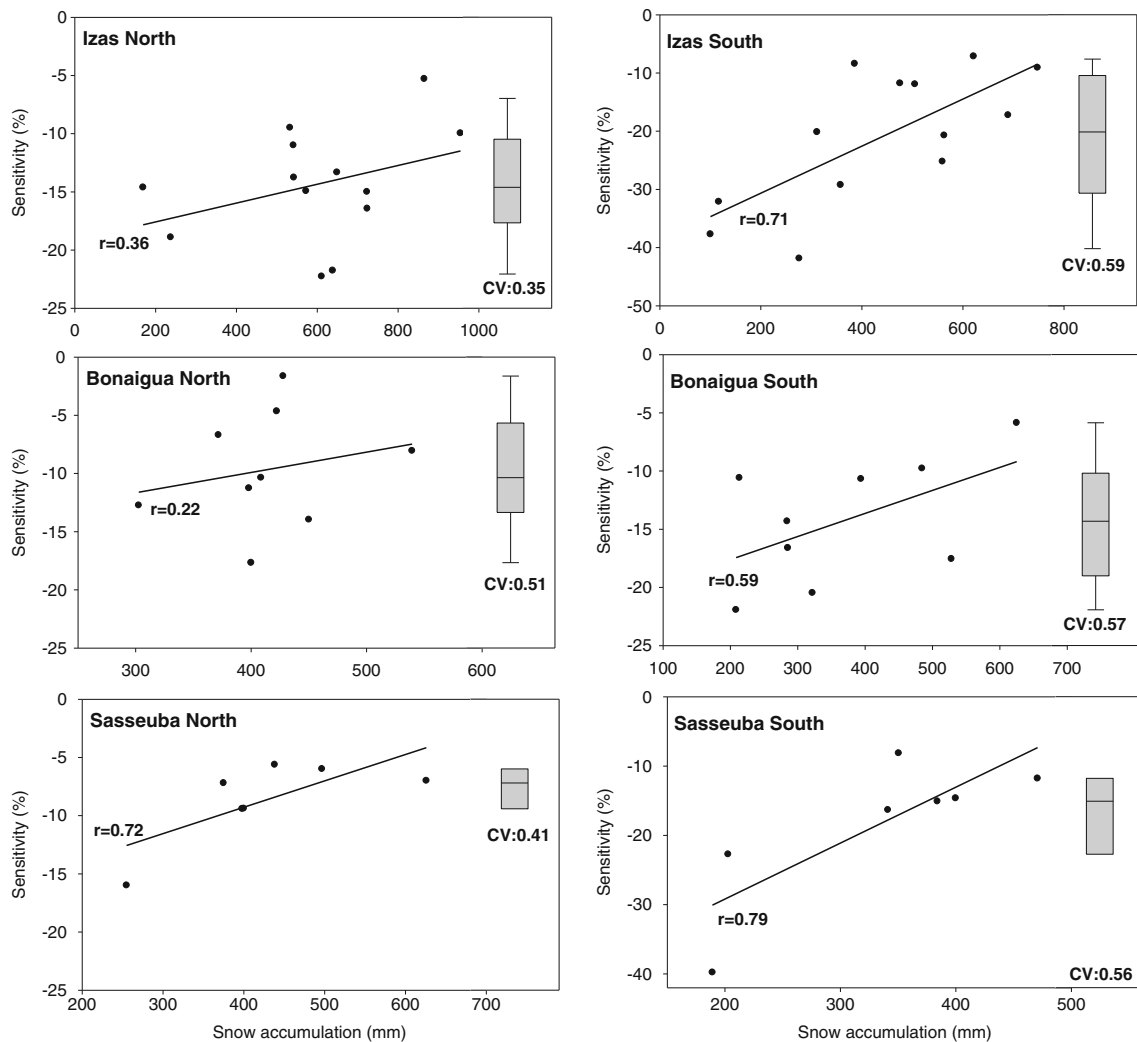


Fig. 8 Correlation between maximum annual snow accumulation and its annual sensitivity to an increase of 1 °C for north-facing and south-facing slopes. The *boxplots* indicate the annual variability of the sensitivity during each studied period. *CV* coefficient of variation

4 Discussion and conclusions

Although slope aspect is known to play a major role in snow distribution (Elder et al. 2000; Anderton et al. 2004; Marofi et al. 2011), this study presents the first detailed analysis of the effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming. At all five stations in the study slope aspect exerted control over the accumulation, timing of melting and duration of snowpack. As temperature increased, the effect of slope aspect on accumulation and melting increased, and resulted in greater differences in the maximum snow accumulation and snowpack duration. This result is consistent with the results of McNamara et al. (2005), who reported that in conditions less favorable for snow development, incoming solar radiation had an increasing effect on snowpack dynamics.

This study also highlights that snowpack thickness and the length of the snow season are highly sensitive to increased temperature, but the magnitude of this effect varied among the

analysed locations. These differences as well as the different effect of slope aspect on snow sensitivity among studied locations are likely caused by the specific meteorological conditions during the snow seasons, elevation and horizon shading at each meteorological station, which lead to differences in the partitioning of the components of the mass and energy balance of the snowpack (Pomeroy et al. 2003; Hopkinson et al. 2011). The sensitivity of snow accumulation to an increase of 1 °C in flat areas ranged from 10 to 17 %, which is consistent with reports for other areas (Beniston et al. 2003; Casola et al. 2009; Minder 2010). However, this sensitivity is expected to increase as warming becomes more intense, which suggests a non-linear response of snow thermodynamics to temperature change. In some cases, the response of the snowpack was particularly abrupt when a particular threshold of warming (commonly 2 °C) occurred. Such abrupt response of snowpack to climate warming is probably due to the temperate climatic conditions of the Pyrenees. Thus, when snowpack is near to isothermal

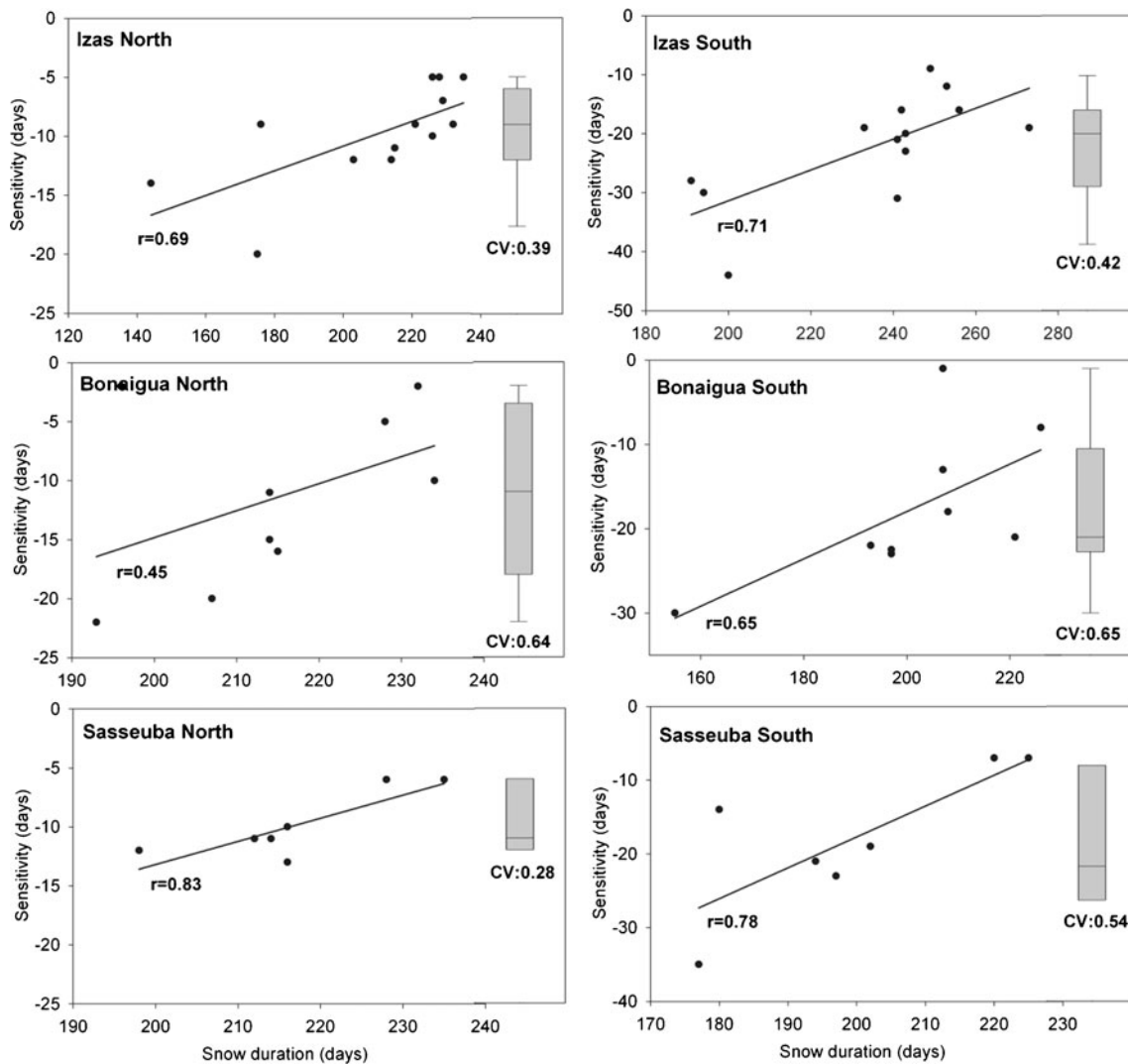


Fig. 9 Correlation between annual duration of the snowpack and its sensitivity to an increase of 1 °C for north-facing and south-facing slopes. The *boxplots* indicate the annual variability of the sensitivity during each studied period. *CV* coefficient of variation

conditions, or snowfall generally occurs at temperatures close to the snow-rainfall threshold, a small change in temperature may trigger large changes in the onset of the melting time or deep shifts in the precipitation phase. The snowpack on south-facing slopes appears to be particularly vulnerable to climate warming; the slopes most exposed to solar radiation accumulate less snow and undergo earlier melting (López-Moreno et al. 2013), which cause a much greater sensitivity of maximum annual snow accumulation and annual snow duration to air temperature increase. Moreover, we showed that snow accumulation and duration on the most irradiated slopes will be subject to greater interannual variability. Keller et al. (2005) simulated the snow cover response to climate warming at fine-scale resolution in a small area of the Swiss Alps, and found that the greatest decrease in snow cover duration occurred in the lower altitude parts of their study area and on south-facing slopes. This is consistent with our finding of a major influence of direct solar energy on snow sensitivity, which increased with

increasing temperature. Thus, the snow profile gets warmer earlier in the season, especially in thinner snowpacks, and solar radiation is more efficient for melting, which increases the role of the slope aspect in the snow energy balance. This also explains why studies that have related altitude and snow sensitivity to climate change have found an attenuated response of the snowpack to temperature at higher altitudes (Howat and Tulaczyk 2005; Keller et al. 2005; Lopez-Moreno et al. 2009; Özdogan 2011).

The magnitude of change in snow thermodynamics as a function of slope aspect found in this study was determined by the selection of slope characteristics (300 m length and 30° slope) used in the snowpack simulations, and also the specific characteristics of the stations (including altitude, horizon shading and meteorological conditions). Moreover, wind-blown snow and its accumulation could markedly affect these specific numbers (Green and Pickering 2009), as was shown in the Izas catchment, where the slopes that receive

higher radiation often accumulate snow drifted from areas in shadow (López-Moreno et al. 2013). Nonetheless, the results highlight the necessity of conducting studies that account for local topography in assessing the impact of climate variability and change on particular environmental processes and socio-economic activities. Thus, as stated by Uhlmann et al. (2009) and Pons et al. (2012), a comprehensive assessment of the impact of climate change on winter tourism needs to consider the specific locations and characteristics of the ski resorts, as snowpack may respond differently in adjacent areas. Location is also important in assessment of the effect of climate warming on mountain vegetation, which is very dependent on slope aspect, and snowpack thickness and duration (Keller et al. 2005). For instance, in the Pyrenees, north- and south-facing slopes commonly represent abrupt limits between Atlantic and Mediterranean ecosystems. The results of the present study suggest that the differences between these environments may be enhanced, with south-facing slopes being particularly affected by earlier snowmelt, and frequent cycles of freezing and thawing of soils as a consequence of thinner snowpack (Cherkauer and Lettenmaier 2003). Increases in soil freezing events could significant effects on root and microbiological mortality, the cycling and loss of nutrients, and the chemistry of drainage water (Groffman et al. 2001).

In the majority of the mountain regions of the world a marked increase in temperature is expected as a consequence of enhanced greenhouse gas emissions (Nogués-Bravo et al. 2007; García-Ruiz et al. 2011). However, the local magnitude of change is uncertain because of the differing emissions scenarios (Solomon et al. 2007), local effects caused by topography and distance to the ocean (López-Moreno et al. 2008), and uncertainties in the response of the climatic system and its feedback mechanisms to altered atmospheric composition (Räisänen 2007). In view of the marked and non-linear response of snowpack to different magnitudes of climate warming, the ensembles of various climate projections should be quantitatively assessed in terms of their potential effects on snowpack under local topographic conditions in mountain areas.

Acknowledgments This work was supported by the research projects CGL2011-27536/HID: “Hidrología nival en el Pirineo central español: variabilidad espacial, importancia hidrológica y su respuesta a la variabilidad y cambio climático”, financed by the Spanish Commission of Science and Technology, and FEDER; ACQWA (FP7-ENV- 2008-1-212250): “Efecto de los escenarios de cambio climático sobre la hidrología superficial y la gestión de embalses del Pirineo Aragonés”, financed by “Obra Social La Caixa”; and “Influencia del cambio climático en el turismo de nieve-CTTP1/10” and CTTP1/12 “Creación de un modelo de alta resolución espacial para cuantificar la esquiabilidad y la afluencia turística en el Pirineo bajo distintos escenarios de cambio climático”, financed by the Comunidad de Trabajo de los Pirineos, CTP. Financial contributions from the Canadian Rockies Snow and Ice Initiative supported by the IP3 Cold Regions Hydrology Network of the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, and the Canada Research Chairs Programme are gratefully acknowledged.

References

- Adam JC, Hamlet AF, Lettenmaier DP (2009) Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the 21st century. *Hydrol Processes* 23:962–972
- Anderton SP, White SM, Alvera B (2004) Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrol Processes* 18(3):435–453
- Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP (2005) Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438:303–309
- Beniston M, Keller F, Koffi B, Goyette S (2003) Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. *Theor Appl Climatol* 76:125–140
- Casola JH, Cuo L, Livneh B, Lettenmaier DP, Soelinga MT, Mote PW, Wallace J (2009) Assessing the impacts of global warming on snowpack in the Washington Cascades. *J Clim* 22:2758–2772
- Carey S, Woo MK (1998) Snowmelt hydrology of two subarctic slopes, Southern Yukon, Canada. *Nord Hydrol* 29(4):331
- Cherkauer KA, Lettenmaier DP (2003) Simulation of spatial variability in snow and frozen soil. *Journal of Geophysical Research* 108:D8858
- DeBeer CM, Pomeroy JW (2010) Simulation of the snowmelt runoff contributing area in a small alpine basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 14:1205–1219
- Diaz HF, Eischeid JK (2007) Disappearing “alpine tundra” Köppen climatic type in the western United States. *Geophysical Research Letter* 34:L18707
- Elder K, Rosenthal W, Davis R (2000) Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrol Processes* 12:1793–1808
- Ellis CR, Pomeroy JW, Brown T, MacDonald J (2010) Simulations of snow accumulation and melt in need leaf forest environments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14:925–940
- Ellis CR, Pomeroy JW, Essery RLH, Link TE (2011) Effects of needleleaf forest cover on radiation and snowmelt dynamics in the Canadian Rocky Mountains. *Can J For Res* 41:608–620
- Essery R, Rutter N, Pomeroy JW, Baxter R, Stahli M, Gustafsson D, Barr A, Bartlett P, Elder K (2009) SNOWMIP2: an evaluation of forest snow process simulations. *Bull Am Meteorol Soc* 90(8):1120–1135
- Fang X, Pomeroy JW, Westbrook CJ, Guo X, Minke AG, Brown T (2010) Prediction of snowmelt derived streamflow in a wetland dominated prairie basin. *Hydrology Earth System Sciences* 14:991–1006
- Finger D, Heinrich G, Gobiet A, Bauder A (2012) Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierized catchment in the Swiss Alps and the subsequent effects on hydro-power production during the 21st century. *Water Resour Res* 48:W02521
- Ganguly AR, Steinhäuser K, Erickson DJ, Branstetter M, Parish ES, Singh N, Drake JB, Buja L (2009) Higher trends but larger uncertainty and geographic variability in 21st century temperature and heat waves. *PNAS* 106(37):15555–15559
- Garnier BJ, Ohmura A (1970) The evaluation of surface variations in solar radiation income. *Solar Energy* 13:21–34
- García-Ruiz JM, López-Moreno JI, Serrano-Vicente SM, Beguería S, Lasanta T (2011) Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth Sci Rev* 105(3–4):121–139
- Granger RJ, Pomeroy JW (1997) Sustainability of the western Canadian boreal forest under changing hydrological conditions—2—summer energy and water use. In: Rosjberg D, Boutayeb N, Gustard A, Kundzewicz Z, Rasmussen P (eds) Sustainability of water resources under increasing uncertainty. IAHS Press, Wallingford, pp 243–250, IAHS Publ No. 240
- Gray DM, Landine PG (1988) An energy-budget snowmelt model for the Canadian prairies. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25(9):1292–1303

- Green K, Pickering CM (2009) The decline of snowpatches in the snowy mountains of Australia: importance of climate warming, variable snow, and wind. *Arct Antarct Alp Res* 41(2):212–218
- Groffman PM, Driscoll CT, Fahey TJ, Hardy JP, Fitzhugh RD, Tierney GL (2001) Colder soils in a warmer world: a snow manipulation study in a northern hardwood forest ecosystem. *Biogeochemistry* 56:135–150
- Hamlet AF (2011) Assessing water resources adaptive capacity to climate change impacts in the Pacific Northwest Region of North America. *Hydrology and Earth System Sciences* 15:1427–1443
- Hinckley ELS, Ebel BA, Barnes RT, Anderson RS, Williams MW, Anderson SP (2012). Aspect control of water movement on hillslopes near the rain–snow transition of the Colorado Front Range. *Hydrological Processes*, doi:10.1002/hyp.9549
- Hopkinson C, Pomeroy J, DeBeer C, Ellis C, Anderson A (2011). Relationships between snowpack depth and primary LiDAR point cloud derivatives in a mountainous environment. In *Remote Sensing and Hydrology* 2010. IAHS Publ. 3XX, Jackson Hole: Wyoming, USA.
- Howat IM, Tulaczyk S (2005) Climate sensitivity of spring snowpack in the Sierra Nevada. *J Geophys Res* 110, F04021
- IPCC (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, p. 996
- Jefferson AJ (2011) Seasonal versus transient snow and the elevation dependence of climate sensitivity in maritime mountainous regions. *Geophys Res Lett* 38, L16402
- Keller F, Goyette S, Beniston M (2005) Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in alpine terrain. *Clim Chang* 72:299–319
- Knox SH, Carey JK, Humphreys ER (2012) Snow surface energy exchanges and snowmelt in a shrub-covered bog in Eastern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 26(12):1876–1890
- Leavesley GH, Markstrom SL, Restrepo PJ, Viger RJ (2002) A modular approach to addressing model design, scale, and parameter estimation issues in distributed hydrological modelling. *Hydrological Processes* 16(2):173–187
- López-Moreno JJ, Goyette S, Beniston M (2008) Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and expected changes over the Pyrenees from a set of regional climate models. *Int J Climatol* 28(11):1535–1550
- Lopez-Moreno JJ, Goyette S, Beniston M (2009) Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: horizontal spatial variability and vertical gradients. *J Hydrol* 374(3–4):384–396
- López-Moreno JJ, Pomeroy J, Revuelto J, Vicente-Serrano SM (2013). Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes* 27(18): 2637–2650.
- Marofi S, Tabari H, Abyaneh HZ (2011) Predicting spatial distribution of snow water equivalent using multivariate non-linear regression and computational intelligence methods. *Water Resources Management* 25(5):1417–1435
- Marsh CB, Pomeroy JW, Spiteri RJ (2012) Implications of mountain shading on calculating energy for snowmelt using unstructured triangular meshes. *Hydrological Processes* 26:1767–1778
- McNamara JP, Chandler D, Seyfried M, Achet S (2005) Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snow-melt driven catchment. *Hydrological Processes* 19:4023–4038
- Minder JR (2010) The sensitivity of mountain snowpack accumulation to climate warming. *J Clim* 23:2634–2650
- Mote PW (2003) Trends in snow water equivalent in the Pacific Northwest and their climatic causes. *Geophys Res Lett* 30(12):L1601
- Nogués-Bravo D, Araújo MB, Errea MP, Martínez-Rica JP (2007) Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st century. *Glob Environ Chang* 17:420–428
- Ohmura A (2012) Enhanced temperature variability in high-altitude climate change. *Theor Appl Climatol* 10(4):499–508
- Özdoğan M (2011) Climate change impacts on snow water availability in the Euphrates-Tigris basin. *Hydrology and Earth System Sciences* 15:2789–2803
- Pepin NC, Seidel DJ (2005) A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *J Geophys Res* 110, D03104
- Pepin NC, Lundquist JD (2008) Temperature trends at high elevations: patterns across the globe. *Geophys Res Lett* 35, L14701
- Pomeroy JW, Fang X, Ellis C (2012) Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes* 26:1892–1905
- Pomeroy JW, Gray DM, Hedstrom NR, Quinton WL, Granger RJ, Carey SK (2007) The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes* 21:2650–2667
- Pomeroy JW, Toth B, Granger RJ, Hedstrom NR, Essery RLH (2003) Variation in surface energetics during snowmelt in a subarctic mountain catchment. *J Hydrometeorol* 4(4):702–719
- Pons M, Johnson PA, Rosas-Casals M, Sureda B, Jover E (2012) Modeling climate change effects on winter ski tourism in Andorra. *Clim Res* 54(3):197–207
- Räisänen J (2007) How reliable are climate models? *Tellus* 59A: 2–29
- Rood SB, Pan J, Gill KM, Franks CG, Samuelson GM, Shepherd A (2008) Declining summer flows of Rocky Mountain rivers: changing seasonal hydrology and probable impacts on floodplain forests. *J Hydrol* 349:397–410
- Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (2007) *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge
- Tague C, Dugger AL (2010) Ecohydrology and climate change in the mountains of the western USA—a review of research and opportunities. *Geography Compass*: 4(11):1648–1663
- Trujillo E, Molotch NP, Goulden ML, Kelly AE, Bales RC (2012) Elevation-dependent influence of snow accumulation on forest greening. *Nat Geosci* 5:705–709
- Uhlmann B, Goyette S, Beniston M (2009) Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperature, precipitation and humidity under condition of climate change. *Int J Climatol* 29:1048–1055
- Wi S, Dominguez F, Durcik M, Valdes J, Diaz HF, Castro CL (2012) Climate change projection of snowfall in the Colorado River Basin using dynamical downscaling. *Water Resour Res* 48, W05504

4. CAPÍTULO 4: THE EFFECT OF TEMPERATURE AND PRECIPITATION JOINT MODES ON SNOWPACK STRUCTURE AND AVALANCHE ACTIVITY

En preparación para Natural Hazards and Earth System Sciences a partir del artículo:

García-Sellés, C., Manguán, S., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2013. Combined temperature - precipitation winter modes and major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble-Chamonix Mont Blanc. 1264-1269.

RESUMEN: La variabilidad regional y las diferencias interanuales en la actividad de avalanchas en el Pirineo Oriental (NE de España) es uno de los principales problemas a los que se enfrenta el servicio de predicción de avalanchas de Catalunya. A su vez, no existe aún una completa clasificación nivoclimática. Esta debería contemplar la variabilidad de las condiciones del manto nivoso y especialmente de su estabilidad en el tiempo y en el espacio. Este estudio se inscribe en esta línea de clasificación nivoclimática al indagar en los rasgos del manto nivoso como diferenciadores de nivoclimas y avanzar en la predicción de avalanchas.

Como resultado en este estudio se han definido dos patrones regionales de manto nivoso en el Pirineo Oriental y se ha analizado la evolución de la estructura del manto nivoso en las regiones de avalanchas mediterránea y oceánica durante los últimos 15 años. No obstante, a falta de nuevos datos, se sospecha la existencia de un tercer patrón intermedio. La clasificación de patrones de manto nivoso se ha basado en parámetros de la estructura del manto asociados a condiciones inestables tales como la proporción de granos persistentes (cristales facetados), tamaño de los granos y dureza de las capas. Además de estas variables vinculadas a la existencia de capas débiles internas, también se ha comparado la evolución de las capas superficiales por lo que respecta a deposición de nieve reciente y a la formación de nieve placada. Se han encontrado diferencias destacables en condiciones de nieve inestable y en las proporciones de granos de fusión presentes en el

manto nivoso entre las regiones de avalanchas mediterránea y oceánica y se ha observado que en algunos inviernos el mismo patrón de manto nivoso se extiende por ambas regiones.

La existencia en el Pirineo Oriental de diversos macizos montañosos con especificidades orográficas que modifican las condiciones meteorológicas provoca diferencias en los mantos nivosos entre regiones. Los modos combinados diarios de temperatura y precipitación se proponen como un método para entender las diferencias en la estructura y la estabilidad del manto entre distintas regiones de avalanchas. Las condiciones atmosféricas que explican la formación de patrones regionales de manto nivoso y la actividad relacionada de grandes avalanchas, así como de avalanchas provocadas al paso de esquiadores, se analizan a partir de los percentiles de los modos combinados diarios de precipitación-temperatura. La influencia de la variabilidad de la temperatura y de la precipitación durante los días previos a la ocurrencia de ciclos de grandes avalanchas y de actividad de avalanchas provocadas al paso de esquiadores en el Pirineo Oriental se establece en base a cuatro modos (frío/seco CD, frío/húmedo CW, cálidos/seco WD, cálido/húmedo WW) a partir de los percentiles 40-60 y 25-75.

El modo frío/seco (CD) es el que muestra la frecuencia más alta durante los días previos a los ciclos de grandes avalanchas en la zona de clima mediterráneo, mientras que en la zona de clima oceánico los modos asociados a precipitación son los más habituales, siendo el modo frío/húmedo (CW) el más frecuente. Los resultados sugieren que los modos combinados diarios podrían ser usados como proxy-data en la predicción de avalanchas a falta de datos sobre la estructura del manto nivoso. Finalmente, se analiza la evolución de los cuatro modos combinados de temperatura-precipitación durante las últimas décadas a fin de observar alguna tendencia temporal, especialmente de los modos asociados a la actividad de avalanchas.

PALABRAS CLAVE: patrón de manto nivoso, alud, percentil combinado precipitación-temperatura, nivoclima.

ABSTRACT: Regional variability and inter-annual differences in avalanche activity in the Eastern Pyrenees (NE of Spain) is one of the main problems that the Catalan avalanche forecasting service has to face. In turn, snow climate classification of the Pyrenees has not been yet achieved. To advance in snow climate classification, variability of the snow conditions and stability in time and in space should be taken into account. This study

assesses snow climate classification of the Pyrenees by adding snowpack features that let us advance in avalanche forecasting.

As a result, two regional snowpack patterns have been defined in the Eastern Pyrenees and the evolution of the snowpack structures in the Mediterranean and oceanic avalanche regions have been analysed over the last 15 years. Nevertheless, a third regional pattern is suspected to exist in between, but more data from snowpack structure are required. Snowpack pattern classification was based on snowpack structure characteristics that account for unstable conditions such as proportions of persistent grains (faceted grains), size of snow grains and hardness of the layers. In addition to variables describing weak layers, we also compared the evolution of surface layering in terms of fresh snow deposition and slab formation. Noteworthy differences on unstable snow conditions and melting forms proportion are found between the snowpack structure in the oceanic and Mediterranean avalanche regions and some seasons the same pattern spreads over both regions.

The existence of several mountain ranges with diverse orographic specificities in the Eastern Pyrenees modifying weather conditions provokes differences in the snowpack among regions. Combined precipitation-temperature daily modes are a proposed method to understand differences in the structure and stability conditions of the snowpack among different avalanche regions. Atmospheric conditions explaining the building of regional snowpack patterns and related both major avalanche activity and skier-triggered avalanches are analysed by means of percentiles approach of combined precipitation-temperature daily modes. The influence of the temperature and precipitation variability during days prior to major avalanche cycles and the occurrence of skier-triggered avalanches in the Eastern Pyrenees is established by means of four modes (cold/dry, cold/wet, warm/dry and warm/wet) at 40-60 and 25-75 percentiles. The cold/dry mode showed the highest frequency during the days before major avalanche episodes in the Mediterranean climate, while the cold/wet mode was most prominent in the oceanic climate, indicating that precipitation modes are more dominant in this climate region. Results suggest that daily winter modes could be used as proxy data in avalanche forecasting when snowpack structure data are not available. Afterwards, the evolution of the four combined precipitation and temperature categories during the last decades are assessed to observe any temporal trend, especially from those associated to avalanche activity conditions.

KEYWORDS: snowpack pattern, avalanche, combined precipitation-temperature winter modes, snow climate.

4.1 INTRODUCTION

One aim of this work is to assess whether combined temperature and precipitation joint modes (TPM) can be used as proxy data in avalanche forecasting when measurements of the mechanical and structure snowpack conditions are not available. The goal is to observe whether TPM have any influences on avalanche activity. For this purpose, frequency of TPM during the days prior to major avalanche cycles (MAC) and skier-triggered avalanches (SKA) is analysed (García-Sellés et al., 2013). Percentiles of combined temperature-precipitation modes are calculated both for 30 days (long term effect on the snowpack) and for 10 days (medium term effect) before MAC and SKA activity. Thus, it assesses the effect of weather conditions both at medium and long term on the evolution of the snowpack stability, and consequently, help us on avalanche forecasting. Afterwards, the evolution of the winter modes related to major avalanches and accidental avalanches in the last decades is undertaken. As a result, particularities on TPM were identified between Mediterranean and oceanic snow climates.

A second aim of this work is identifying snowpack patterns by means of observing spatial and temporal changes in the snowpack structure among the different snow climates of the Eastern Pyrenees. Such snowpack differences are important since they determine the stability conditions of the snow cover and the resultant character of avalanching in each region (Hägeli and McClung, 2003; Gruber et al., 2004). Applied methodology in this study is based on the one used by Mock and Birkeland (2000) to classify snow avalanche climates by means of meteorological and snow parameters. The process we apply for the snowpack classification consists on comparing the spatial and temporal variability of grains, size, hardness and stability conditions to determine thresholds and ranges for identifying different snow patterns. This kind of studies concludes detecting avalanche winter regimes, as it has been performed in the USA and Canada Rockies (Mock and Birkeland, 2000; Hägeli and McClung, 2007).

Both described objectives have the intention of simplifying the avalanche forecasting processes in a region where variability on avalanche activity has been demonstrated in Chapters 1 and 2.

Many studies have shown how the average conditions of mountain snow cover may change in a "warm climate" by the end of the 21st century in the Alps (Beniston et al., 2003; Uhlmann et al., 2009) and in Mediterranean mountains (López-Moreno et al., 2011). However, there is a lack of studies that focuses on the effects of climatic conditions on snowpack structure and its consequences on avalanche activity. For this reason, this study

investigated the influence of the precipitation and temperature variability during the days prior to the occurrence of major avalanche activity and skier-triggered avalanches. Snowpack structure is the result of the effects of the meteorological factors on the snow which are continuously transforming the shape of the snow grains and their mechanical conditions (McClung and Schaerer, 2006). Meteorological conditions can act as preparatory factors to become the snowpack conditions unstable in a daily scale contributing to avalanche activity.

Temperature and precipitation events can develop weak layers day by day, but they can also be direct triggers of avalanche activity as, e.g., heavy snowfall events, rain or substantial heating. A challenge is that meteorological conditions not always relate to avalanche activity the same way as it depends of the previous state of the snowpack conditions. So temperature and precipitation variability in a temporal scale becomes a stable snowpack into unstable and vice versa.

Snow avalanche activity depends on the conditions of the snowpack layering. A basic avalanche classification distinguished two types of avalanches: loose snow slides and slab avalanches (McClung and Schaerer, 2006). Loose snow avalanches occur when the grains on surface layer lose cohesion among them and the slope angle is steeper than the critical friction angle. However the slab avalanche is the type responsible for the majority of the fatal avalanche accidents in the Pyrenees (Rodés, 1999) and the world. Dry-slab avalanches occur when a relatively cohesive slab collapses over a weak layer or an interface layer due to a stress exerted on the slab which exceeds the strength of the weak layer. Properties both of the slab and the weak layer control the fracture process and the crack propagation that trigger the slab avalanche (van Herwijnen and Jamieson, 2007; Schweizer et al., 2016). In Pyrenees, snowpack conditions related to avalanches have been investigated from the point of view of identifying which profiles are stable or unstable by comparing profiles performed in skied slopes with no avalanche activity versus those performed in skier-triggered slopes, slopes with whumpfs or shooting cracks (Moner et al., 2008). In these studies snowpack structure leading to avalanche activity was described and some parameters related to the typology of grains and differences in layer interfaces were identified.

In this context, next step in this study consists on comparing the structure of the snowpack by means of indexes and stability parameters which specially account for unstable conditions among different snow climates. The question is to identify evidences of discriminant variables in the state and evolution of the snowpack at seasonal and weekly scale and even prior to avalanche activity among several regions to classify snowpack patterns and better to define snow climates and their avalanche winter regims. This step let us introducing the concept of avalanche winter regimes (Hägeli and McClung, 2007).

Snow climate types are based on meteorological factors and avalanche characteristics (Armstrong and Armstrong, 1987; McClung and Schaerer, 2006). Three types were defined in the Rockies (USA): maritime, continental and transitional. Then avalanche climate zones were used to describe regional characteristics of avalanche activity derived from dominant weather behaviour (Mock and Kay, 1992; Mock and Birkeland, 2000). Afterwards, large-scale avalanche observations and major avalanche cycles as criteria to defining avalanche regions were included (Hägeli and McClung, 2003; García-Sellés et al., 2010; Oller et al. 2015). Finally, snowpack stability tests to furnish avalanche forecasting with information on snow layering demonstrate the importance of the character of the snowpack persistent weakness to distinguish different avalanche regions (Gruber et al., 2004; Hägeli and McClung, 2007). Avalanche winter regimes take into account daily variations in the existence of weak layers and their extension, since climatic values are not useful by themselves for forecasting purposes. In this work, we use new snowpack structure indexes at weekly scale which were developed for operational forecasting purposes (Techel and Pielmeier, 2014) to advance in characterizing avalanche winter regimes and their regional differences.

Currently, a complete snow and avalanche climatology has not been yet achieved in the Eastern Pyrenees because of the lack of enough meteorological and snowpack data series. However, it is assumed from different environmental perspectives (avalanche forecasting, vegetation, hydrology) two clear domains: a Mediterranean climate type in the easternmost part and an oceanic climate type in the westernmost part. Mountain ranges located between both maritime climate types could be considered as a transitional like-continental zone but not well defined until now (García-Sellés et al., 2007). A new classification based on major avalanche activity (García-Sellés et al., 2010) and recently improved by analysing magnitude of major avalanche episodes by Oller et al. (2015), clearly confirms at least both avalanche climate domains. As pointed out, a goal is trying to characterize their respective snowpack patterns.

In this paper, we focus on the spatial and temporal evolution of variables of the snowpack structure on the long term to characterize different snowpack structure patterns among snow climate regions in the Eastern Pyrenees. Finally, specific snowpack patterns have been identified for the Mediterranean and oceanic snow climates. These snowpack patterns are homogeneous some winters on both climatic areas (extreme pattern), but normally they do not. We try to explain spatial and temporal differences in the spreading of snowpack patterns by means of the behaviour of precipitation and temperature combined modes, developed in the first part of this Chapter.

In abstract, our research objective is to characterize the climatic conditions of the days prior to MAC and SKA activity in the different snow climates of the Eastern Pyrenees. As it is known, specific meteorological conditions build specific snowpacks. For this reason, the question that we address is also to define snowpack patterns and their contribution to avalanche activity. Results will help to better know the snow climates and avalanche regimes of the Eastern Pyrenees.

4.2 STUDY AREA, DATA AND METHODS

The Eastern Pyrenees is the part of the Pyrenees that corresponds to the administrative region of Catalonia (Fig. 1). Climatic data used in this study has been provided both by the Spanish National Agency of Meteorology (AEMET) and the Meteorological Survey of Catalonia (SMC). The elevation of the chosen stations ranges from 1000 m to 2300 m above sea level and stretching from the western part of the study area where oceanic climate conditions prevail to the easternmost part ruled by Mediterranean climate conditions. They consist on four stations: Vielha (1002 m) and La Bonaigua (2266 m) located in the northwestern area; La Molina (1704 m) and Vall de Núria (1971 m) sited in the eastern area. Vall de Núria belongs to the Ter-Freser (TF) avalanche region and La Molina to the Cadí-Moixeró (CM) avalanche region; both regions are classified as Mediterranean snow climate. Vielha and La Bonaigua are part of Aran-Pallaresa north border (AR) avalanche region, which is characterized by an oceanic snow climate (García-Sellés et al., 2010). Avalanche regions are the forecasting regions identified in the warning avalanche bulletins by the experience of the forecasters on the basis of specific orographic conditions and avalanche occurrence.

Three snow climate types have been defined in the Eastern Pyrenees (García-Sellés et al., 2007). They are summarized in Oller et al. (2015). The northwestern area (AR region) has a humid oceanic climate with regular winter precipitation. The total amount of new snow is about 500–600 cm in winter and the winter average temperature is $-2.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ at 2200 m a.s.l. (Dec-Mar). Towards the south (Ribagorçana-Vall Fosca, RF; Pallaresa, PL, and Perafita-Puigpedrós, PP, regions), the weather gains continental traits, and winter precipitation decreases. The average new snow height at 2200 m a.s.l. is 250 cm in winter and the average temperature is $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$. The prevailing winds are from the north and northwest, and they are more intense than in the oceanic domain, often with gusts over 100 km/h. In the

eastern area the Mediterranean influence takes predominance. Winter precipitation increases though irregularly distributed (Ter-Freser, TF; Prepirineu, PR, and Cadí-Moixeró, CM, regions) and it is linked to Mediterranean cyclonegenesis. The prevailing winds come from north and highest gusts sometimes exceed 200 km/h at 2000 m a.s.l. The total amount of new snow at 2200 m a.s.l. is about 350–450 cm and winter average temperature is -0.8 °C.

Climate data covers the 1970-2012 winter periods from November to April, when the majority of avalanche activity is observed. Avalanche regions spreading between Mediterranean and oceanic snow climates were not included in this study since there is not enough snowpack structure data. Preliminary, they are supposed to be ruled by continental or transitional snow climate (García-Sellés et al., 2010).

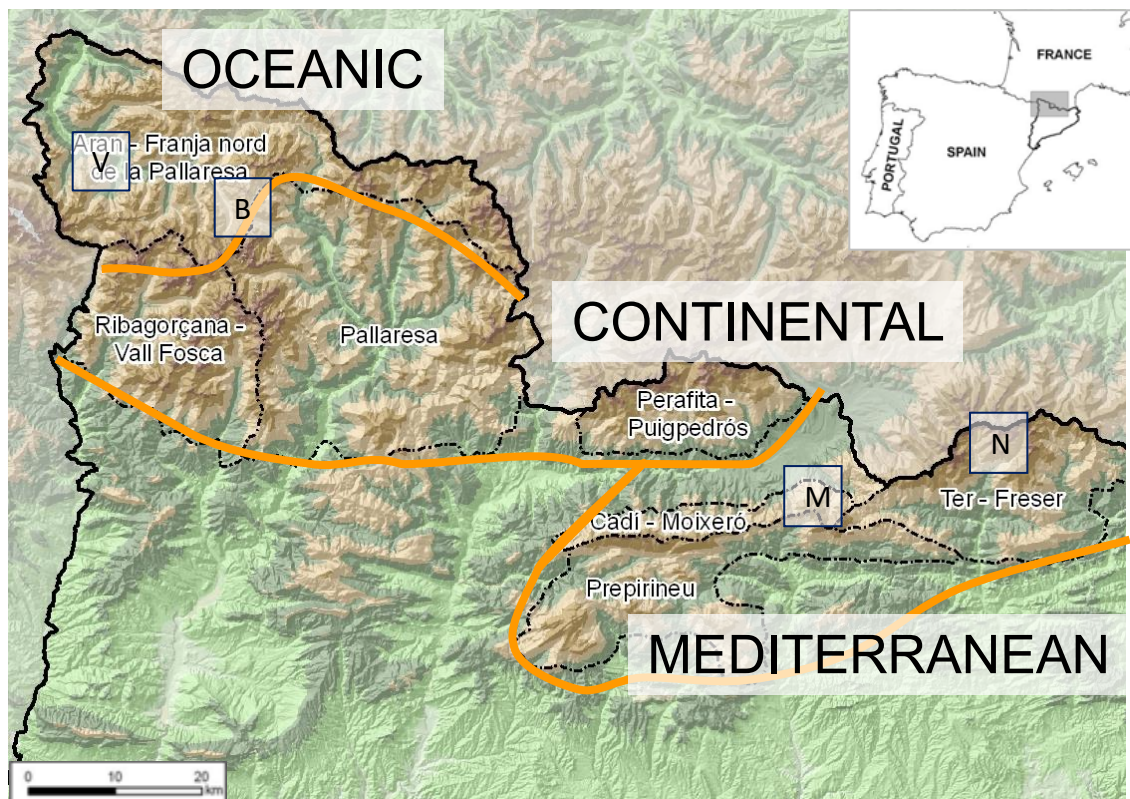


Fig. 1. Map of the avalanche regions in the Eastern Pyrenees and snow climates. The northwestern area (Aran-Pallaresa north border, AR) corresponds to oceanic snow climate and the eastern area (Cadí-Moixeró, CM; Prepirineu, PR; Ter-Freser, TF) is affected by Mediterranean snow climate. The central area (Ribagorçana-Vall Fosca, RF; Pallaresa, PL; Perafita-Puigpedrós, PP) probably dominated by continental or transitional snow climate is not analysed in this study due to the lack of enough data. Weather sites are also located: Vielha (V), La Bonaigua (B), La Molina (M) and Vall de Núria (N).

Tolerance and internal consistence tests have been applied to precipitation and temperature data sets included in this study (Esteban et al., 2012). For the oceanic area

Vielha weather site covers the periods 1969-70 to 1992-93 and 1995-96 to 2000-01; La Bonaigua weather site covers the period 2001-02 to 2011-12. Nowadays, a series covering the whole 90's in the oceanic area does not exist. For the Mediterranean area we used a unique climatic series that has been built with the data of La Molina and Vall de Núria from 1970 to 2012 by means of a linear regression model (a period of 13 common years between 1985-97). Correlation coefficients are significant at 99% confidence level (Table 1); for these reason we consider that the statistical adjustment does not affect the final results.

Table 1. Results of the statistical adjustment used in the La Molina and Vall de Núria series to get a unique series covering a 33 years period.

	Adjustment La Molina-Núria	r	Significance
T mín	-1,04°C	0,842	<0,01
T max	-1,62°C	0,892	<0,01

The major avalanches dataset comes from the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC). To assess the relationship between meteorological data and major avalanches cycles (MAC), major avalanches dataset covers from 1970-71 until 2006-07 winter seasons (Nov. to Apr.). A MAC is defined as the occurrence interval of time under same synoptic conditions (minimum one day is considered) when at least one major avalanche has been registered (artificial triggering events have been rejected) (García-Sellés et al., 2009). We have considered major avalanches in a wide sense, as defined by Schaerer (1986), avalanches larger than usual, arriving to the bottom of the valley, destroying mature forest or damaging structures; all considered avalanches travelled further than 1000 m from the starting zone to the run out zone. Finally, 17 MAC have been treated, 11 occurred into the Mediterranean area and 6 into the oceanic.

From the perspective of the daily avalanche forecasting, the most important set of variables to analyze is the internal structure of the snowpack, in addition to general snowpack properties closely related to meteorological data such as snowfall or depth snow (Hägeli and McCLung, 2003). Data set of 612 manual snow profiles was analysed and snowpack parameters investigated from 5346 snow layers. Snowpits were performed by the ICGC professional network of observers and by the forecasters themselves. On one hand snowpack profiles from the easternmost part of the Eastern Pyrenees, containing the avalanche regions Ter-Freser (TF), Cadí-Moixeró (CM) and Prepirineu (PR) (Mediterranean climate) has been selected. On the other hand, snowpack profiles performed in the northwesternmost part, Aran-Franja Nord de la Pallaresa (AR) (oceanic climate), have also

been selected. We analysed those snow profiles which were recorded weekly at the same site, ten different locations from the Mediterranean and twelve from the oceanic climate region. In order to minimize local conditions, information from the profiles was averaged. Database corresponds to the winters 1997-98 to 2011-12. Snow profiles are located from north-west to south-east aspects (clockwise sense) and range between 2000 and 2400 m a.s.l. Snowpack structure was managed as variables that account for unstable conditions of the snowpack. The relationship between different variables of the snowpack and daily temperature and precipitation combinations has been analysed for Mediterranean and oceanic snow climates along the seasons.

Skier-triggered avalanche (SKA) resulting in an accident have also been used to relate to climate data. Avalanche accident consists on skier-triggered slab avalanches ($n=67$) that have affected the person or the party releasing the avalanche (24 in the Mediterranean area and 43 in the oceanic area). Accidents are reported both by the forecasters of the ICGC and the Val d'Aran Avalanche Centre (CGA). We have analysed accidentally triggered avalanches recorded from 1997-98 until 2011-12 when forecasters registered weekly snow profiles and close to the slab fractures within the next day or two after the event, when possible.

Daily temperature and precipitation data (1970-2012) has been treated as percentiles. Combination of temperature and precipitation in four modes such as cold/dry, cold/wet, warm/dry and warm/wet are identified at a daily time scale to assess the relationship between avalanche activity and weather during the days before MAC-SKA occurrence. This assessment was done not only in the closest days to the avalanche activity (10 days) but also during a long term period prior to triggering (30 days), when the snowpack is affected by preparatory conditions that can favour avalanche activity. To deal with joint quantiles let us talk about climatic conditions more than meteorological conditions, and that is why combined temperature and precipitation quantiles are suggested to be used as an climatic input when dealing with snow climates and avalanche winter regimes.

To establish the character of the combined precipitation and temperature, we used the joint quantile approach defined by Beniston and Goyette (2007) and applied by López-Moreno et al. (2011) for studying the snow depth in the Pyrenees. The 60% and 40% joint quantiles were calculated to define specific temperature-precipitation combined modes (TPM): CD (cold/dry) when the joint quantiles were equal to or below $T_{40} P_{40}$, being the subscript the quantile threshold; CW (cold/wet) $T_{<40} P_{>60}$; CD (cold/dry) $T_{<40} P_{<40}$; WD (warm/dry) $T_{>60} P_{<40}$ and WW (warm/wet) $T_{>60} P_{>60}$. Precipitation quantiles have been calculated only from days with $P>0$ and all the $P=0$ days are considered as dry days. The

same procedure is performed for the percentiles 25-75 to observe whether extreme behaviours of temperature and precipitation cause sudden changes in conditions and stability of the snowpack. Daily TPM have been calculated for the period Nov-Apr both for the oceanic and for the Mediterranean series 1969-70 to 2011-12.

Winter combined modes T-P distributions have been put to the non-parametric Pearson Chi-square test (Greenwood and Nikulin, 1996) to prove whether statistically significant differences exist between the daily climatic conditions from all the winters and previous 30 days-10 days of a MAC and SKA series. Mediterranean and Oceanic previous 30 days-10 days series have also been compared between them to identify differences.

Afterwards, the evolution of the four combined precipitation and temperature categories in the last decades in the Eastern Pyrenees is assessed and compared to the observed one into the Swiss Alps. Special attention is focused on the trend of those winter modes that influence avalanche activity.

When a MAC occurs, the hypothesis is that internal layering of the snowpack, born from the past weather conditions, should be taken into account such as the weather conditions governing the major avalanche activity day. Typical assumed direct causes of major natural avalanches such as heavy snowfalls or intense and persistent rain not always have the same consequences on avalanching due to the sensitivity of the internal conditions of the snowpack (García-Sellés et al., 2010), which is modelled by long term weather conditions. So, the previous 72 h new fallen snow height (72h HN) is a main condition but not enough to lead a MAC, as it was stated by Villedrose (2001) when analysing the catastrophic cycle of February 1999 in the French Alps. It is of interest to go in depth on climate behaviour prior avalanche activity, by means of the daily TPM method; it means to know temperature and precipitation combination during the days before major avalanches and skier-triggered activity, since temperature and precipitation combination rules the sensitivity of the snowpack structure to be stressed. Attention is paid to the 30 and 10 days previous to MAC and SKA events, since stability degradation acts in the medium-long term. TPM relates to snowpack structure on the basis that changes in form, size, humidity and hardness of the snow grains are led by changes in weather conditions; TPM assesses whether a weather event and resulting unstable snowpack structure is close or distant to the climatic behaviour. From a climatic point of view, it answers the question: it is a weather and snow context releasing avalanche activity normal, abnormal or even an exceptional situation?

To analyse snowpack conditions and T-P combined modes to find out statistically significant relationships, t-test for significance of correlation coefficients between combined

modes both at 40th-60th and 25th-75th percentiles and snow variables has been applied (series 1997-2011, winter averages, n=15).

The second part of this work is addressed to improve snow climate classification by means of snow parameters. To advance in this research, we are mainly based on comparing snowpack variables from slab and weak layer properties to observe regional distributions and inter-annual changes such as it is suggested by Techel and Pielmeier (2014). Since structure weaknesses into the snowpack is one of the features that most often distinguish different avalanche regions (Hägeli, 2004), we choose snowpack structure parameters that better account for detecting structure weaknesses and their relationship with avalanche activity. Once spatial and temporal changes in structure weaknesses are observed, it is possible to identify different snowpack patterns. It will allow opening a future research line on local avalanche climatology and advancing in the classification of avalanche regions.

We have chosen some of the most important snowpack parameters indicating persistent weaknesses (grain type, grain size, hardness). These variables characterize persistent weak layers, which are those layers still active 10 days after its formation under medium-high gradient of temperature metamorphism (Jamieson and Johnston, 1998; Hägeli and McClung, 2007). They can collapse when get stressed due to overloading (new snow, rain, skier crossing) or when they lose strength due to wetting or reducing bonding by coarsen-grained constructive metamorphism. These parameters determine the unstable conditions of the snowpack at medium and long term. In a recent article on unfavourable snowpack structure, Techel and Pielmeier (2014) propose a new snowpack index by analysing snow properties. One conclusion of the authors is that spatial and temporal variability of this index could allow advancing in snow-climate classifications. The new snowpack index is built on the basis of variables providing weak layer and slab information. We have selected the most relevant variables which have been found out on that study that account for unstable conditions of the snowpack and they were:

- Proportion of snowpack composed by soft layers of persistent grains (PG_{prop}): faceted grain, depth hoar and surface hoar accomplishing the condition of hand hardness ≤ 3 ; hand hardness ranges from 1 –fist, very soft- to 5 –knife, very hard.
- Proportion of snowpack which is coarse grained, soft layer ($SIZE_{prop}$): grain size ≥ 1.25 mm and at the same time hand hardness ≤ 3 .
- Proportion of very soft layers ($HARD_{prop}$): hand hardness ≤ 1.3 . Hand hardness scale distinguishes plus and minus for each level, being, for instance, 1.7 four fingers very easily and 2.3 four fingers opposing some resistance.

- Layer threshold sum ($TSA_{layer} = PG_{prop} + SIZE_{prop} + HARD_{prop}$). Sum of the three persistent weak layer criteria (grain type, size, hardness) (Schweizer and Jamieson, 2007).

We have also proposed other parameters describing the structure composition of the whole snowpack which are broadly taken into account to define avalanche character (Hägeli et al., 2010; Nairz and Mair, 2013), such as NPG_{prop} (non-persistent grains proportion) and MF_{prop} (melting forms proportion, including crusts). A slight variation on Techel and Pielmeier (2014) snowpack variables definitions is proposed here by adding:

- Proportion of non-persistent soft layers (NPG_{prop}): layers composed by precipitation particles, decomposed and fragmented, and round grains, and at the same time hand hardness is equal or below 3 rate (softer or equal to one finger penetration rate).

- Proportion of melting grain forms ($MF-CR_{prop}$): proportion of layers composed by wet grains and crusts.

NPG_{prop} informs on fresh snow and overloading new drifted snow (generally soft and medium hardness slabs) on the pre-existing snowpack, and it is linked to short-term processes triggering avalanches. This variable accounts for several types of avalanches linked to recent snowfalls and drifting (storm avalanches, wind avalanches, both dry and wet fresh snow avalanches), not long or medium-term snowpack processes. Moreover, now they are completely well distinguished from grains forms mixed in the variable “proportion of very soft layers” and from old hard slabs.

MF_{prop} variable consists of the proportion (%) of the whole snowpack formed by melting forms (crusts included), neither considering size nor hardness, since these parameters are largely variable along the day due to the night-frozen and day-thaw processes. They bear wet avalanches, included avalanche glides.

These additions complement the parameters about weak layers described by Techel and Pielmeier (2014), since we now incorporate parameters that explain short, medium and long term processes triggering dry and wet avalanches. Grain types and their recorded parameters are those from *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground* (Fierz et al., 2009).

Percentages of each parameter have been calculated for each profile performed weekly for both snow climates. All the parameters, with the exemption of the TSA_{layer} , are relative to the total snow height of the snowpack (percentages are the proportion from total thickness). The distribution of statistical measures of central tendency for several variables will be used to classify snowpacks. To look for different snowpack patterns, snowpack

variables are classified by assessing the probability of exceeding several thresholds. Those variables showing more variability between both climates will be adopted as criteria to classify snowpack types. On the other hand, when the value of one parameter is in the range of 25-75 percentiles from the other zone it does not account as discriminator. Each winter is scored by the number of parameters that exceed the range of variability when comparing snow profiles from oceanic and Mediterranean regions.

Snowpack analysed data are the distributions of the annual averages of each variable from 1998-99 to 2011-12. Annual averages are calculated from the weekly samples registered from December to April ($n=22$ per season). We have described the seasonal layering snowpack conditions for different avalanche regions using the four snowpack parameters pointed out. Additionally, we have undertaken seven study cases of major avalanches having a snowpack profile close to the date of occurrence. Instability index and the rest of parameters have been calculated to assess the relationship between snowpack framework and MACs.

Pearson product-moment correlation coefficient was used to determine associations between snowpack properties measured on an interval or ratio scale (e.g. crystal size). Spearman Rank order correlations (Walpole et al., 2002) were used to determine associations between snowpack properties measured on an ordinal scale (e.g. hand hardness). The correlation coefficient, r_p for the Pearson product-moment correlation and r_s for the Spearman Rank order correlation, were considered significant at the $p<0.05$ level.

4.3 RESULTS AND DISCUSSION

Frequencies of temperature-precipitation modes in the winter series (1970-2011) from both Mediterranean and oceanic climates are shown in Table 1. The daily winter modes probability distribution both in Mediterranean and in oceanic snow climates during the 1970-2011 winter period do not show significant statistical differences (Pearson's chi-squared test, $p<0.05$ level). Warm/dry mode was the highest (Mediterranean-oceanic: 34%-32%) followed by cold/dry (29%-23%), cold/wet (7%-9%) and warm/wet the lowest (3%-5%) (Table 2). The same rank order was observed in the Swiss Alps, where warm-dry ranged 36% in the period 1960-1991 (Beniston et al., 2011). From the combination of temperature and precipitation quantiles, the occurrence of high precipitation events shows a dependence from the

temperature, in the sense of the wettest days are linked to the coldest days in both climatic areas.

Table 2. Frequencies distribution of the combined modes in the winter series (1970-71/2010-11) for the oceanic and Mediterranean areas.

COMBINED MODES DISTRIBUTION IN THE WINTER SERIES (%)		
	Oceanic area	Mediterranean area
WD warm/dry	31,5	33,8
CD cold/dry	22,9	29,2
CW cold/wet	9,4	6,6
WW warm/wet	5,0	3,2

4.3.1. WINTER MODES FAVOURING MAJOR AVALANCHE CYCLES (MAC) AND SKIER-TRIGGERED SLAB AVALANCHES (SKA)

Frequencies of TPM in the previous 30 days-10 days of a major avalanche cycle (MAC) for Mediterranean and oceanic series are shown in Table 3. Values differences increase between both snow climates and some mode change the rank as is the case of CD mode becoming the predominant in the Mediterranean snow climate and CW grows dramatically in the oceanic. Applying the non-parametrical Pearson Chi-square test to compare the observed frequencies of both snow climates, some significant statistical differences at a confidence level of $\alpha < 0.05$ arise between the periods of 10 days prior to Mediterranean MAC and SKA activity (Table 3).

Table 3. Frequencies distribution of the combined modes in the previous 30-10 days of a MAC (1970-71/2010-11) for the oceanic and Mediterranean areas.

COMBINED MODES DISTRIBUTION IN THE PREVIOUS 30-10 DAYS OF A MAC (%)		
	Oceanic area	Mediterranean area
WD warm/dry	31,1 - 30,0	23,3 – 20,0
CD cold/dry	20,6 - 13,3	29,4 – 25,0
CW cold/wet	18,3 - 25,0	11,5 – 17,0
WW warm/wet	6,1 - 8,3	4,2 – 4,0

Comparing Table 2 and 3 it is interesting to observe that perceptible differences appear in the 30 days sequences prior to a MAC with respect to the winter series, following different patterns in both areas. So, with regard to the 30 days sequences prior to a MAC in the Mediterranean snow climate, the thermal feature of the dry days was just the opposite than oceanic area, being the cold/dry CD mode the highest daily frequency of occurrence (29%), followed by WD (23%), CW (12%) and finally WW (4%).

Table 4. Pearson Chi-square test to observe differences between Mediterranean and oceanic TPM series. Some significant differences exist between Mediterranean and oceanic series in the 10 days period prior to MAC and SKA. Pearson Chi-square values in bold print are significant at a confidence level of $\alpha < 0.05$, degrees of freedom = 3.

SNOW CLIMATE COMPARATIVE. OCEANIC-MEDITERRANEAN				
p-value $\chi^2_{0.95}(3) = 7.81$				
WINTER	MAC		SKA	
Nv-Ap	30 days	10 days	30 days	10 days
1.616	4.253	8.123	7.410	9.256

Table 5. MAC and SKA periods versus whole winter series (1970-2011); some significant differences exist between temperature-precipitation modes for winter and avalanche periods. Pearson Chi-square values in bold print are significant at a confidence level of $\alpha < 0.05$, degrees of freedom = 3.

p-value $\chi^2_{0.95}(3) = 7.81$		WINTER SERIES Nv-Ap	
		OCE	MED
MAC PERIODS	30 days	2.798	3.757
	10 days	10.159	9.039
SKA PERIODS	30 days	2.664	2.143
	10 days	9.322	6.650

When comparing the behaviour of temperature-precipitation modes in the oceanic snow climate between the winter series and periods prior to a MAC and SKA, there are significant differences respect to the previous 10 days to avalanche activity; this period exhibits a substantial increasing in the frequency of wet modes (CW and WW) prior to a MAC. The most interesting is the increment of CW days and it doubles its percentage in the 30 days sequences before a MAC, even more en the 10 days prior to a MAC. Nevertheless, the highest mode occurrence corresponds to WD (31%), such as in the whole winter period.

Differences between the winter series and periods prior to a MAC and SKA are less outstanding in the Mediterranean climate, being only statistically significant the differences respect to a MAC (10 days), but not SKA (Table 5).

Climatic behaviour of the 10 days before a MAC and, specially, before a SKA is different between Mediterranean and oceanic snow climates. CD days prevail in the Mediterranean area and WD days in the oceanic. Another difference is that CW days have more weight in the oceanic area than in the Mediterranean; the increment of CW days is lower in the Mediterranean case than in the oceanic. Probably that is due to the fact that north and northwest advections use to be persistent and they accumulate lots of fresh snow in the oceanic area, while heavy snowfalls are not so persistent in the Mediterranean area. In this sense, these results agree with the conclusions of previous works on avalanche activity and atmospheric conditions in the Eastern Pyrenees stating that northwest advection is the main cause of MACs in the oceanic area (García-Sellés et al. 2009) (Chapter 1 of the thesis). This is reinforced by the fact that in the oceanic area there is an increment of wet days (CW and WW) in the 10 days before a MAC respect to the 20 previous days; the 30 days TPM ranking is WD, CD, CW, WW, and the 10 days ranking WD, CW, CD, WW. A third difference is that MACs are not associated with a reduced prevalence of WD in oceanic areas, whereas they are in Mediterranean regions. A light quantitative difference exists in the frequency of the WW mode between the two areas; the number of WW days prior to a MAC is higher than the winter average in the oceanic and lower than the mean in the Mediterranean. That is interesting because WW could be associated to rain episodes. From a climatic point of view, rain could be expected as a probable avalanche trigger agent in a Mediterranean climate since winter temperatures are milder than in the oceanic and moreover is closer to a maritime environment than the oceanic region. Nevertheless, warm Atlantic fronts are more active over the oceanic area than over the Mediterranean; warm fronts from subpolar lows are linked to atmospheric pattern C1-Nortwest advection, the most frequent in releasing major avalanches in the oceanic snow climate, but not in the Mediterranean snow climate.

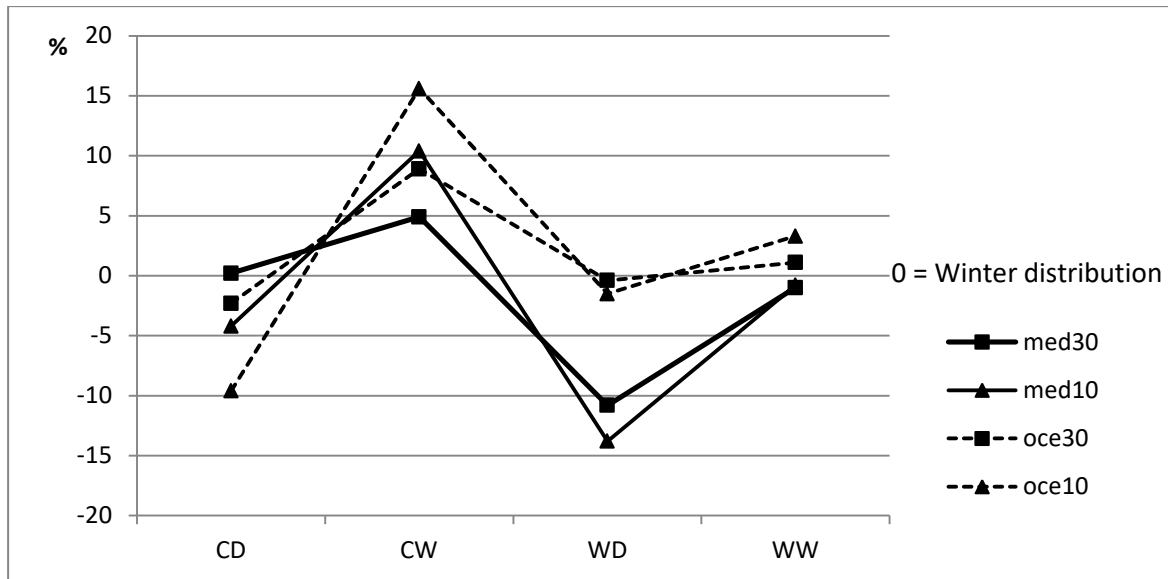


Fig. 2. Deviation (%) of TPM 10 and 30 days before MAC respect to the winter behaviour for the Mediterranean (lines) and oceanic (dashed lines) snow climates. Value 0 is the average of each TPM for the distribution of the winter series.

In the Mediterranean area the most notorious before MAC occurs is a diminishing of WD days and a higher weight of cold days than warm ones (Fig. 2). It is well known that cold and dry days favour medium and high thermal gradient processes into the snowpack and persistent weak layers build up (Hägeli and McClung, 2007). Depth hoar is also likely to develop in those conditions. Persistent weak layers can wake up in future under stressing conditions such as snowdrift, heavy snowfalls or warm spells. Predominance of shallow snowpacks in the Mediterranean area multiplies the effect of cold weather generating faceted grains.

It seems that weakening layers processes to favour major avalanches are not so significant in the oceanic area as in the Mediterranean. At least, they are less intense and do not work in depth. In this point, it is interesting to highlight that a less number of cold days with respect to warmer ones does not necessarily mean that faceting conditions not exist. In fact, long sequences of warm/dry days ($P=0$) appear in the Pyrenees linked to dynamic high pressures, not thermal anticyclones, anchored close to the Iberian Peninsula. Subsidence, anomalous high temperatures and very low relative humidity conditions prevail. By means of continuous measurements of the thermal gradient of the snowpack we have observed that although air temperature is notoriously above zero, the cooling of the snow surface is very intense under dry air conditions, especially during December and January, when the energetic budget of the snowpack is clearly negative (Male, 1980). Nevertheless, the thicker snowpack typical of the oceanic area soften the cooling effect of the irradiation towards the middle and basal parts of the snowpack. The general behaviour of TPM before MAC respect

to the winter series is only a positive variation of the wet modes, both cold and warm. More cold/wet days prior to a MAC in the oceanic area implies more availability of fresh snow that triggers major avalanches by breaking stellar structures, with no dependency of internal weakening. In fact, CW mode ranges 67% in the 5 days prior to a MAC in the Oceanic regime but only 42% in the Mediterranean one.

In Table 6 are shown frequencies of TPM in the previous 30 days-10 days to skier-triggered slab avalanches (SKA) series for Mediterranean and oceanic series. Fig. 3 illustrates the variations of TPM before SKA in relation to winter behaviour. The distribution of winter modes before a SKA in the Mediterranean snow climate is the same than for MAC (CD, WD, CW, WW). Main quantitative variations are the persistence of CD days which even increases and the frequency of CW which is much lower than for the occurrence of a MAC, showing the same values than winter series. The distribution of winter modes before a SKA in the oceanic snow climate is different than for MAC (CD, CW, WD, WW). The main difference is supremacy of CD in the case of 10 days prior to SKA, which means a change with regards to the behaviour of the period before a MAC. There is a shift regarding winter series that consists on increasing CW days at the expense of drop of WD. In the Mediterranean area there is a general loss of combined winter modes, especially WD days, and not a deviation from mean winter values for the rest of the combined modes. To note that in the Mediterranean there is no an increment of CW for the SKA unlike the MAC in which it raises.

Table 6. Frequencies distribution of the combined modes in the previous 30-10 days of SKA (1997-98/2011-12) for the oceanic and Mediterranean areas.

COMBINED MODES DISTRIBUTION IN THE PREVIOUS 30-10 DAYS OF A SKA (%)		
	Oceanic area	Mediterranean area
WD warm/dry	29,1 – 20,5	25,4 – 17,5
CD cold/dry	20,9 - 24,7	31,4 – 30,4
CW cold/wet	16,8 - 23,0	6,5 – 7,9
WW warm/wet	3,3 – 2,1	5,3 – 5,4

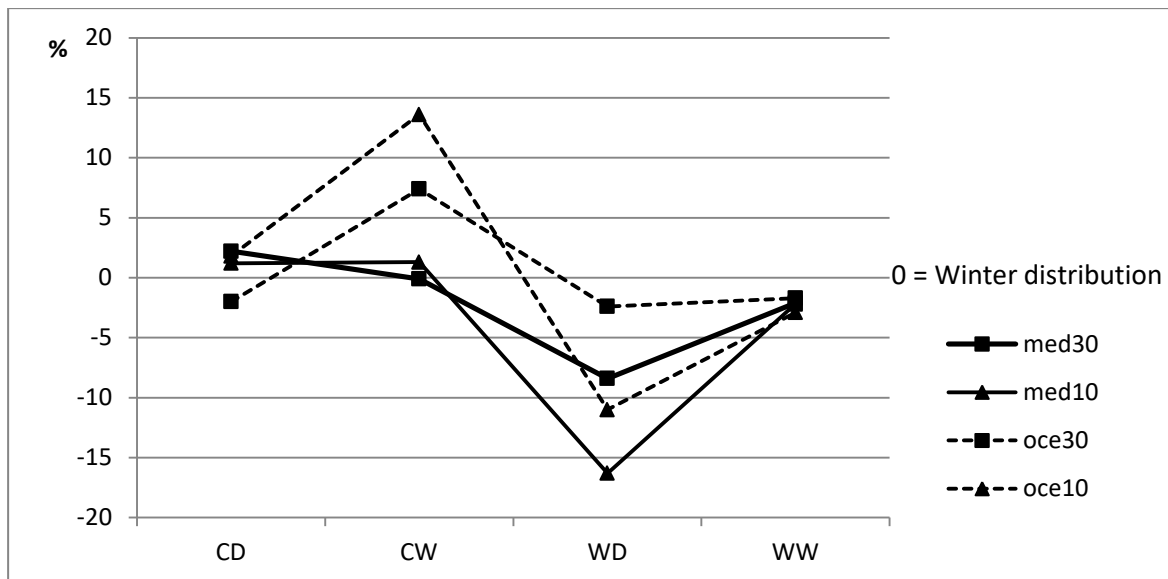


Fig. 3. Deviation (%) of TPM 10 and 30 days before SKA respect to the winter behaviour for the Mediterranean (lines) and oceanic (dashed lines) snow climates. Value 0 is the average of each winter mode for the distribution of the winter series.

Tables 7 and 8 summarize climatic differences for MAC and SKA with respect to winter behaviour. Attending to Chi-square test, statistical significant differences only existed for the 10 days prior to a MAC in the Mediterranean and both for MAC and SKA in the oceanic.

The 30-10 days periods before a SKA in the Mediterranean area exhibit a highest normality respect to the winter TPM than the period previous a MAC. WD days are observed to reduce and the others TPM do not change more than 1 or 2 points, and the reduction of WD days doubles (from -8% to -16%) during the previous 10 days of SKA. CD days are the most frequent TPM before MAC and SKA, reaching a frequency of 25% to 31%, respectively. The unique TPM that increases is CW days in the 10 days before a MAC (+10%). Climatic conditions favourable (10 days) for SKA in the Mediterranean area are colder days and not necessarily snowy days, even for MAC occurrence only less than 2 cold snowy days are required.

Climatic conditions favourable for MAC and SKA in the oceanic area are the same, just an increment of cold snowy days (+16% - +14%, respectively). The main difference between snow climates is that an average of 23% of snowy days is required in the oceanic area before skier-triggered activity but just 8% in the Mediterranean area. Even in the 50% of the SKA none cold snowy day was required in the previous 10 days for skier-triggered activity in the Mediterranean climate (Fig. 4 c). Skier-triggered activity is much more dependent of cold snowy days in the oceanic climate (in the 60% of the accidents up to 2 cold-wet days were required), whereas climatic conditions in the Mediterranean are much more similar to the

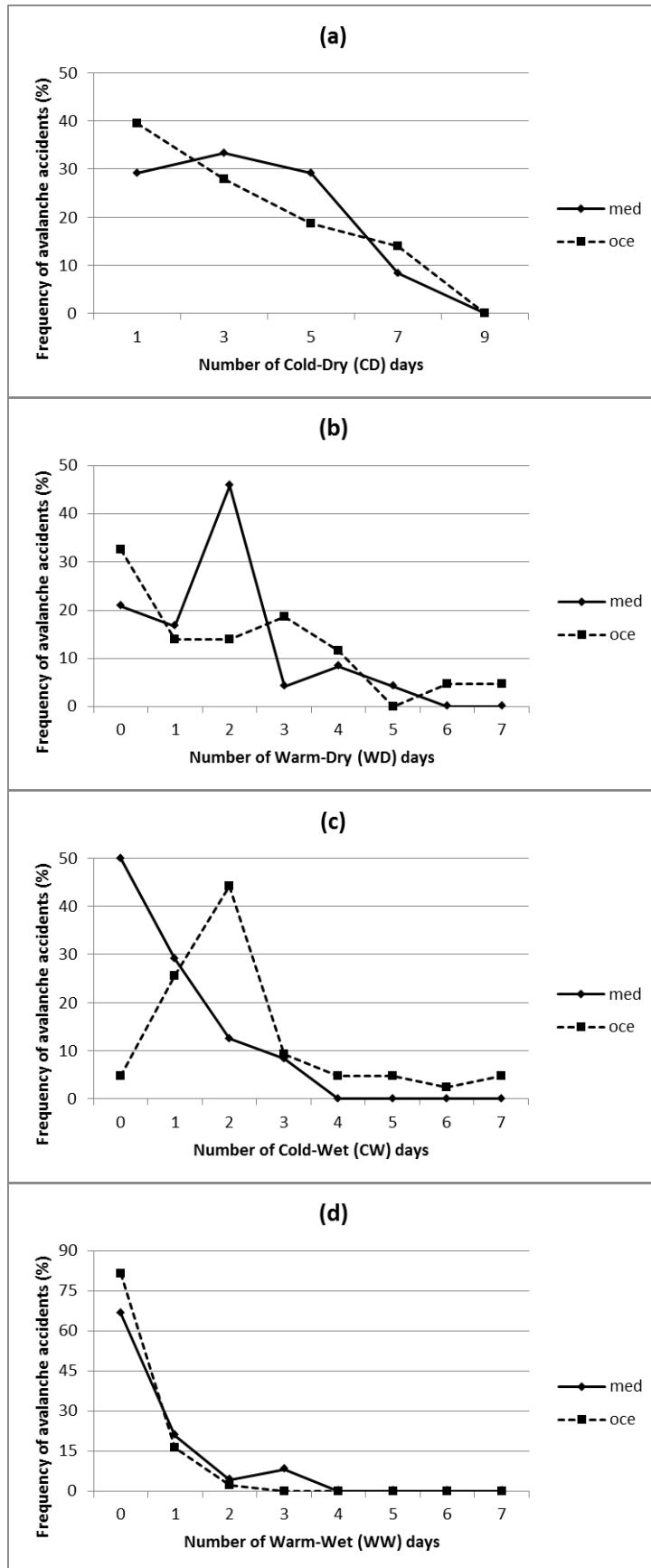


Fig. 4. Frequency of skier-triggering avalanches by temperature-precipitation combined modes during the previous 10-days.

normality. Avalanche activity (MAC and SKA) in the Mediterranean area is much more dependent of dry colder days (Fig. 4 a).

Table 7. Ranks of the combined modes in the previous both 30 and 10 days of a MAC (1970-71/2010-11) and 30 and 10 days of an SKA (1997-98/2011-12) for the Mediterranean area. In brackets is the variation (%) respect to the climatic behavior shown in Table 1, in bold the highest variation.

MEDITERRANEAN AREA				
RANK	MAC 30d	MAC 10d	SKA 30d	SKA 10d
1	CD (0,2)	CD (-4,2)	CD (2,2)	CD (1,2)
2	WD (-10,8)	WD (-13,8)	WD (-8,4)	WD (-16,3)
3	CW (4,9)	CW (10,4)	CW (-0,1)	CW (1,3)
4	WW (-1)	WW (-0,8)	WW (-2,1)	WW (-2,2)

Table 8. Ranks of the combined modes in the previous both 30 and 10 days of a MAC (1970-71/2010-11) and 30 and 10 days of an SKA (1998-99/2011-12) for the oceanic area. In brackets is the variation respect to the climatic behaviour shown in Table 1, in bold the highest variation.

OCEANIC AREA				
RANK	MAC 30d	MAC 10d	SKA 30d	SKA 10d
1	WD (-0,4)	WD (-1,5)	WD (-2,4)	CD (1,8)
2	CD (-2,3)	CW (15,6)	CD(-2,0)	CW (13,6)
3	CW (8,9)	CD (-9,6)	CW (7,4)	WD (-11,0)
4	WW (1,1)	WW (3,3)	WW (-1,7)	WW (-2,9)

4.3.2. SNOWPACK CONDITIONS AND MAJOR AVALANCHE CYCLES.

Until now this study detected different regional patterns in climatic conditions prior to avalanche activity between Mediterranean and oceanic climates on the basis of joint exceedances of determined quantiles of combined temperature and precipitation. Furthermore, special attention was given to know how these different climatic patterns affect the snowpack stability conditions and whether specificities in snowpack structures are detected among diverse snow climates.

4.3.2.1 Comparing snowpacks from oceanic and Mediterranean areas.

It has been demonstrated that meteorological conditions of Mediterranean and oceanic areas prior to major avalanche activity and skier-triggered avalanches differ between both regions. It addresses us to look for possible differences in the snowpack structure with specific avalanche conditions.

The analysed variables are someone of those proposed by Techel and Pielmeier (2014) which showed moderate to strong correlation to the mean snowpack structure ranking that is used in avalanche forecasting operative to assess the stability of the snowpack (TSA_{layer} , PG_{prop} , $HARD_{prop}$ and $SIZE_{prop}$). Proportions are relative to the snow depth.

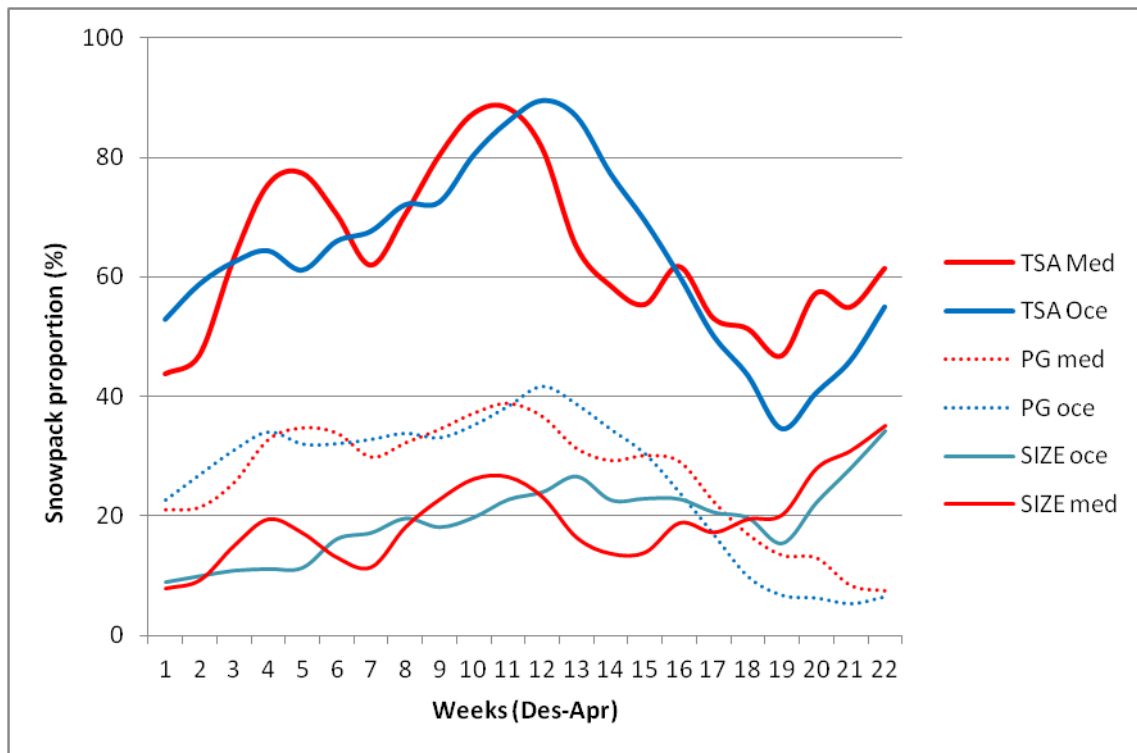


Fig. 5. Evolution of the weekly average of different snowpack parameters (15 winters, Dec-Apr; 3 moving mean) for Mediterranean and oceanic areas.

As can be seen in Fig. 5, the evolution of the instability variables throughout the winter shows that the snow climatic behaviour is similar for both regions, but some specificity is observed (data set of 15 winters, average values for each week, 22 weeks from December to April). Attending to the weekly evolution of TSA, three different periods can be identified in the average evolution of the snowpack instability, showing regional particularities. It increases from December to the middle of February in both regions, afterwards it drops until the beginning of April, and then TSA rises again. Then variables associated with instability conditions rise again during April. TSA winter evolution shows a significant Pearson's r ($r = 0.55$; $n = 22$) at the $p < 0.01$ level between both areas. However, interesting regional differences are observed in the seasonal behaviour. First, intra-weekly variability is higher in the Mediterranean area than in the oceanic. About the behaviour during the season, unstable conditions of the snowpack in the Mediterranean region during the coldest part of the winter are higher than in the oceanic region, while from the second week of February until end of

March the instability index becomes lower. Finally, Mediterranean's TSA exceeds again oceanic's values in the spring time.

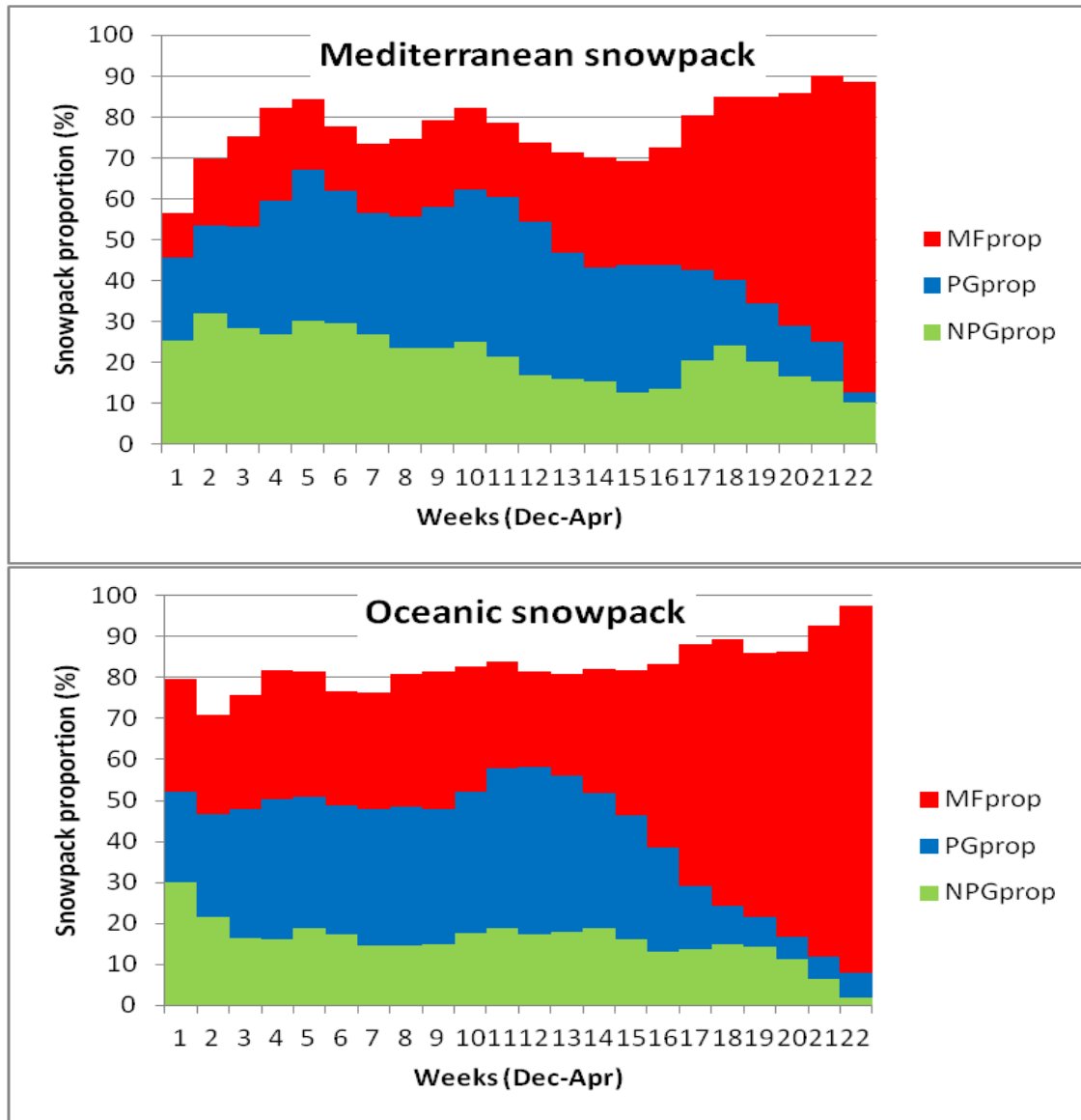


Fig. 6. Weekly proportion of each snow structure variable with respect to the total snow depth (15 winters, Dec-Apr; 3 moving mean) for Mediterranean and oceanic regions.

During the first part of the winter, snowpack instability is higher in the Mediterranean area than in the oceanic, but unexpectedly PG_{prop} does not supply the reason since this variable evolves very homogeneously into the two regions along the winter (significant Pearson's $r = 0.87$ at the $p < 0.01$ level). However, attending to the weekly evolution of the $SIZE_{prop}$ the Pearson's $r = 0.51$ is not significant at the $p < 0.01$ level (but do at $p < 0.05$) and much more variations are observed between both regions. Specifically, $SIZE_{prop}$ values are

higher in the Mediterranean area than in the oceanic for the first part of the winter. It means that the snowpack proportion of persistent weak, soft layers is similar into both regions in the coldest part of the winter, but these weak layers are more developed due to the presence of coarser grains in the Mediterranean one. Reinforcing this statement, $HARD_{prop}$ weekly values are also higher (softer layers) in the Mediterranean region than in the oceanic during December and January (Fig. 7). Even there is no consistent $HARD_{prop}$ correlation between both regions along the season ($r = 0.29$), the correlation sign is negative during the first part of the winter ($r = -0.41$), since when the snowpack proportion of weakest, softest layers steadily increases in the Mediterranean area, contrary, it restrains or slightly decreases in the oceanic area.

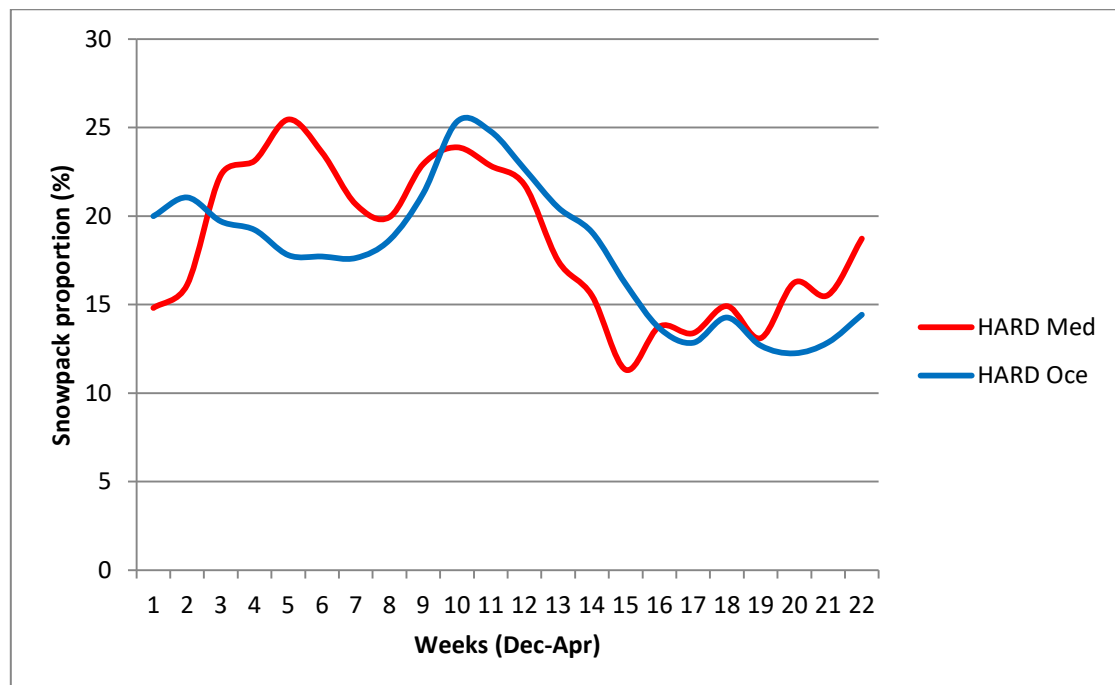


Fig. 7. Evolution of the weekly average of $HARD_{prop}$ values (15 winters, Dec-Apr; 3 moving mean) for Mediterranean and oceanic areas.

Attending to the winter modes, it was observed a higher percentage of cold-dry (CD) days in the Mediterranean region than in the oceanic (29.2% versus 22.9%), that implies atmospheric conditions cooling the snowpack. CD days bring with it clear, cold nights followed by clear but also subfreezing days, which favour strong temperature gradients in the snowpack and subsequently the development of faceted crystals (Birkeland, 1998). Long duration and intensity of high gradient temperature metamorphism entail the increment of the size of faceted grains (McClung and Schaerer, 2006). Normally, a dry snow climate brings with it atmospheric conditions that enhances weakness in the snowpack structure (Gruber et

al., 2004). In the case of the eastern Pyrenees, persistent weak layers are not more frequent in the Mediterranean area but more unstable by coarser grains and softer layers than in the oceanic.

Next interesting point is the change of trend in the snowpack instability in the second half of February (Fig. 5). It drops everywhere until the first week of April, when it grows again. The increase of the snowpack stability is due to the reduction of persistent, soft layers proportion, which steadily falls until the end of the season. The increment of weak layers is stopped in northern aspects at both regions, probably due to the seasonal rising of air temperature and to the progressive snowpack accumulation which difficult snow metamorphism of medium and high gradient -the thickest the snowpack, the lowest the snowpack thermal gradient. Nevertheless, proportion of coarse grains does not vary in the oceanic area while it suddenly drops in the Mediterranean at the end of February; it is probably due to the snowfall increase in March, typical from the Mediterranean snow climate. It means rise in proportion of small grains from decomposed, fragmented and drifted new snow.

Finally, a synchronic change of trend is identified in both regions at the beginning of April: TSA_{layer} grows, not linked to persistent grains but melting forms (MF_{prop} , wet grains and crusts). In fact, MF_{prop} begins to go up at second half of February (Fig. 8), but this parameter does not imply instability until $SIZE_{prop}$ rises at the beginning of April, when melting forms are well developed due to warmer conditions. Evolution of melting forms in Mediterranean and oceanic areas shows the highest significant Pearson's $r = 0.95$ at the $p < 0.01$ level. Weekly values of MF_{prop} in both regions could be considered a surprising result as Mediterranean snowpack systematically registers low values than the oceanic one. Mountain ranges under Mediterranean snow climate are located southern than oceanic mountain ranges and differences in average winter temperatures is equal to 1.2°C at 2200 m of altitude, being the Mediterranean ranges the warmest (Oller et al., 2009). The reason for this unexpected minority of melting forms along the season in contrast with the oceanic snowpack could be due, on one hand, to the atmospheric conditions and, on the other hand, to differences in the internal processes of snow layering. Mediterranean snow climate is characterized by strong winds flowing from the north after the passage of snow storms and slabs are thoroughly spread over (García-Sellés et al., 2009). This is supported by the prevalence of non-persistent grains (NPG_{prop}) forming slabs in the Mediterranean region (weekly median of NPG_{prop} is 21 in the Mediterranean area versus 16 in the oceanic), which are overlaid on each other. Non persistent grains, mainly very decomposed and fragmented precipitation particles, result from wind drift processes that destroy precipitation particles and compact the upper part of the snowpack gaining density and hardness (weekly median of very soft layers

in the Mediterranean region is 7 versus 11 in the oceanic). These layering conditions make water penetration from surface towards inside of the snowpack more difficult and therefore it could result in less proportion of melting forms than in the oceanic region.

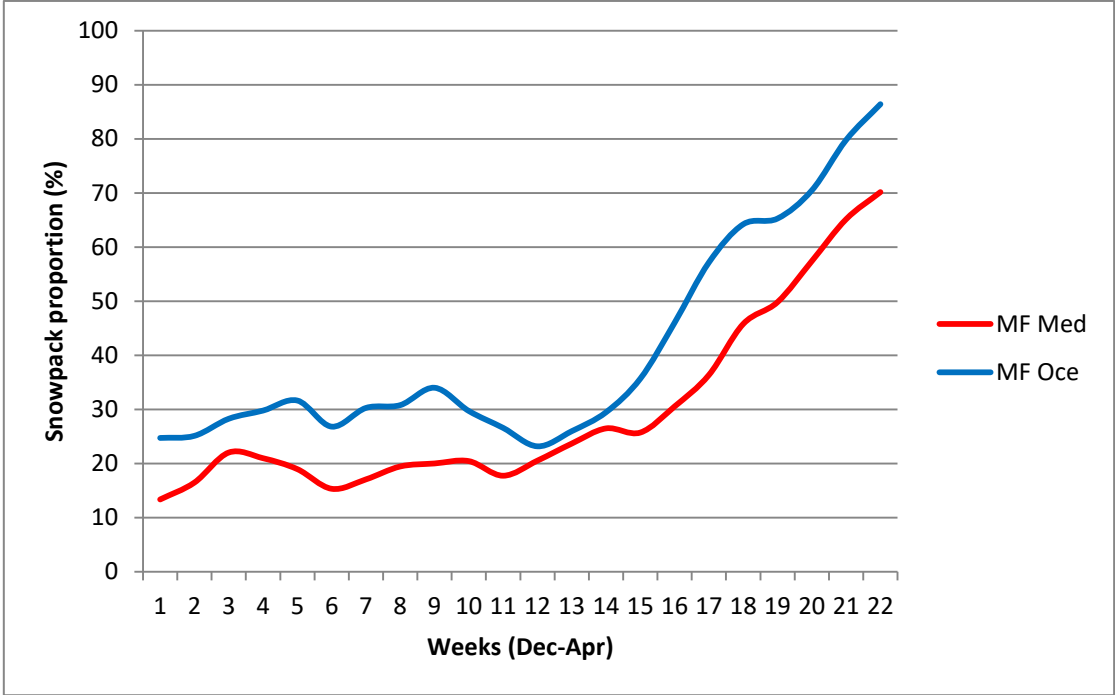


Fig. 8. Evolution of the weekly average of MF_{prop} values (15 winters, Dec-Apr; 3 moving mean) for Mediterranean and oceanic areas.

It is worth noting the rise of the range of the proportion of weak layers and coarse grains in December and January in the Mediterranean snowpack with respect to the oceanic, as well as the big differences in the proportion of NPG_{prop} along great part of the winter. This combination of structures favours slab avalanche pattern as well as old snow with critical layer avalanche pattern. These particularities are reinforced when comparing the evolution of the snowpack variables between both regions at seasonal scale, it means winter by winter. Contrasting snowpack variables from 15 seasons at weekly resolution, usually there are not common regional characteristics in a same winter and snowpack differs regionally between Mediterranean and oceanic. The exception is the presence of melting forms, which begins to increase in middle February in both regions in response to the positive energy balance by solar radiation mainly.

4.3.2.2. Snowpack patterns.

Averaged snowpack parameters and structure evolution (eight variables, Table 9) are well correlated between both regions and no significant statistical differences have been found (Chi-square test, $p < 0.01$ level, 7 degree of freedom). There are not two statistically different snowpack dynamics. However, there are interesting differences in the evolution of some parameters at weekly resolution and regional particularities arise in the behaviour of the snowpack variables associated with unstable conditions along the season. That is why it is defended the hypothesis that two different snowpack patterns can be defined attending to the temporal evolution of both the snowpack instability and the snow grains proportions: one oceanic snowpack and one Mediterranean snowpack.

Table 9. Correlation of weekly values of snowpack variables between Mediterranean and oceanic snowpacks ($n=22$, except for $PG_{prop Mr-Ap}$ $n=8$ and $HARD_{prop Dc-Jn}$ $n=10$).

Snowpack variable	* $p < 0.05$ ** $p < 0.01$	Sign of correlation
TSA_{index}	0.55**	+
PG_{prop}	0.87**	+
$PG_{prop Mr-Ap}$	0.94**	+
$SIZE_{prop}$	0.51*	+
$HARD_{prop}$	0.29	+
$HARD_{prop Dc-Jn}$	0.41	-
NPG_{prop}	0.48*	+
MF_{prop}	0.95**	+

The distribution of statistical measures of central tendency for several variables was used to classify snowpacks. Those variables showing more variability between both climates are adopted as criteria to classify snowpack types (Fig. 9). Finally, the chosen variables are those not well correlated to TSA in order to avoid redundancy; in addition to the instability index (TSA), they are: proportion of persistent grains still observed in March and April (PG_{Mr-Ap}), proportion of melting forms including crusts (MF_{prop}) and proportion of non-persistent grains (NPG_{prop}). These snowpack structure criteria (type grains NPG_{prop} , MF_{prop} , PG_{Mr-Ap} and TSA instability index) are which better split the snowpack profiles between Mediterranean and oceanic treats (Table 10). Snow hardness proportion in the coldest part of the winter ($HARD_{prop Dc-Jn}$) has been replaced by soft, coarse persistent grains in spring time ($PG_{prop Mr-Ap}$) given that we want to keep the signal of faceted grains, especially in spring time when warm avalanche glides begins to release in case of dormant persistent weak layers.

Table 10. Correlation of annual averages of snowpack variables respect to the instability index TSA from the whole profiles dataset ($n=15$).

Snowpack variables versus TSA	r Pearson
NPG_{prop}	-0.16
MF_{prop}	-0.32
$HARD_{prop\ Dec-Jn}$	0.45
$PG_{prop\ Mar-Apr}$	0.54
$HARD_{prop}$	0.67
$SIZE_{prop}$	0.78
PG_{prop}	0.79

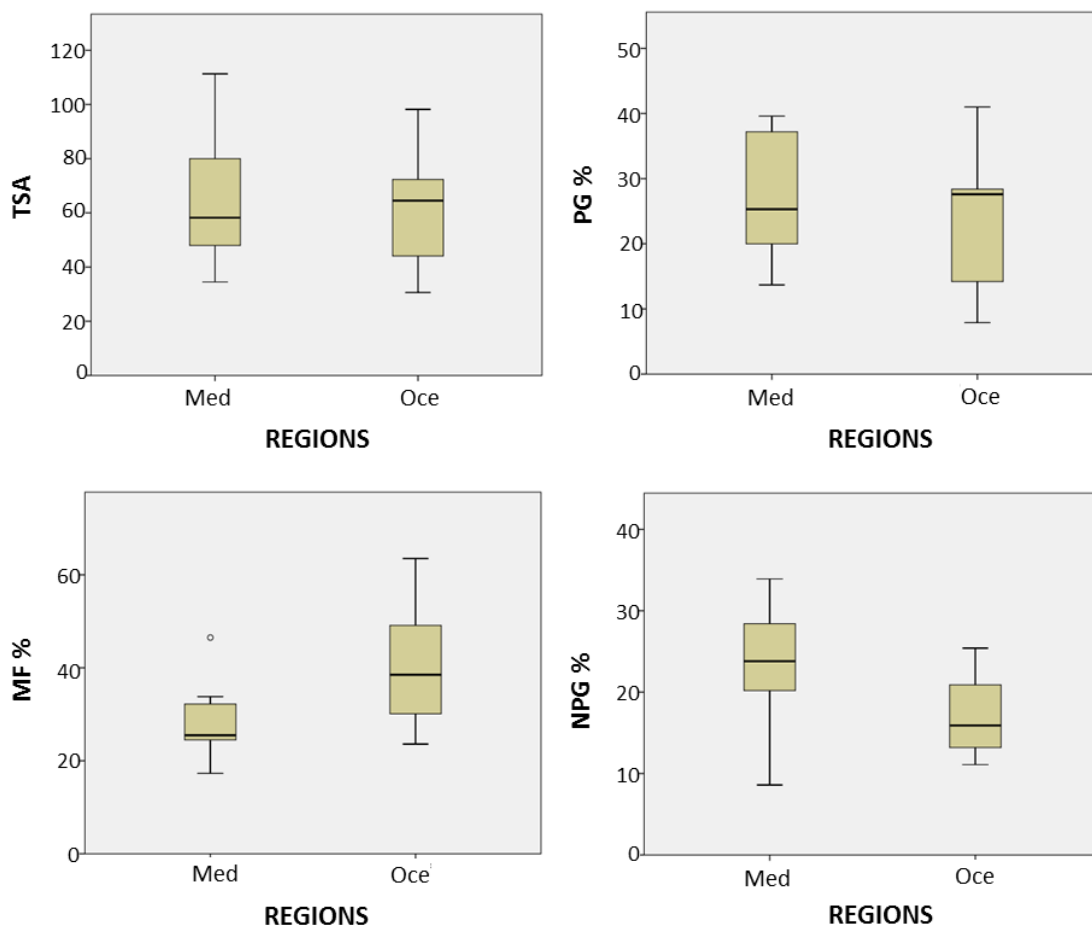


Fig. 9. Box plots of several snowpack parameters and snow grain types distributions for Mediterranean and oceanic regions. Data are annual averages from the 1997-98 to 2011-12 seasons. Plotted values are the minimum and maximum of the series, first and third quartile, the median and outliers that exceed the interquartile range. From top to bottom and from left to right, snowpack instability index (TSA, the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG – persistent grains, SIZE - grain size ≥ 1.25 mm and has a hand hardness ≤ 3 , and HARD - proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), persistent grains (PG, snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3), melting forms including crusts (MF, proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts) and non-persistent grains (NPG, snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains).

As is shown in Table 11, Mediterranean snowpack pattern is based on relative high values of variables associated with unstable conditions (TSA), moderate percentage of melting forms and crusts (MF), moderate percentage of slabs and drifted snow (NPG) and more persistent weak layers remaining in spring than the oceanic pattern (PG_{Mr-Ap}). Oceanic snowpack pattern show relatively low proportions of variables linked to unstable conditions (TSA_{index}), high percentage of melting forms and crusts (MF), low percentage of slabs and drifted snow (NPG) and less persistent weak layers in spring than the Mediterranean pattern (PG_{Mr-Ap}).

Table 11. Threshold values of each criteria for classifying snowpack types. Thresholds are derived from the statistical measure positions of several snowpack variables.

Criteria for classification	SNOWPACK CLASSIFICATION		
	Mediterranean	Oceanic	Indeterminate
TSA	>72	<49	49-72
$PG_{prop Mr-Ap}$	>15	<10	10-15
MF_{prop}	<31	>34	31-34
NPG_{prop}	>17	<16	16-17

Table 12. Number of winters for each area that accomplishes the several identified criteria to be assigned as oceanic or Mediterranean snowpack.

VARIABLE	CRITERIA	WINTERS (1997-2011)	
		Mediterranean area (TF, CM, PR)	Oceanic area (AR)
TSA_{index}	MED >72	4	4
	OCE <49	4	5
	49<IND<72	7	6
$PG_{prop Mr-Ap}$	MED >15	8	4
	OCE <10	4	8
	10<IND<15	3	1
MF_{prop}	MED <31	8	4
	OCE >34	3	10
	31<IND<34	4	1
NPG_{prop}	MED >17	10	4
	OCE <16	4	10
	16<IND<17	1	1

4.3.2.3. Spatial and temporal variations of snowpack patterns.

Nor all the winters the eastern region snowpack was classified as Mediterranean pattern (10 out of 15 winters), neither all the winters western region was classified as oceanic

pattern (9 out of 15). Snowpack patterns show low or moderate spatial homogeneity since only 40% of the winters the same snowpack type spreads over the two regions (extreme pattern) of the Eastern Pyrenees (4 extreme Mediterranean winters and 3 extreme oceanic winters). So none pattern temporally prevails over each other. However, it is observed a concentration of extreme Mediterranean winters from 2005 until 2012 (Table 13). During the winters ruled by the Mediterranean pattern, the Mediterranean criteria have been more numerous over the eastern region than oceanic criteria into the northwestern part when oceanic pattern spreads over the two regions. It could be said that Mediterranean winters are better characterized by more homogeneous snowpack conditions than oceanic winters.

Table 13 Temporal evolution of oceanic and Mediterranean snowpack patterns and their regional distributions. Extreme snowpack winters are shaded.

SEASON	EASTERN AREA (nº criteria)	NORTHWESTERN AREA (nº criteria)
1997-98	OCE (3)	OCE (4)
1998-99	MED (3)	INDETERMINATED
1999-00	MED (4)	OCE (4)
2000-01	MED (4)	OCE (3)
2001-02	INDETERMINATED	OCE (4)
2002-03	MED (3)	OCE (4)
2003-04	OCE (3)	OCE (4)
2004-05	MED (4)	OCE (4)
2005-06	MED (3)	MED (3)
2006-07	MED (4)	MED (3)
2007-08	MED (4)	OCE (3)
2008-09	MED (4)	MED (3)
2009-10	OCE (4)	OCE (4)
2010-11	MED (4)	MED (3)
2011-12	OCE (4)	MED (3)
MEDITERRANEAN PATTERN	10	5
OCEANIC PATTERN	4	9
INDETERMINATED PATTERN	1	1

4.3.2.4 Snowpack pattern and major avalanche cycles.

Attending to the relationship between snowpack variables and MAC and specificities for oceanic and Mediterranean snowpacks patterns, TSA values observed at weekly scale when a MAC occurred in the northwestern region (oceanic snow climate) were lower than those observed in the eastern region. NPG_{prop} when a MAC occurred were very similar between both regions. In both regions TSA values for MAC almost double the mean seasonal values. For all the MACs (n=12) it is observed a correlation coefficient of -0.46 between weekly values of TSA and NPG_{prop} . The bigger the TSA is, which accounts for weak

persistent layers, the lower the proportion of soft slabs and precipitation particles are when a MAC occurs. Especially outstanding is the fact that MACs in the eastern region exhibits more dependency to persistent weak layers than to accumulation of slabs and fresh snow.

a) MACs and snowpack patterns in oceanic snow climate

There are only four cases in which snow profiles are available just before a MAC in the northwestern area (2002-03, 2003-04, 2004-05 and 2005-06), to better knowing snowpack conditions just on the triggering episode. One winter was classified as Mediterranean extreme snowpack and the other three as oceanic snowpack (one of them, extreme oceanic). Attending to the evolution of the variables that account for unfavourable snowpack conditions in the week when MAC occurred, we found that in two cases TSA was low and in two cases were very high.

Out of the four analysed cases, in one of them $TSA = 18$ is below the climatic median for an oceanic snowpack ($M = 64$), one case very close to the median and in the other two cases around 2 standard deviations above the mean. In the case of 31st Jan 2003, $TSA = 56$, the main instability in the snowpack was the high proportion of very soft layers composed by precipitation particles (fresh snow, decomposed and fragmented precipitation particles), since the snowfall was one of the most intense ever recorded (snow water equivalent, SWE, 128 mm/24 h in Bonaigua weather station). In this case previous state of the snowpack is not the most relevant.

In the next case, 2nd Jan 2004, $TSA = 18$ it is underestimated because the profile was recorded 4 days before the MAC; at that moment, the unstable parameter $HARD_{prop}$ reaches a low value because it was registered at the beginning of the new snow accumulation process; the snowstorm was moderate but persistent (SWE 44 mm/72 h, but 1 m of accumulated fresh, cold snow over nine days, five out of them were cold/wet at 25th-75th percentiles winter modes); previous state of the snowpack, combination of facets and crusts, favours stress by the thick layer of new snow.

Out of the four cases, the highest TSA value was $TSA = 168$ on 21st Jan 2005, mainly because of a very high proportion of persistent weak layers with coarse grains and soft layers of precipitation particles on surface; the latter due to persistent snowfalls (SWE 78 mm over four days).

It is noteworthy also that the main unstable parameters in the last event (26th Mar 2006) was the high proportion of persistent weak layers composed by coarse, faceted grains, which

were suddenly affected by thaw processes. During the three days before the MAC, winter modes were warm/dry ($W_{75}D_{25}$) and the triggering day temperature reached percentile 100. Consequently, a distinctive feature in the snowpack structure on the week after the MAC is supremacy of melting forms. This process of sudden change in shape grain led to a glide MAC showing a TSA = 159, an extremely high value.

b) MAC and snowpack patterns in Mediterranean snow climate

Four cases of MAC that match snowpack data on nearby days were analysed for the Mediterranean area (1997-98, 2002-03 and 2005-06 when two MAC took place). 1997-98 winter was classified as oceanic extreme snowpack; one slushflow MAC was recorded on 18th December 1997. The rest of the MACs were registered in a Mediterranean pattern winter on 2002-03 and in an extreme Mediterranean winter in 2005-06.

The exceptional MAC of 1997-98 (not by intensity, but for being a slushflow a very rare type of avalanche in Pyrenees) was due to an upside-down snowstorm (temperature trend rising during the storm) with a recorded precipitation of SWE 175 mm/72 h (Port del Comte, 1750 m, PR region, Mediterranean area). That week TSA was higher than the median. Several snowpack profiles performed some days before and during the same day in nearby avalanche regions contained facets and depth hoar in the bottom. A profile performed the same day in TF avalanche region (Mediterranean area) showed melting forms in the upper part, not only crusts but melting grains with liquid water, due to rain falling over 2000 m high. Slushflows in the Mediterranean area were an unusual event due to the intense rainfall that activated springs in the karstic structure of the massif of the PR avalanche region (Furdada et al., 1999).

From the four cases, TSA was below the median in only one MAC, 27th February 2003, being TSA = 17. Nevertheless, during the previous weeks to the MAC, temperature and precipitation combined modes were mainly CD at extreme measure positions, just between 75th-25th percentiles; snowpack showed very high weekly values for TSA and PG_{prop} (1.6 and 1.8 standard deviation respectively over January and February), which is according to cold and dry weather conditions. The unique profile performed in the avalanche day shows depth hoar at the bottom, such as it could be expected, but it exhibits very high hardness (probably due to local conditions not representative of the general situation). The MAC likely occurred due to the accumulation of fresh snow onto an unstable old snowpack. The TSA values of the rest of MACs (83, 85, 142) were over the median ($M = 61$ for Mediterranean snowpack)

and always with presence of soft weak layers (PG_{prop}), being in two out of three cases the highest of the unstable parameters.

4.3.2.5 Heterogeneity in snowpack pattern and major avalanche activity. The case of winter 2002-03.

a) Oceanic snowpack in the western region (AR)

To assess the evolution of the stability and the snowpack structure over the season, Figs. 10 and 11 show the behaviour of the snowpack variables and the presence of groups of snow grains from weekly profiles for the 2002-03 season. Variables shown in Fig. 10 are: PG_{prop} , $SIZE_{prop}$, $HARD_{prop}$ relative to the snow depth; it is also shown the instability index TSA_{layer} (accumulative proportions of the pointed out parameters). Fig. 11 shows proportion of three groups of snow grain types: one group (PG_{prop}) gathers faceted crystals, depth hoar and surface hoar accomplishing the condition of hand hardness ≤ 3 (typical grains indicating persistent weak layers); the second group ($MF-CR_{prop}$) is wet grains including melt-freeze crusts and ice formations (typical wet snow); the third group (NPG_{prop}) is precipitation particles, decomposing and fragmented precipitation particles and rounded grains, accomplishing hand hardness ≤ 3 (typically new/drifted snow). They account for the main and typical avalanche patterns (Hägeli et al, 2010; Nairz and Mair, 2013): PG_{prop} indicates persistent weak layers favouring slab avalanches in old snowpacks, $MF-CR_{prop}$ indicates possibility of wet avalanches and NPG_{prop} evidences fresh snow avalanches and storm slabs (new snow avalanches).

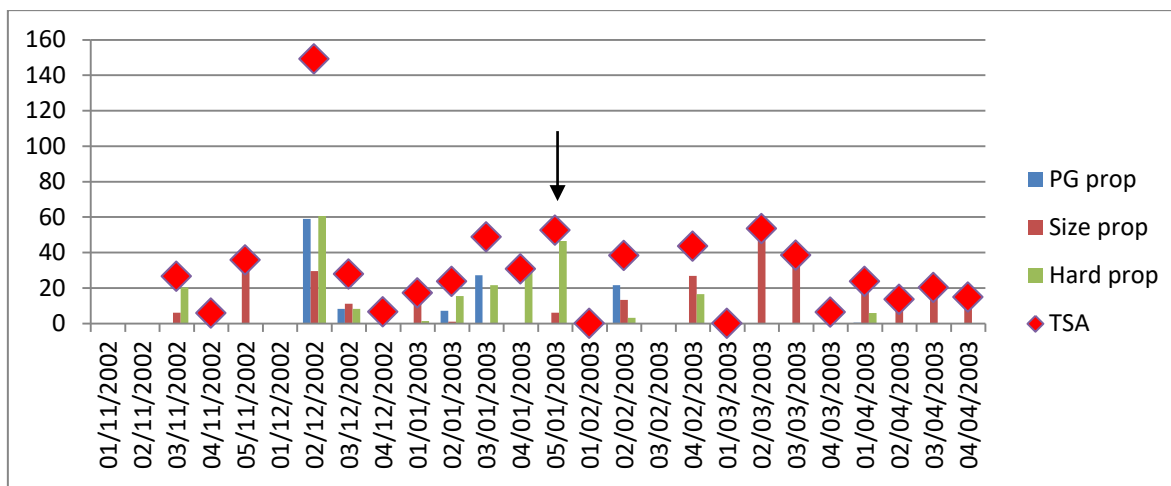


Fig. 10. 2002-03 winter in the northwestern region, oceanic climate. Weekly proportion (%) of snowpack variables: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type AND has a hand hardness ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proportion of snowpack which is coarse-grained, grain size ≥ 1.25 AND has a hand hardness ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), relative to the snow depth. It is also shown the TSA_{layer} (the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG, SIZE and HARD variables). The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height, except for TSA which is the sum of the three variables. The arrow indicates the weekly snowpack parameters when the MAC was registered.

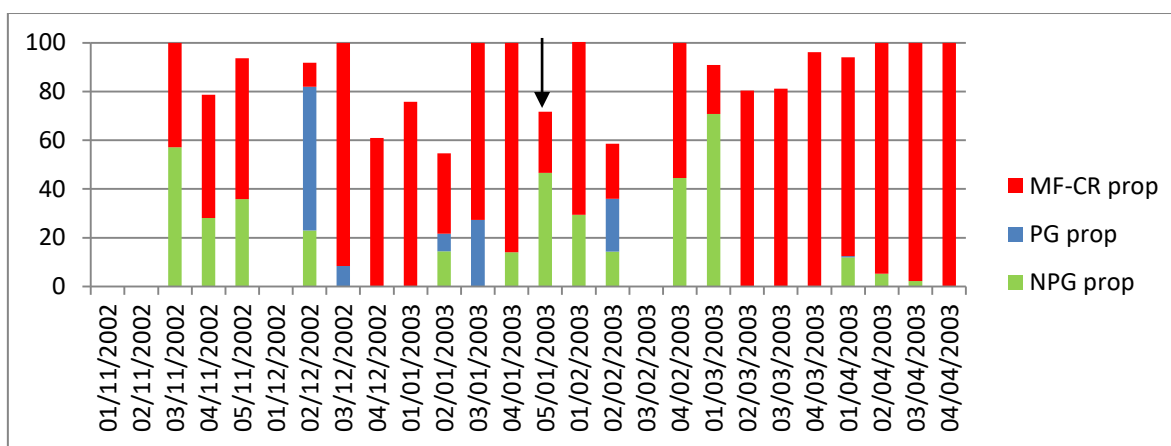


Fig. 11. 2002-03 winter in the northwestern region, oceanic climate. Weekly grain types proportion: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , persistent weak layers), NPG_{prop} (snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains), $MF-CR_{prop}$ (proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts), relative to the snow depth. The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height. The arrow indicates the weekly grain structure of the snowpack in which the MAC was registered.

One MAC was registered in the 2002-2003 season in the northwestern region. On 2002-03 winter, snowpack was oceanic pattern and seasonal average of TSA was the lowest registered along the series. Nevertheless, the MAC occurred on 30-31st Jan 2003 was assessed as the third most intense in all the Eastern Pyrenees during the last 25 years (Oller et al., 2015).

Fig. 12 shows the evolution of temperature and precipitation over the season by means of percentiles combination. The first part of the winter was dry and warm with some fronts crossing with rain until summit level. Melting forms were frequent, with the exception of the beginning of the winter, when a lonely high peak of proportion of parameters associated with snow instability was registered in all the season (Fig. 10). Strong snowfalls exceeding 100-150 cm in 24 h and drifting provoked major powder avalanches on 30th-31st Jan. Melting forms decreased along a cold and dry February but without development of faceted grains, probably due to a very thick snowpack. March and April were warm and there were few precipitations; melting forms proportion increased early in March without unstable conditions as snowpack gained in hardness and density, due to the scarcity of snowfalls or rainfalls.

The MAC was registered on 30-31st Jan 2003, due to a heavy snowfall with snowdrift. A profile was recorded 1 day after the MAC. TSA value is very close to the median and snowpack does not contain persistent weak layers (PG_{prop}), but mainly soft layers of new and drifted snow (high both $HARD_{prop}$ and NPG_{prop}) from the heavy snowfall, and melting forms of high hardness (hand hardness between scores 5, knife penetration, and 3, finger penetration) as old snowpack (Figs. 10 and 11).

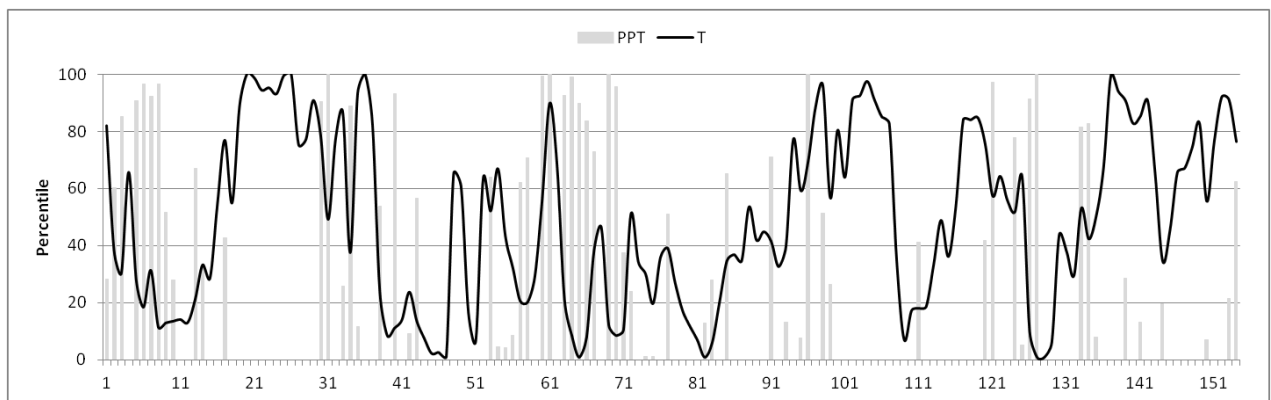


Fig. 12. 2002-03 winter in the northwestern region, oceanic climate. Evolution of daily percentiles of precipitation (PPT) and temperature (T) for Bonaigua (2266 m), AR region (oceanic climate). Vertical axis, percentiles; horizontal axis, days from December to April).

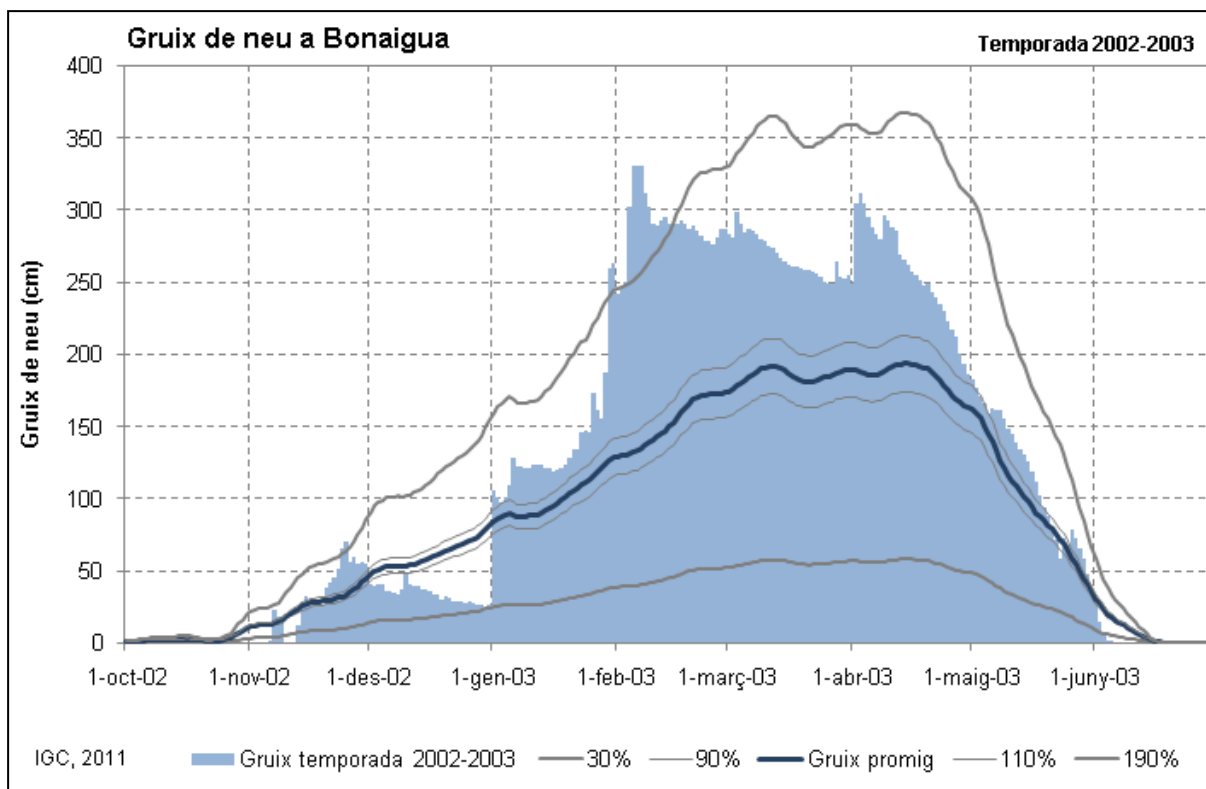


Fig. 13. 2002-03 winter in the northwestern region, oceanic climate. Daily snow depth evolution in Bonaigua (2266 m), AR region. Bars: daily snow depth; central line: climatic average; other lines: deviation from the average in % (source: www.icgc.cat, by Carles García and Santi Manguán).

2002-03 was a typical oceanic winter avalanche regime, defined by high proportion of melting forms, generally very low TSA_{index} from faceted grains, thick snowpack and major avalanche activity due to persistent and heavy snowfalls in a northwestern advection.

b) Mediterranean snowpack in the eastern regions (TF, CM, PR)

One MAC was registered in 2002-2003 season in the eastern region. On 2002-03 winter, in contrast with the northwestern region, snowpack was Mediterranean pattern in the eastern area (TF, PR, CM). Main meteorological differences with respect to oceanic region were the lack of rain at the end of December during the warm period and also the lack of the persistent and heavy snowfalls at the end of January and beginning of February (Fig. 16).

Snowpack depth was slightly above average but anticyclonic domain during December led snowpack to cooling by radiative processes in clear nights (Figs 14 and 16). TSA was very high those weeks. Situation completely changes at the end of February due to the passage of a trough that forms a low on the Mediterranean Sea and a MAC occurred on 27th February 2003 due to a moderate snowstorm. Humid snowfalls and cloudy skies provoked

the snowpack to gain humidity, the gradient temperature lessened and all PG layers gained hardness by rounding off of the grains and regaining strength. Finally, snowpack is formed by NPG layers with low hardness, due to recent snowstorm (Fig. 15). In these conditions TSA diminishes dramatically.

Another difference regarding to oceanic region is that in the Mediterranean region persistent grains grew internally once again because of dry weather in March, while successive snowfalls in the northwestern part kept the snowpack the prevalence of rounded grains. At the same time, melting processes became active on surface in both snowpacks. Melting forms proportion and $SIZE_{prop}$ began to increase steadily until the end of the season.

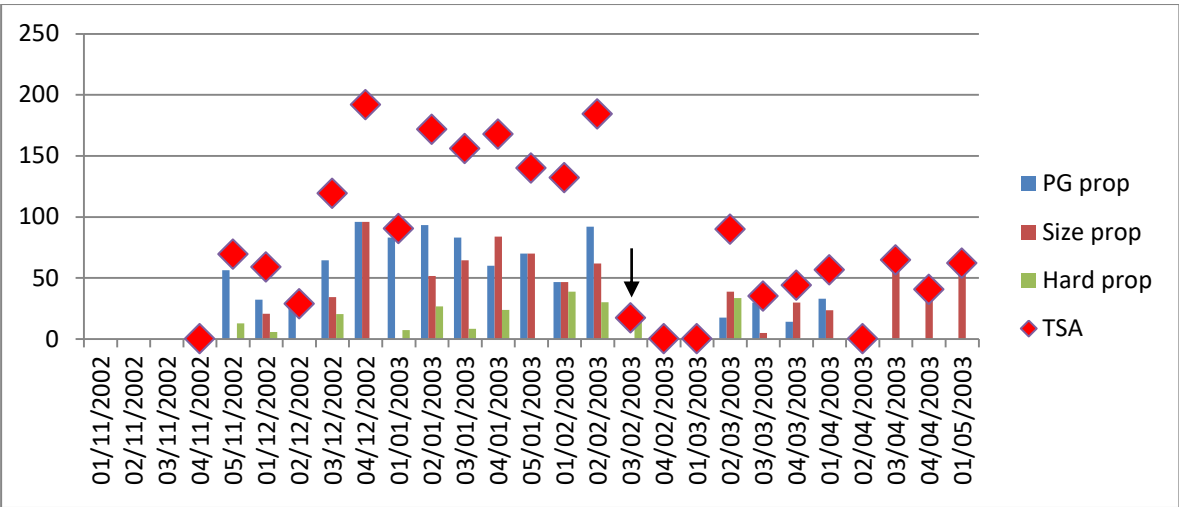


Fig. 14. 2002-03 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Weekly proportion (%) of snowpack variables: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type AND has a hand hardness ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proportion of snowpack which is coarse-grained, grain size ≥ 1.25 AND has a hand hardness ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), relative to the snow depth. It is also shown the TSA_{layer} (the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG, SIZE and HARD variables). The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height, except for TSA which is the sum of the three variables. The arrow indicates the weekly snowpack parameters when the MAC was registered. Major avalanche cycle: 27th Feb 2003.

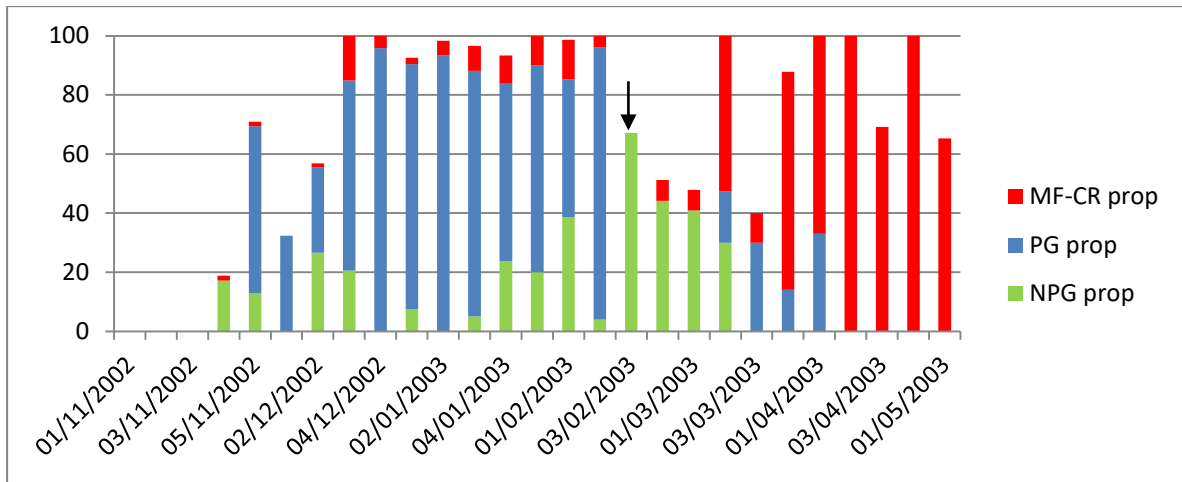


Fig. 15. 2002-03 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Weekly grain types proportion: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , persistent weak layers), NPG_{prop} (snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains), $MF-CR_{prop}$ (proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts), relative to the snow depth. The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height. The arrow indicates the weekly grain structure of the snowpack in which the MAC was registered. Major avalanche cycle: 27th Feb 2003.

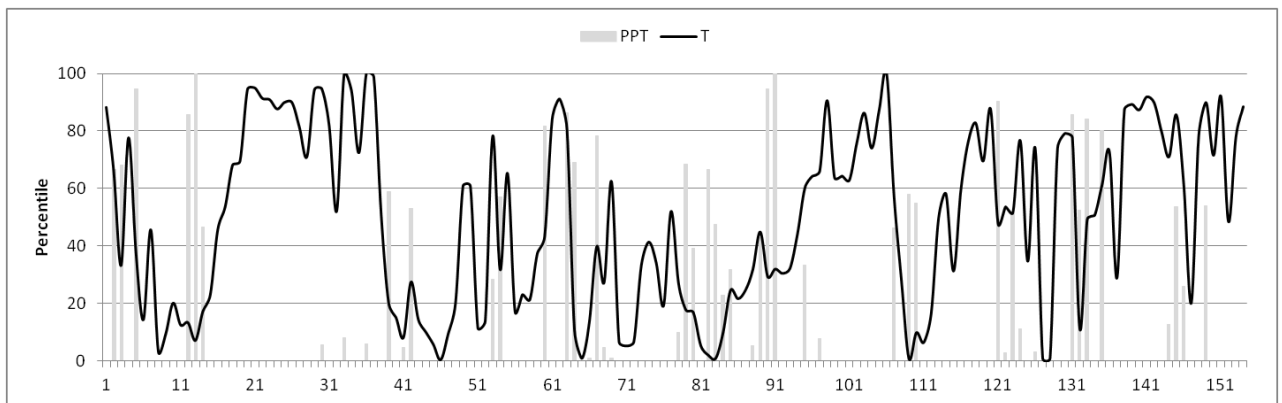


Fig. 16. 2002-03 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Evolution of daily percentiles of precipitation (PPT) and temperature (T) for Núria (1971 m), TF region. Vertical axis, percentiles; abscissa, days from December to April.

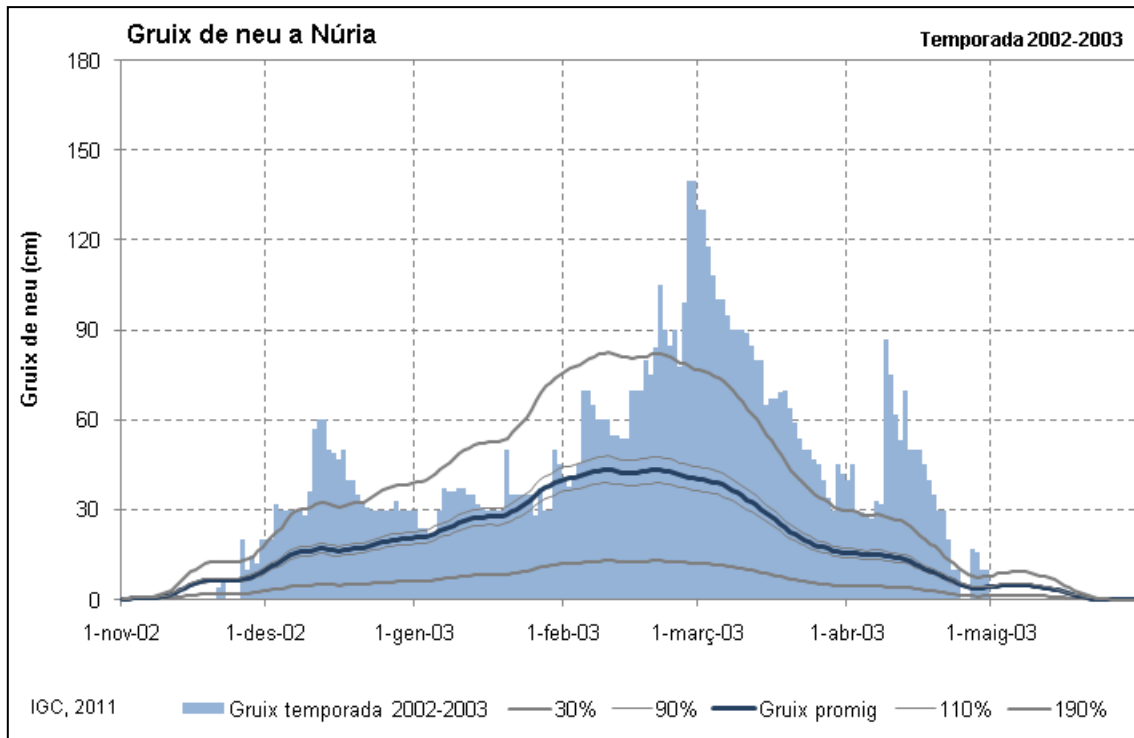


Fig. 17. 2002-03 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Daily snow depth evolution in Núria (2000 m), TF region. Bars: daily snow depth; central line: climatic average; other lines: deviation from the average in % (source: www.icgc.cat, by Carles García and Santi Manguán).

4.3.2.6 Extreme Mediterranean snowpack. The case of winter 2005-06.

Four extreme Mediterranean snowpack cases were registered: 2005-06, 2006-07, 2008-09 and 2010-11. Those winters Mediterranean snowpack pattern was spread over Mediterranean and oceanic regions. In two out of four winters, major avalanches cycles were observed (3 MAC), ranging moderate values of major avalanches magnitude (Oller et al., 2015). The main common feature for all of them was the presence of high instability TSA by persistent weak layers, regardless of normality on snow depths. So, snowpack depth ranged from very tiny (2006-07, 2010-11) to quit above the average (2008-09). Weekly TSA values in the oceanic region were higher than usual and ranging from -1 to +2 standard deviations, homogeneously distributed along the months (Fig. 18). Weekly TSA values in the Mediterranean regions were ranging between +1 and -1 standard deviation, with the exception of the beginning of the winter when they were especially high up to +2 standard deviations due to the combination of shallow snowpacks and colder December than usual (2005, 2008 and 2010) (Fig. 19).

TSA measured values from the profiles when MAC occurred were always above the seasonal median (anomalies up to 2 standard deviations). It must be outlined that MACs

caused by “anticyclonic avalanche pattern” have been observed under extreme Mediterranean snowpack pattern (1997-2012 database).

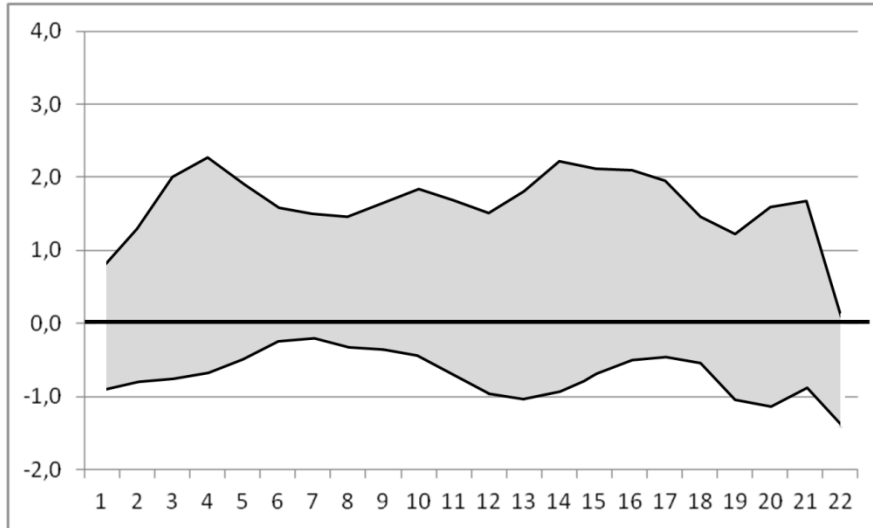


Fig. 18. Range of TSA anomalies in the northwestern region during winters of extreme Mediterranean snowpack pattern ($n=4$). Values calculated for each week (3 moving mean). Parameters associated with unstable conditions are higher than usual.

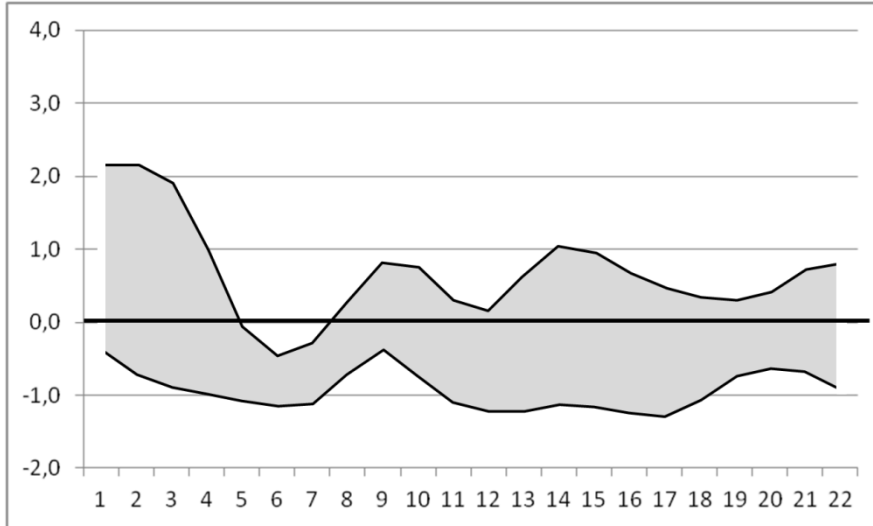


Fig. 19. Range of TSA anomalies in the eastern region during winters of extreme Mediterranean snowpack pattern ($n=4$). Values calculated for each week (3 moving mean). Parameters associated with unstable conditions can be considered as normal, with the exception of the onset of the winter (December), when they are quite elevated.

The most interesting case was 2005-06 when the highest major avalanche activity magnitude index (MAAMI) was registered from 1997-2012. (Oller et al., 2015). This index

was developed by Oller et al., (2015) and it is based on the number of major avalanches activity and its estimated frequency.

a) Winter 2005-06. Mediterranean snowpack in the eastern regions (TF, CM, PR).

Winter of 2005-06 began with low temperatures and some snowfalls (Fig. 22). Faceted crystals developed from fresh and decomposed particles (Fig. 21). The onset of winter was similar to what happened in the western region, but in the eastern region snowpack suffered windy conditions by northern flows along December; it favoured the formation of non-propagation grains which represented much of the snowpack. The parameter $SIZE_{prop}$, linked to instability, was not present and $HARD_{prop}$ was declining and disappeared. Once high pressures dominated the Pyrenees, faceted crystal began to grow up, even temperature was on the raise, and TSA ascended as is the case in the northwestern region (Figs. 20 and 22). By ending January, a heavy and persistent snowfall episode only recorded in the eastern regions broke the uptrend of TSA and the matches with the snowpack conditions of the northwestern region, where TSA was going on until MAC of March by development of persistent grains (Figs. 25 and 26). This snowfall triggered a MAC (31st January). Afterwards snowpack stability was high, until a cold period joined with few snowfalls let facets develop once again. Just at the end of March, as happened in the northwestern region, a very warm air mass from the North Africa stressed the snowpack and a new MAC took place (26th March). Thaw process absolutely controlled the rest of a dry and warm spring and melting forms were the unique type of grains until snowpack disappeared (Fig. 21).

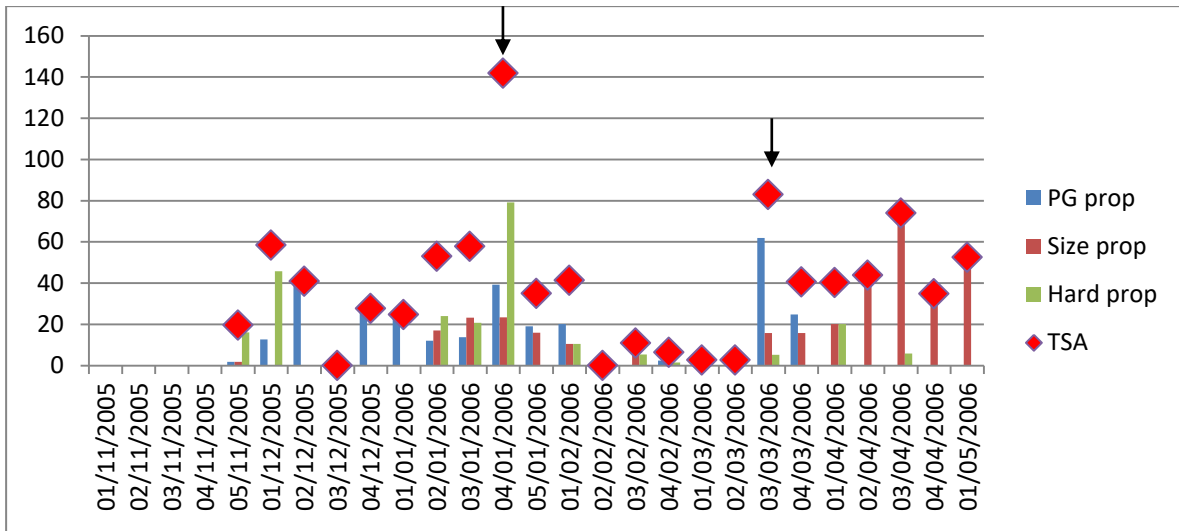


Fig. 20. 2005-2006 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Weekly proportion (%) of snowpack variables: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type AND has a hand hardness ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proportion of snowpack which is coarse-grained, grain size ≥ 1.25 AND has a hand hardness ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), relative to the snow depth. It is also shown the TSA_{layer} (the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG, SIZE and HARD variables). The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height, except for TSA which is the sum of the three variables. The arrow indicates the weekly snowpack parameters when the MAC was registered. Major avalanche cycles: 31st Jan and 26th Mar 2006.

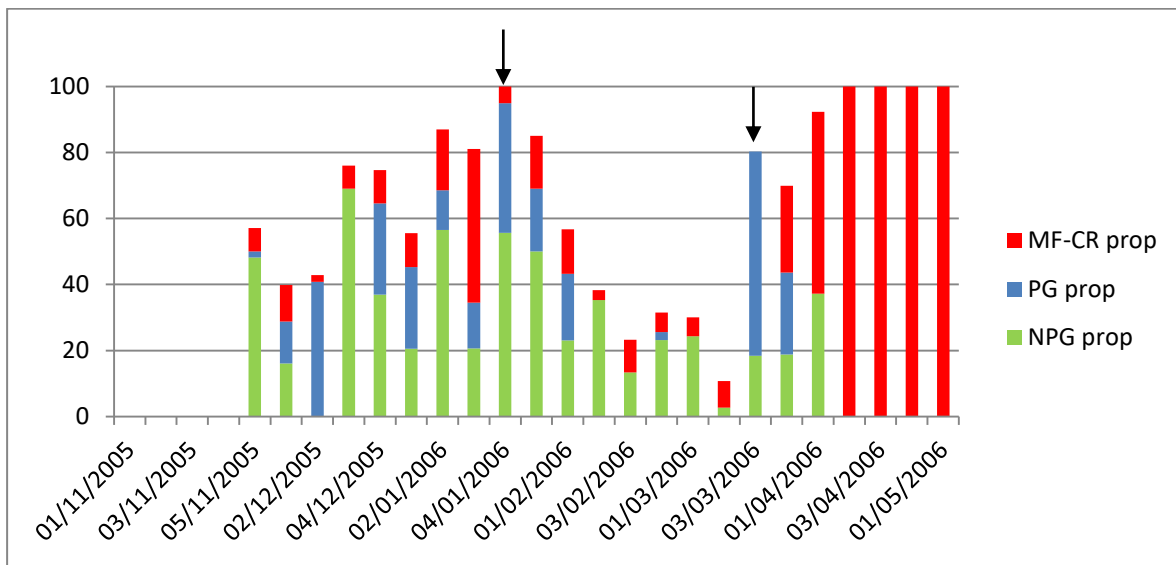


Fig. 21. 2005-2006 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Weekly grain types proportion: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , persistent weak layers), NPG_{prop} (snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains), $MF-CR_{prop}$ (proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts), relative to the snow depth. The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height. The arrow indicates the weekly grain structure of the snowpack in which the MAC was registered. Major avalanche cycles: 31st Jan and 26th Mar 2006.

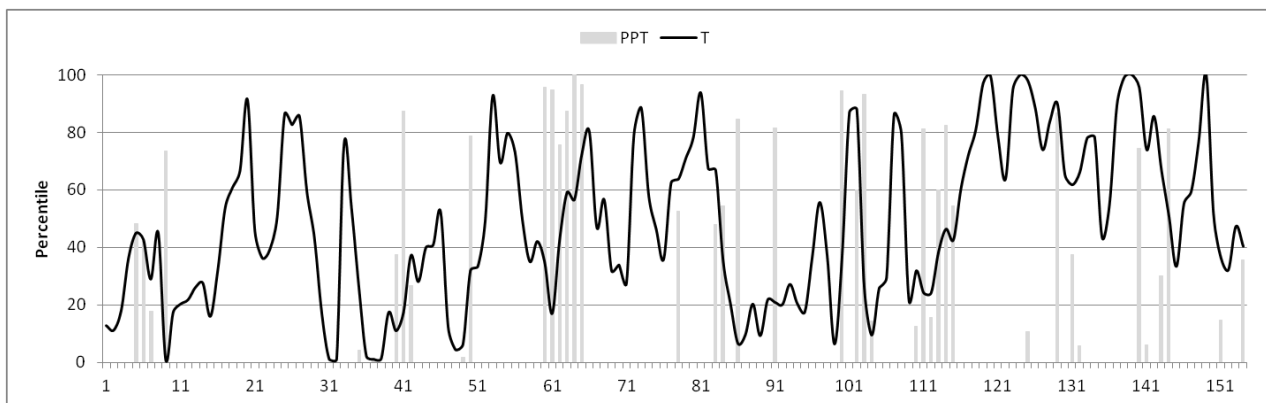


Fig. 22. 2005-06 winter. Mediterranean climate. Evolution of daily percentiles of precipitation (PPT) and temperature (T) for Núria (1971 m), TF region. Vertical axis, percentiles; abscissa, days from December to April.

Two major avalanche cycles were recorded during the winter of 2005-2006. The MAC on 31st January 2006 triggered during an upside-down snowstorm (wet fresh snow over dry fresh snow). TSA value was the highest of the season (1.5 standard deviation above the mean); the snowpack gained PG content during the previous week and NPG content was increasing by precipitation; cold days were higher than warm ones in the 10 and 30 days before the MAC.

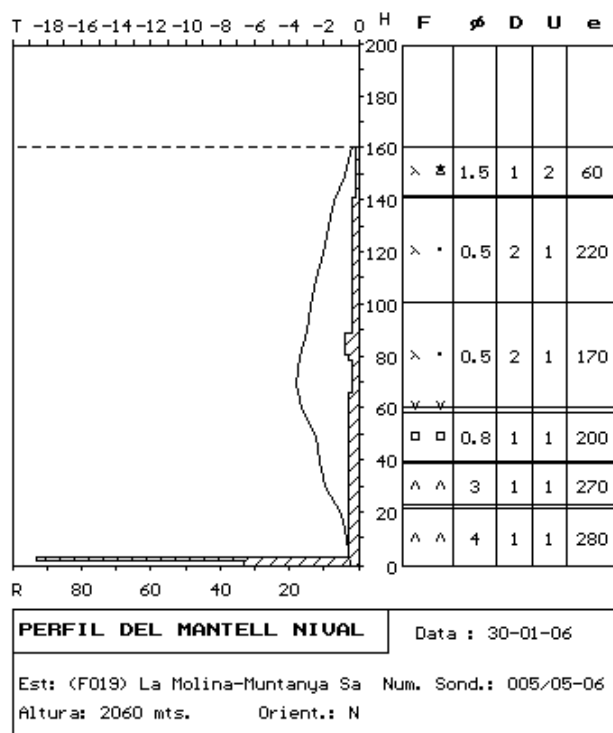


Fig. 23. Snow profile performed in La Molina (CM region, eastern area, Mediterranean climate) on 30th January 2006 (Source: IGC).

The 30th January 2006 is an example of unstable snowpack in Mediterranean area prior to snowfalls triggering major avalanches. Along the first two weeks of January shallow snowpack (50-100 cm) and C₄₀D₆₀ days predominated; faceted grains built up. At the end of the month, 90 cm of fresh snow recorded in 72 h triggered major avalanches with severe damages in forest (CM region). The snowpit of La Molina (Fig. 23), just performed the day before the avalanche occurrence few kilometres away from the affected gullies, shows large depth hoar grains (3-4 mm), faceted grains in the basal-part of the snowpack and even a tiny layer of surface hoar. In the middle-part fresh snow and decomposed particles show even higher hand hardness than older snow.

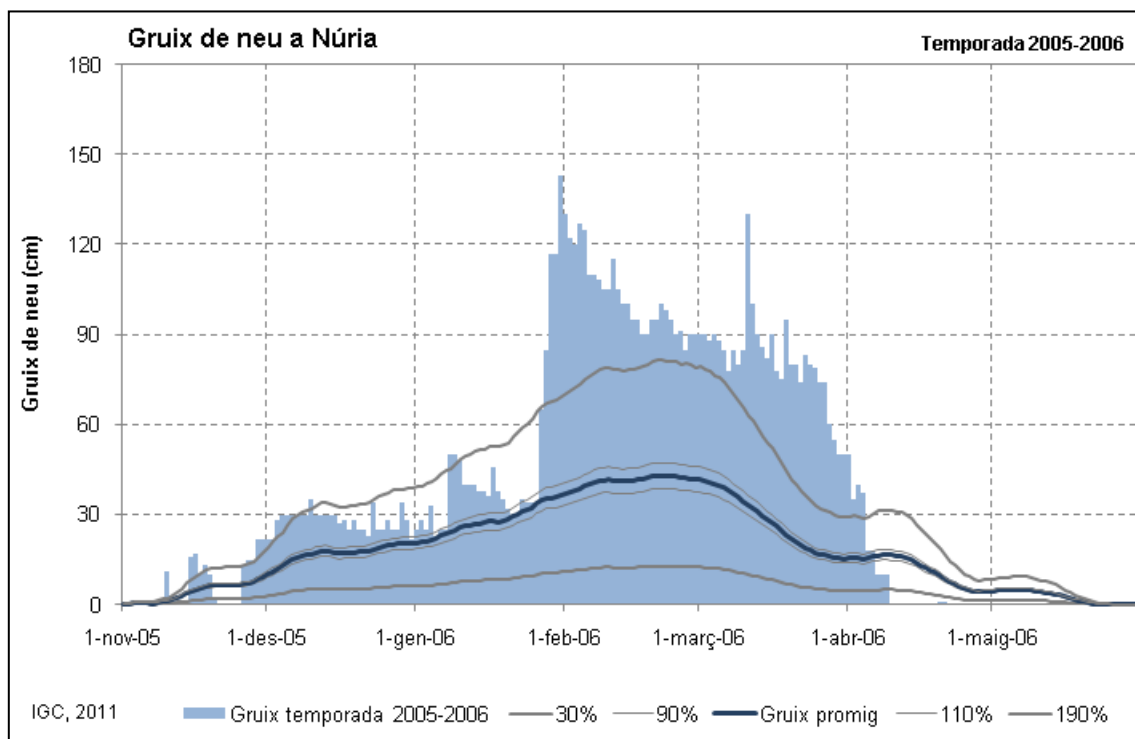


Fig. 24. 2005-06 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Daily snow depth evolution in Núria (1971 m), TF region. Bars: daily snow depth; central line: climatic average; other lines: deviation from the average in % (source: www.icgc.cat, by Carles García and Santi Manguán).

The MAC on 26th March 2006 was a warm glide avalanches episode (registered in the northwestern area too), due to the existence of persistent weak layers at the bottom of the snowpack. High pressures over the Mediterranean sea accompanied by a tongue of warm air from the North Africa produced thaw from surface layers going down and an increment of stress into the snowpack, which contained a huge proportion of faceted crystals (Figs. 20 and 21). TSA was also very high, the second in the season. It is interesting to remark the high proportion of PG. At 40th-60th percentiles winter modes, cold-dry days were prevalent in

the first part of the period (between 10 and 30 days before the trigger day) and warm-dry days just before the triggering; even the avalanche day and the day before mean temperature exceeded the 81st percentile.

b) Winter 2005-06. Mediterranean snowpack in the western region (AR)

A cold winter joined with few, distanced, but moderate snowfalls bore snow depth slightly lower than usual (Figs. 25 and 26). TSA grew up dramatically during a dry December; snowpack was cold and soft. Fresh snow at the beginning of January implied an increment of NPG_{prop} , but low temperatures and lack of snowfalls along accelerated once again the development of faceted crystals (Figs. 27 and 28). Persistent weak layers accounted for the 80% of the whole snowpack right in March. Just at the end of March, an abrupt change in temperatures reaching a maximum peak (100th percentile) stressed the snowpack and a MAC took place on 26th March. Thaw quickly penetrated inside the snowpack until the bottom; snowpack completely became melting forms and snow depth curve broke down along a very warm and dry April. Season ended much earlier than usual. To note along the winter was the contrast between faceted grains and melting forms and the low proportion of non-persistent grains (winter average value of 12%), which were more frequent in the Mediterranean snowpack.

One MAC was registered on 26th March 2006. It was a warm glide avalanches episode (registered in the eastern area too). TSA was 2 standard deviations above the multi-year weekly average on that week (Fig. 27).

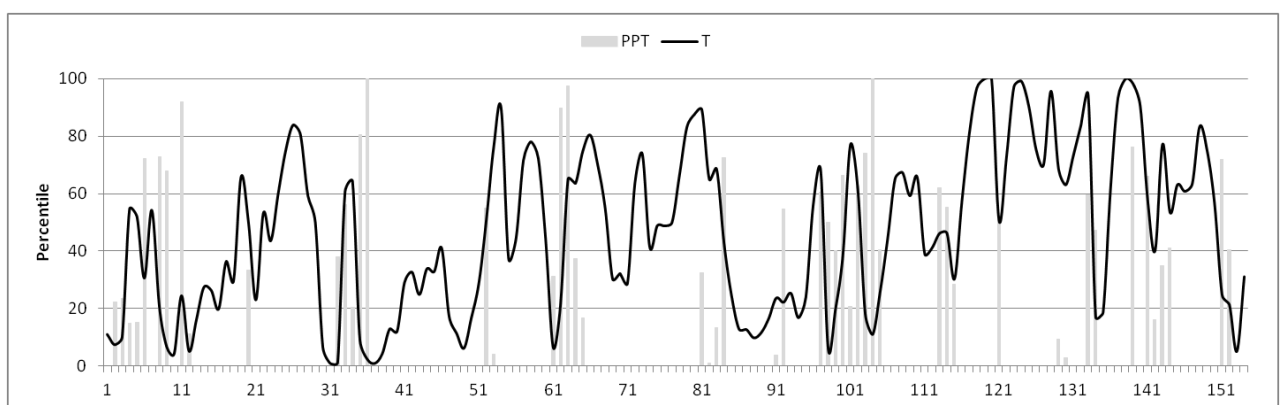


Fig. 25. 2005-06 winter in the northwestern region, oceanic climate. Evolution of daily percentiles of precipitation (PPT) and temperature (T) for Bonaigua (2266 m), AR region. Vertical axis, percentiles; horizontal axis, days from December to April).

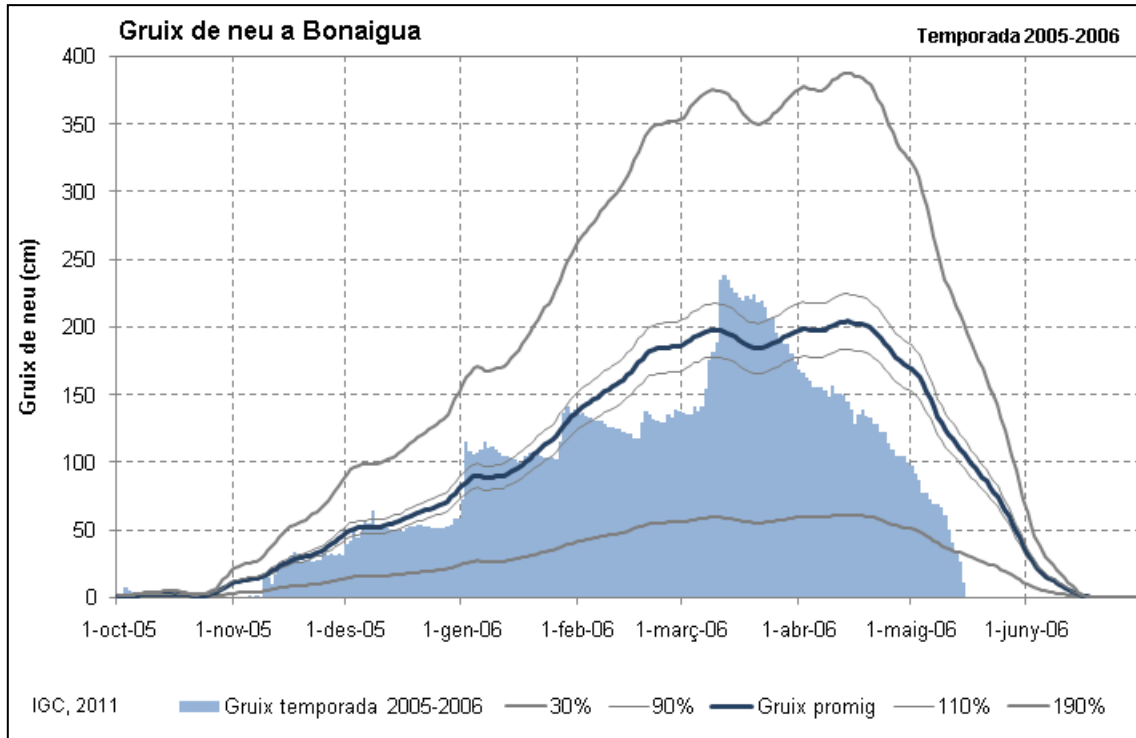


Fig. 26. 2005-06 winter in the northwestern region, oceanic climate. Daily snow depth evolution in Bonaigua (2266 m), AR region. Bars: daily snow depth; central line: climatic average; other lines: deviation from the average in % (source: www.icgc.cat, by Carles García and Santi Manguán).

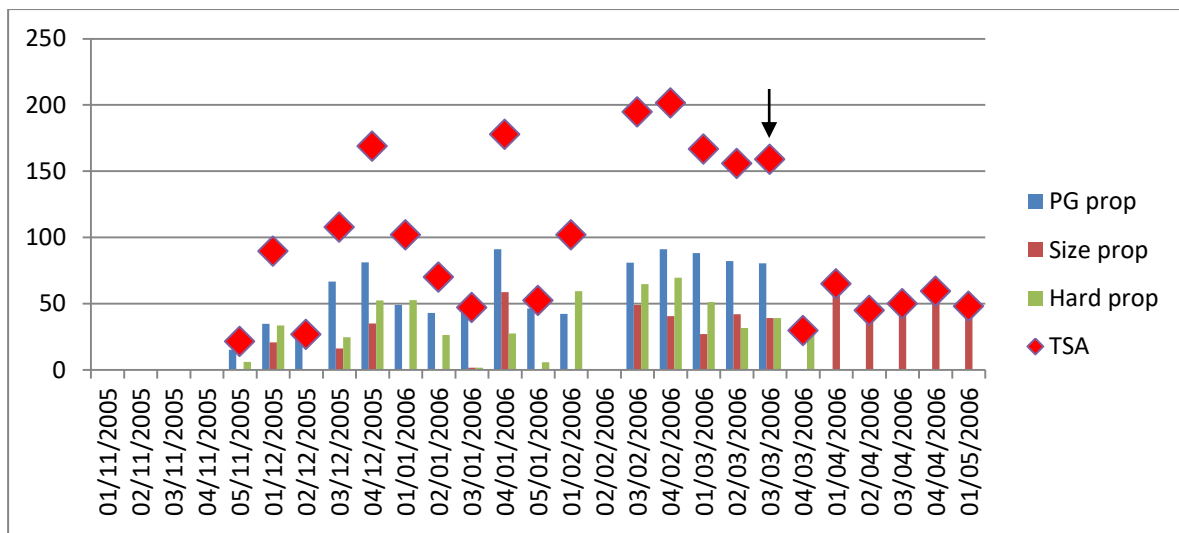


Fig. 27. 2005-06 winter in the northwestern region, oceanic climate. Weekly proportion (%) of snowpack variables: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type AND has a hand hardness ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proportion of snowpack which is coarse-grained, grain size ≥ 1.25 AND has a hand hardness ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), relative to the snow depth. It is also shown the TSA_{layer} (the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG, SIZE and HARD variables). The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height, except for TSA which is the sum of the three variables. The arrow indicates the weekly snowpack parameters when the MAC was registered. Major avalanche cycle: 26th Mar 2006.

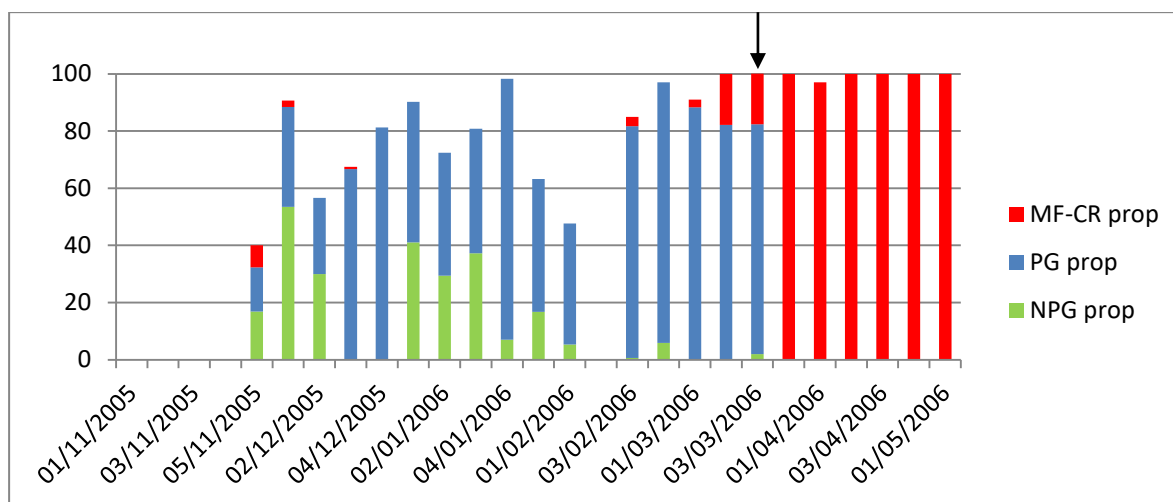


Fig. 28. 2005-06 winter in the northwestern region, oceanic climate. Weekly grain types proportion: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , persistent weak layers), NPG_{prop} (snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains), $MF-CR_{prop}$ (proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts), relative to the snow depth. The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height. The arrow indicates the weekly grain structure of the snowpack in which the MAC was registered. Major avalanche cycle: 26th Mar 2006.

4.3.2.7 Extreme oceanic snowpack. The case of winter 2003-04.

Three extreme oceanic snowpack seasons were registered: 1997-98, 2003-04 and 2009-10. Oceanic snowpack pattern was spread over oceanic and Mediterranean regions. In all of them, major avalanches cycles were observed (3 MACs) but ranging low values of major avalanches magnitude (Oller et al., 2015). TSA measured values from the profiles ($21 < TSA < 85$) when MAC occurred were generally below the seasonal median ($M = 64$ for the northwestern region, $M = 61$ for the eastern region).

A common feature among these winters was the fact that frequent snowfalls joined by mild temperatures were recorded at the beginning of the season, with the highest precipitation anomalies in the Mediterranean region. Sometimes snowpack was poor in thickness at low and medium altitudes due to an elevated isozero during the precipitation events. Even though snowpack was frequently tiny early in the season, faceted crystals were inhibited to grow up since snowpack consisted on both melting forms and non-propagation grains with low or inexistent values of $HARD_{prop}$ and $SIZE_{prop}$. TSA values throughout the seasons were lower than usual. Major avalanche cycles were due to heavy snowfalls and strong winds (see Chapter 1: atmospheric avalanche patterns such as northwest advections

C1, deep and cold lows C4). Normally fresh snow accumulations were enough unstable by themselves, regardless of the rest of the snowpack.

a) Winter 2003-04. Extreme oceanic snowpack in the oceanic region.

Winter 2003-04 was an example of extreme oceanic snowpack. Abundant precipitations on December and January accompanied by normal or slightly warmer temperatures than usual built a stable snowpack (Figs 29 and 30). There was a high proportion of melting and non-propagation forms. TSA increased due to precipitation particles and few decomposed particles since they imply an increment both in grain size and in softer layers proportion (Figs. 31 and 32). Several periods of dry weather in January and February let facets to grow up. The first day of March a skier-triggered slab avalanche trapped 8 skiers and 2 of them died. Internal thermal gradient diminished again and facets stopped their development when the snowpack gained thickness by new and frequent moderate snowfalls during March and April. During this period TSA was ruled by coarse melting grains; wet avalanches were frequent but they attained small and medium size.

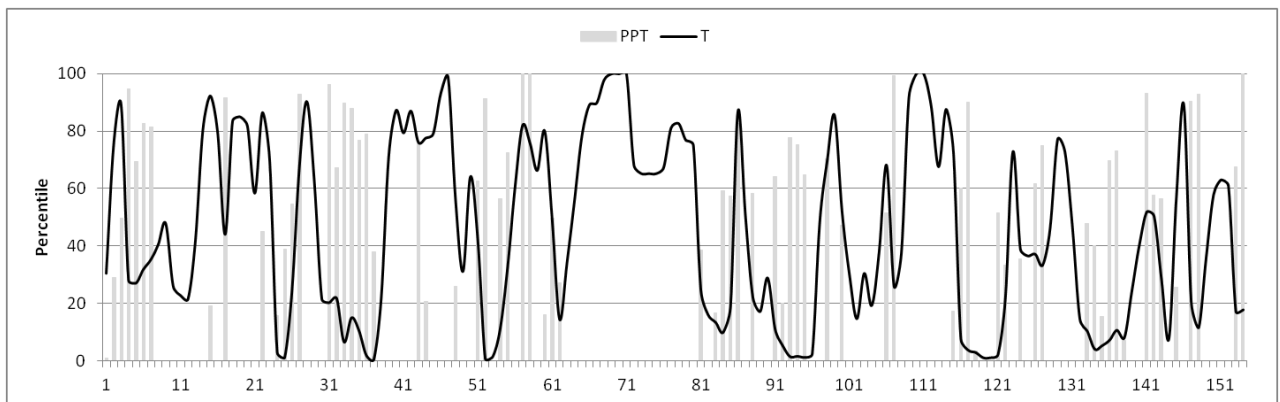


Fig. 29. 2003-04 winter in the northwestern region, oceanic climate. Evolution of daily percentiles of precipitation (PPT) and temperature (T) for Bonaigua (2266 m), AR region. Vertical axis, percentiles; horizontal axis, days from December to April).

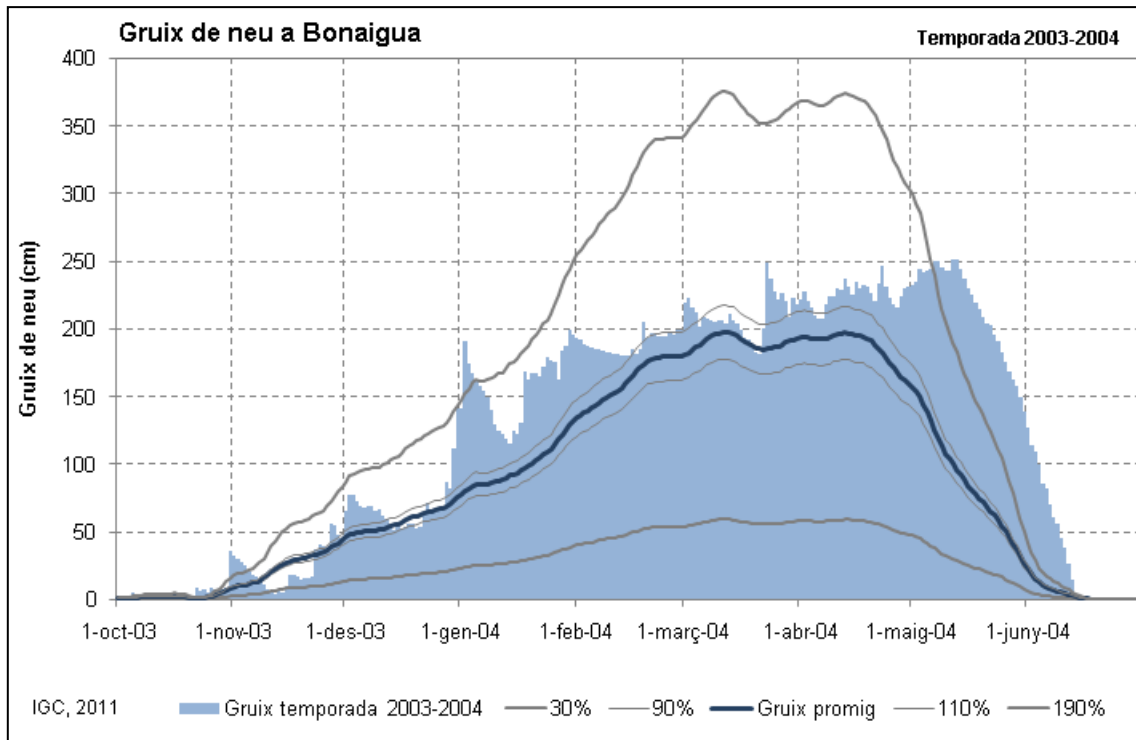


Fig. 30. 2003-04 winter in the northwestern region, oceanic climate. Daily snow depth evolution in Bonaigua (2266 m), AR region. Bars: daily snow depth; central line: climatic average; other lines: deviation from the average in % (source: www.icgc.cat, by Carles García and Santi Manguán).

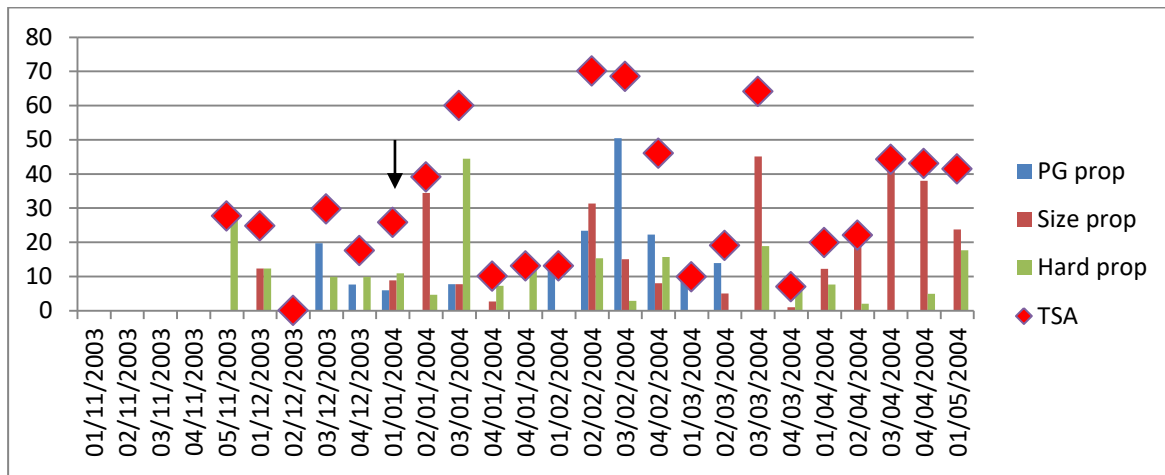


Fig. 31. 2003-04 winter in the northwestern region, oceanic climate. Weekly proportion (%) of snowpack variables: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type AND has a hand hardness ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proportion of snowpack which is coarse-grained, grain size ≥ 1.25 AND has a hand hardness ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), relative to the snow depth. It is also shown the TSA_{layer} (the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG, SIZE and HARD variables). The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height, except for TSA which is the sum of the three variables. The arrow indicates the weekly snowpack parameters when the MAC was registered. Major avalanche cycle: 2nd Jan 2004.

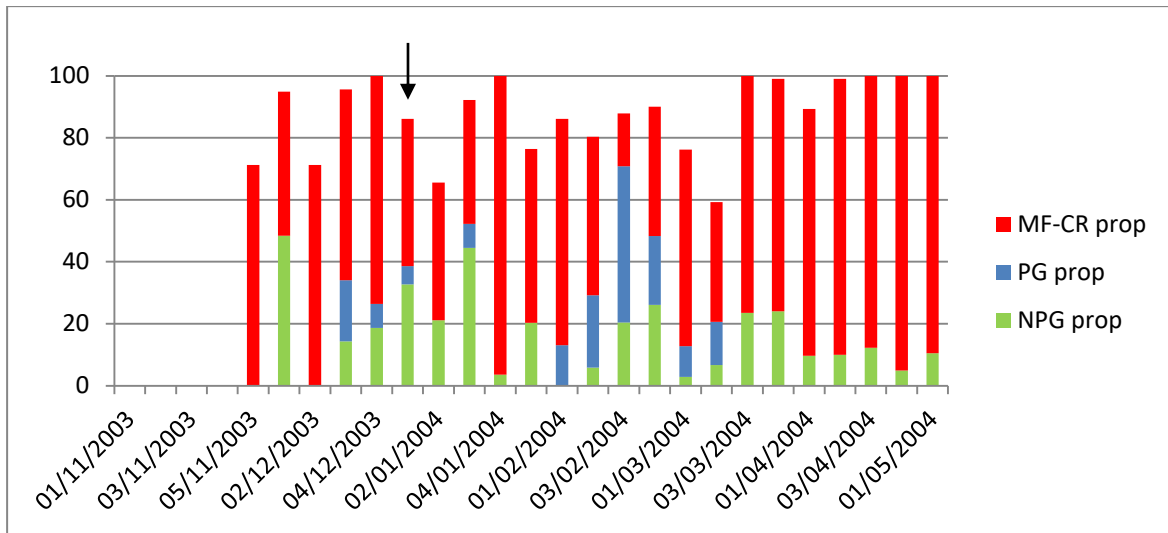


Fig. 32. 2003-04 winter in the northwestern region, oceanic climate. Weekly grain types proportion: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , persistent weak layers), NPG_{prop} (snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains), $MF-CR_{prop}$ (proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts), relative to the snow depth. The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height. The arrow indicates the weekly grain structure of the snowpack in which the MAC was registered. Major avalanche cycle: 2nd Jan 2004.

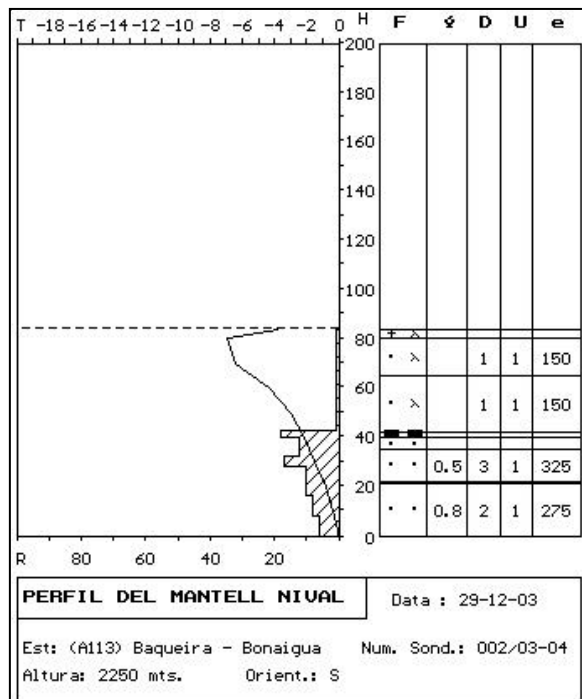


Fig. 33. Snow profile performed in La Bonaigua (AR region, northwestern area) on 29th December 2003 (Source: IGC).

A MAC was registered on 2nd Jan 2004. It was a major avalanche cycle characterized by new snow avalanches due to heavy snowfalls and drift processes (135 cm of fresh snow

accumulated over 5 days), regardless of the rest of the snowpack. TSA was below the median. Profiles recorded from 29th Dec to 3rd Jan showed non persistent grains on top of the snowpack due to the snowfalls that began on 27th Dec. Until the day of the MAC, NPG continued accumulating on top due to persistent snowfalls (first snowfall 30-60 mm of SWE, second snowfall 40-60 mm of SWE). From weekly profiles, snowpack locally contained few persistent grains above melting forms of high hardness and wind crusts. In this case, crusts favoured the formation of small facets (persistent unstable grains) from the decomposed precipitation particles which were in contact over the crusts by high thermal gradient processes. Soft slabs lied on surface (non-persistent grains of low hardness, values of 1-2 hand hardness). Even TSA was low, this structure favoured different patterns of avalanche activity (Nairz and Mair, 2013; Moner et al., 2008) such as new snow avalanches and storm slabs.

Looking at the snowpit performed on the first day of the snowfall event (Fig. 33), fresh snow lies over a moderately stable snowpack (round and bonded grains). Avalanches ran over older snow without being incorporated. During the previous 30 days, at 40th-60th percentiles winter modes warm-dry mode prevailed beside some cold-dry days.

b) Winter 2003-04. Extreme oceanic snowpack in the eastern region.

Seasonal evolution of the snowpack in the eastern region was similar to what happened in the northwestern, but no MAC was recorded. No accident by skier triggered avalanche was registered during that winter. It was the winter with the lowest TSA value from 1997 to 2012 (1.3 standard deviation below the average). Some differences to note with respect to northwestern region could be higher instability in February by persistent grains (less thickness and drier days) and less instability by thawing in late spring. Anyway wet loose avalanche activity in spring was higher than usual due to frequent snowfalls.

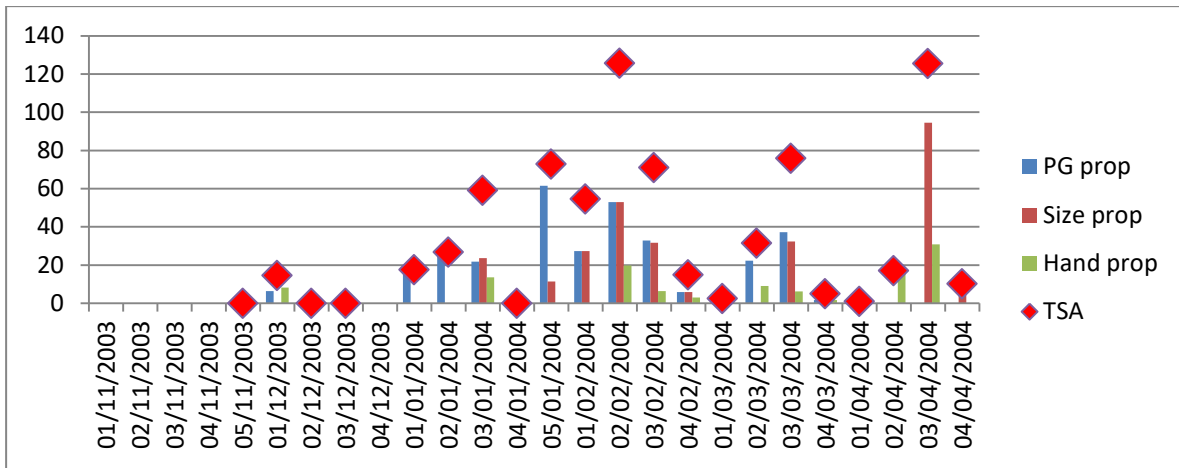


Fig. 34. 2003-04 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Weekly proportion (%) of snowpack variables: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type AND has a hand hardness ≤ 3), $SIZE_{prop}$ (proportion of snowpack which is coarse-grained, grain size ≥ 1.25 AND has a hand hardness ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proportion of snowpack which is very soft, hand hardness ≤ 1.3), relative to the snow depth. It is also shown the TSA_{layer} (the layer threshold sum, which consists of the accumulative proportions of PG, SIZE and HARD variables). The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height, except for TSA which is the sum of the three variables.

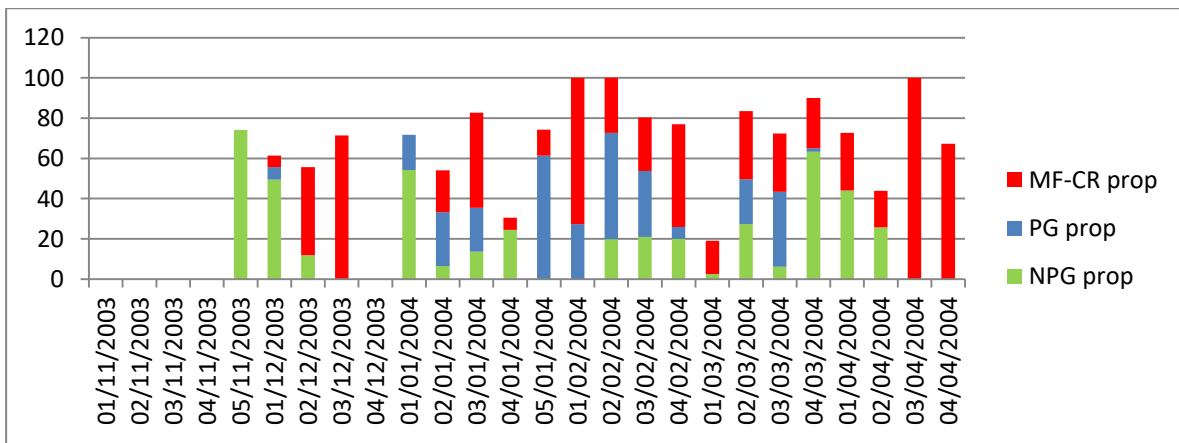


Fig. 35. 2003-04 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Weekly grain types proportion: PG_{prop} (snowpack which consists of persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , persistent weak layers), NPG_{prop} (snowpack which consists of non-persistent grain type and has a hand hardness ≤ 3 , fresh and drifted grains), $MF-CR_{prop}$ (proportion of snowpack which consists of wet grains, melting forms and crusts), relative to the snow depth. The abscissa axis represents the number of weeks for each month (November to April); the ordinate axis is the proportion (%) of the snowpack for each variable respecting total snow height.

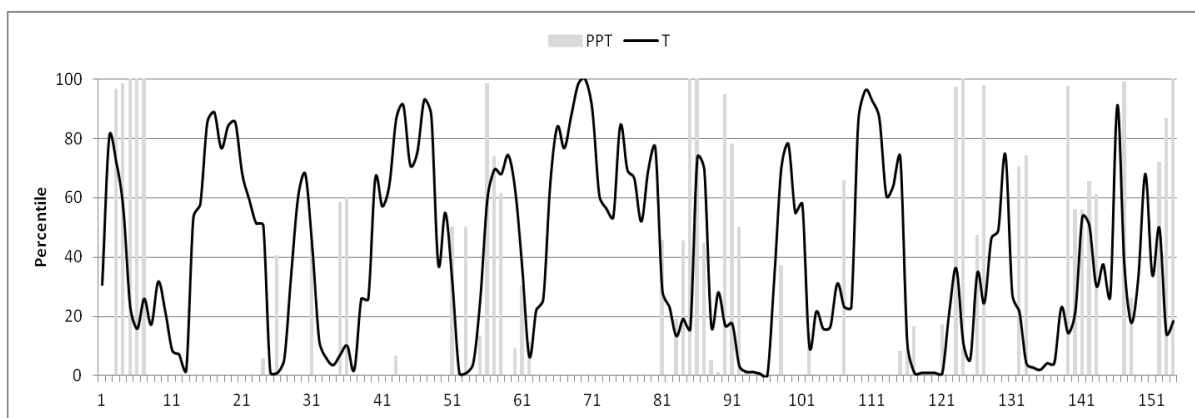


Fig. 36. 2003-04 winter. Mediterranean climate. Evolution of daily percentiles of precipitation (PPT) and temperature (T) for Núria (1971 m), TF region. Vertical axis, percentiles; abscissa, days from December to April.

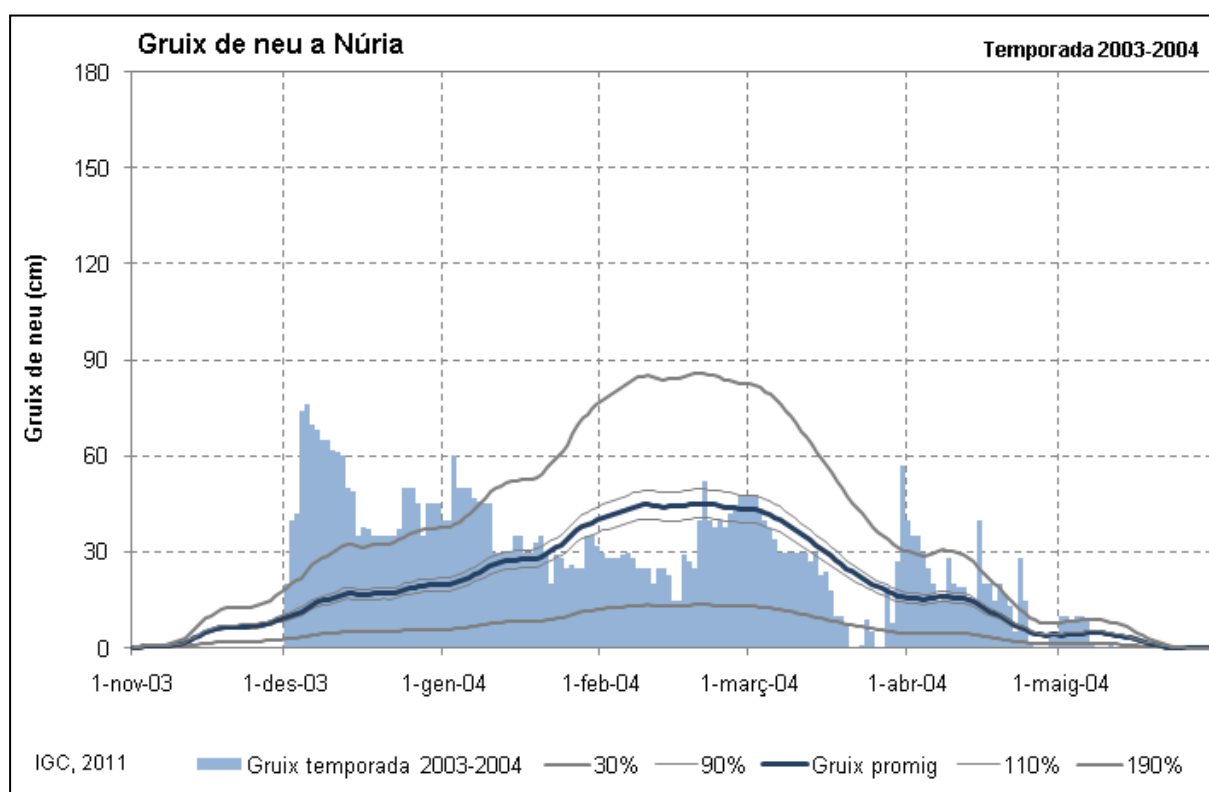


Fig. 37. 2003-04 winter in the eastern region, Mediterranean climate. Daily snow depth evolution in Núria (1971 m), TF region. Bars: daily snow depth; central line: climatic average; other lines: deviation from the average in % (source: www.icgc.cat, by Carles García and Santi Manguán).

4.3.3 T-P COMBINED MODES AND SNOWPACK PATTERNS

4.3.3.1 Effect of temperature-precipitation modes on snowpack conditions.

When comparing T-P combined modes and snowpack conditions some statistically significant relationships have been found by applying t-test for significance of correlation

coefficients (critical t -value for a level of 0.05) between combined modes both at 40th-60th and 25th-75th percentiles and snow variables (series 1997-2011, winter averages, $n=15$).

In the Mediterranean area, it is observed a significant positive correlation (Pearson's r of 0.54) between the formation of persistent weak layers of low hand hardness ($D < 3$, finger penetration) and cold-wet days at 25th-75th percentiles and, at the same time, a negative correlation with warm-wet days at 40th-60th percentiles (Pearson's r of -0.55). In both climates, it is observed a positive correlation between the existence of wet grains and crusts and the number of warm-wet days 40th-60th percentiles, as it was expected (0.48 for the Mediterranean area and 0.58 for the oceanic). Both climates also show a positive correlation between non-persistent weak layers and the number of warm-wet days, more evident in the oceanic area (Pearson's r of 0.52 for the oceanic at 40th-60th percentiles and 0.51 for the Mediterranean at 25th-75th percentiles). Results are coherent with current snow metamorphisms theory (Birkeland, 1998; McClung and Schaerer, 2006). These findings reinforce that warm and humid weather provides conditions for cohesive and internally stable snowpack structures in both snow climates. However based on results it is not so clear that persistent weak layers should be prevalent on cold, dry winters at least in the oceanic snow climate, where in fact persistent weak layers are not a typical trait. Nevertheless, persistent weak layers are observed to increase in the Mediterranean snow climate on winters with frequent cold-wet days. On one hand, since Mediterranean snowpacks are generally shallow, probably high thermal gradients of the snowpack needing for developing persistent weak layers are lesser dependent on cold-dry days than on snow depth. On the other hand, near-surface faceted crystal formation is a typical weak layer developing process on atmospheric dry conditions like Mediterranean snow climate; just only both cold fresh snow and strong thermal oscillation between day and night is required to form near-surface facets independently from average daily temperature (Birkeland, 1998).

4.3.3.2 Northwestern region (AR).

Warm-wet (WW) combined mode ($T_{>60}P_{>60}$) is higher during the winters when oceanic snowpack prevails (8 days on average) than those winters defined by Mediterranean snowpack (6 days on average). WW mode is especially frequent during extreme oceanic snowpack winters (10 days on average). On extreme oceanic snowpack winters an elevated number of cold-wet (CW) days ($T_{<40}P_{>60}$) is also observed (25 days on average) respect to the mean (20 days). So, oceanic snowpack pattern is characterized by an increase of wet days, and colder traits when extreme oceanic pattern prevails. Observing the 75th-25th

percentiles, the drop of warm-dry (WD) mode ($T_{>75}P_{<25}$) is also evident with respect to the mean (fall of 20%).

Winters ruled by Mediterranean snowpack pattern does not show variations in the distribution of winter mode days at 40th–60th percentiles with respect to the typical winter series characterized by WD-CD-CW-WW, where WD is the most and WW the minimum.

4.3.3.3 Eastern region (TF,CM, PR)

Winters defined by a Mediterranean snowpack pattern do not differ from the typical winter mode distribution WD-CD-CW-WW at 40th–60th percentiles in the eastern region, even in extreme Mediterranean snowpack pattern winter. Some differences are observed when oceanic snowpack pattern rules; in this case, WW mode ($T_{>60}P_{>60}$) raises and seasonal winter mode distribution changes to WD-CD-WW-CW. Even WW days double its frequency during extreme oceanic snowpack winters.

At 75th–25th percentile, colder traits are observed during oceanic snowpack winters by means of an increase of cold-dry days (CD grows by 20% of the mean), reinforced on extreme oceanic winters (up 40% of the mean). The increment of CD and WW days at the same context looks like contradictory, but it could be due to the combination of northwest and north cold, dry advections after Atlantic warm, wet fronts reaching over the easternmost part of the Pyrenees.

4.3.4. TEMPORAL EVOLUTION OF T-P WINTER MODES.

It is interesting to observe how the modes linked to major avalanche activity have evolved during the last 40 years (Figs. 38 and 39). At 40th–60th percentiles, the CD mode which plays a role in the weakening of the snowpack layering has suffered a strong diminution in frequency, mainly in the '70s (43 days on 39 years). Nevertheless, it seems stabilized during the last 20 years. In terms of providing both fresh snow along several altitudinal mountain belts and initiating avalanche activity, CW mode has diminished from the '80s until now in the Mediterranean area, but it is increasing in the oceanic area (7 days on 36 years). In spite of that, the high year-on-year variability of this mode assures snowy winters and major avalanche activity in the Mediterranean area (snowiest winters 1995-96 and 2005-2006), even though WD steadily increases year by year (13 days in the last

decade). Results of trends put to Kendall and Spearman tests with statistical significant in the most of them are shown in the Table 14.

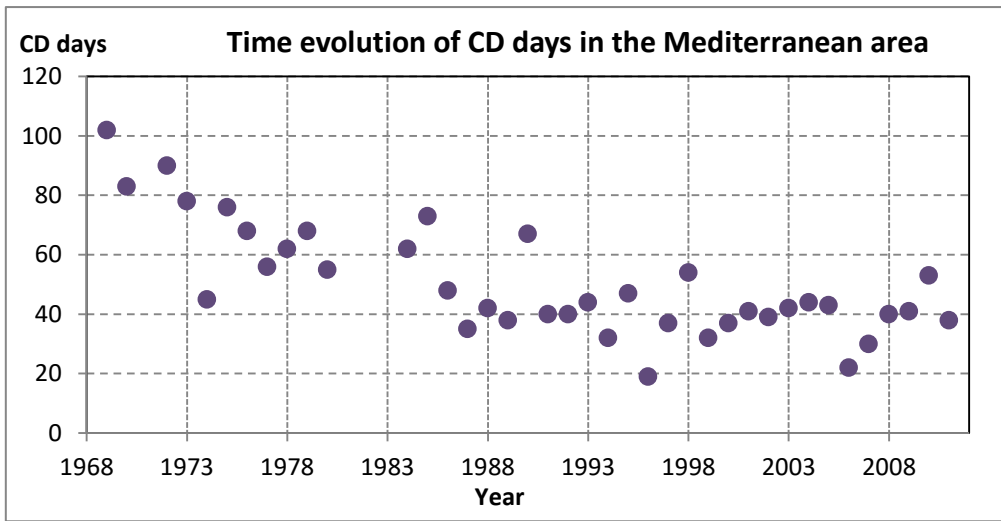


Fig. 38. Evolution of the number of cold-dry days per season in the Mediterranean area (1969-70/2011-12).

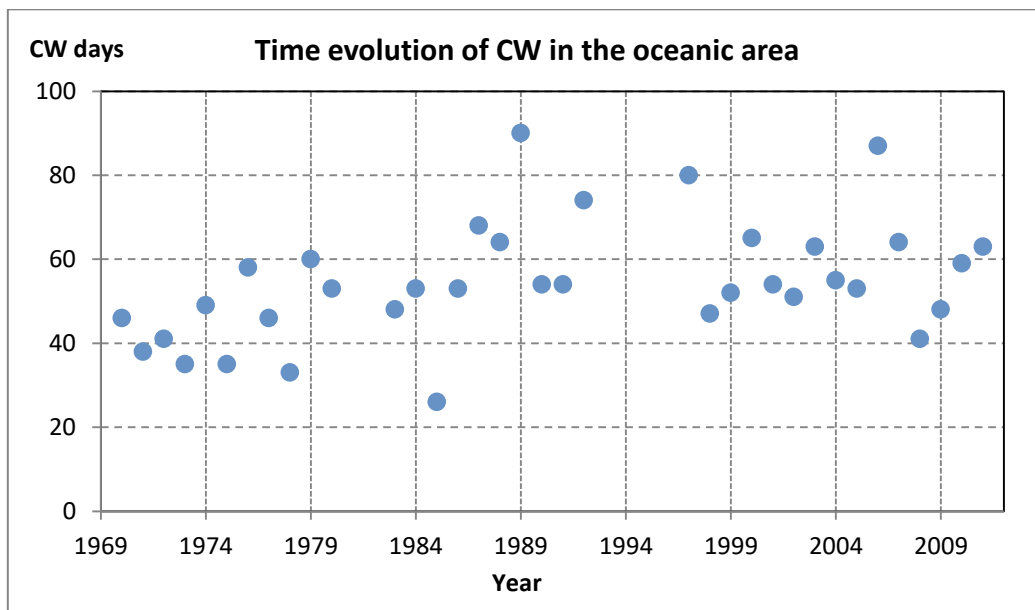


Fig. 39. Evolution of number of cold-wet days per season in the Oceanic area (1970-71/2011-12).

Table 14. Observed evolution of the combined modes in Mediterranean and oceanic areas. Level of statistical significance: * 95%, ** 99%.

Combined modes	Trends in the Mediterranean area (days by season)	Trends in the oceanic area (days by season)
CD	-1,1**	-0,3*
CW	-0,2**	+0,2*
WD	+1,3**	+0,5**
WW	+0,1**	+0,0

4.4 CONCLUSIONS.

The use of temperature and precipitation combined modes helps to characterize snowpack patterns and avalanche activity, and consequently to know better snow climates in the Eastern Pyrenees. By means of the joint modes approach, weather conditions for major avalanche triggering and skier-triggered slab avalanche prove to be different between Mediterranean and oceanic areas throughout de 10 days prior to releasing.

Same meteorological conditions do not lead to same effects in avalanche activity due to different sensitivity of the snowpack. In this sense, cold and dry days make the snowpack more sensitive and unstable in the Mediterranean regime than in the oceanic, where CD mode is not relevant in avalanche activity. Mediterranean snow regime is characterized both by less precipitation, dry atmospheric conditions and by strong, persistent northern winds than oceanic. These conditions favour shallow snowpacks where high thermal gradient (both throughout the whole depth and upper part) develops weak layers easier than in an oceanic regime. Especially outstanding is the fact that the MAC in the eastern region exhibits more dependency to persistent weak layers than to accumulation of slabs and fresh snow.

On the other hand, avalanche activity in the oceanic regime seems to be linked to precipitation modes which act as direct agents. Likewise, the bigger the number of WW days is, the bigger the percentage of melting forms and crusts is. Previous state of the snowpack seems to be not so determining for leading major avalanches.

Along 15 years, there are not statistically consistent differences in the snowpack structure parameters between Mediterranean and oceanic snowpacks. Therefore, it is stated that Mediterranean and oceanic snowpack patterns are not strictly different from a climatic point of view. Nevertheless, year by year some variations in the weekly evolution of the snowpack resulting in different avalanche activity have been found out. It means temporal distribution and type of avalanches do not match between Mediterranean and oceanic regions due to some differences in the evolution of the snowpack parameters. Only few parameters show unlike evolutions; it is the case of $HARD_{prop}$, which accounts for very soft layers that could be different types of grains: faceted crystals highly developed, very wet grains or precipitation particles/decomposed and fragmented precipitation particles. Since NPG_{prop} is the most sparsely correlated type of grain, it reinforces the hypothesis that variables related to new snow or precipitation/decomposed particles are the most suitable to account for differentiating between oceanic and Mediterranean snowpacks.

Snowpack in the northwestern area (AR avalanche region) which is dominated by oceanic climate is commonly characterized by lower values of parameters associated with unstable conditions than in the eastern area (TF, CM and PR avalanche regions) dominated by Mediterranean climate. It means, snowpack in the oceanic climate of the Eastern Pyrenees is frequently formed by few proportions of coarse grains with low hand hardness and in general proportion of very soft layers is also scarce. Proportions of all these parameters are slightly higher in the snowpacks ruled by Mediterranean climate.

The grain typology is the variable that statistically differences both snowpacks. Mediterranean snowpack consists on higher proportions of non-persistent grains (precipitation particles, decomposed and fragmented precipitation particles and round grains) and lower proportions of melting forms and crusts than oceanic snowpacks. At the same time, persistent weak layers last more time in spring than in the oceanic snowpack.

At seasonal scale, oceanic snowpack is more frequent in the northwestern area and Mediterranean snowpack prevails in the eastern area but some years a unique snowpack pattern, an extreme pattern, spreads over both avalanche regions. Winters of heterogeneous snowpack pattern and winters of extreme pattern are equally prone to producing major avalanche cycles. When an oceanic snowpack patterns exist, it is more probably a MAC to occur (4 MAC in 7 oceanic snowpack winters, 2 MAC in 7 Mediterranean snowpack winter). A MAC is even more likely to happen when the oceanic pattern is extreme since major avalanche activity was registered in all of them. Two MAC were observed along 4 extreme Mediterranean winters.

From 1997 to 2012, 7 MAC have been observed in the northwestern region (oceanic climate). There was major avalanche activity in the 44% of the winters characterized by oceanic pattern; as regards Mediterranean snowpack pattern, there was major avalanche activity in the 60% of them. When MAC occurred on Mediterranean snowpack pattern, the seasonal instability index TSA_{layer} exceeded 75th percentile. On those avalanche days, snowpack showed Mediterranean conditions, mainly due to a high proportion of persistent weak layers giving positive anomalies of TSA_{layer} which ranges +1 standard deviation: MAC of 26th March 2006 $TSA_{layer} = 159$ consisting in warm glides cycle over deep persistent weak layers, MAC of 10-15th February 2009 $TSA_{layer} = 102$ consisting in new snow avalanches over persistent weak layers, MAC of second half of February 2012 $TSA_{layer} = 99$ consisting in wet snow avalanches over persistent weak layers. All of those avalanche cycles were favored by unstable previous state of the snowpack.

With respect to the eastern region, 5 MAC have been observed in the analysed period. 3 out of them were triggered in Mediterranean snowpack pattern and 2 in oceanic snowpack pattern. There was major avalanche activity in the 30% of the winters characterized by Mediterranean pattern; as regards oceanic snowpack pattern, there was major avalanche activity in the 50% of them.

About snowpack variables to characterize avalanche regimes, snowpack instability index TSA differs between both sectors when MAC occurs. Calculated high values of TSA in the profiles recorded in the nearest days to a MAC confirm to be a good indicator of poor internal stability in the Mediterranean snowpack pattern. It defines very well a critical old snowpack, potentially to be stressed. However, it is not probably the most suitable for detecting new snow avalanche pattern. It shows lower values on major avalanche activity in oceanic snowpack pattern. For this specific avalanche pattern, the most significant variables are those related to uppermost part of the snowpack, most probably the "slab texture" in the terms defined by Techel and Pelmeier (2014), since it integrates thickness, size grain and hardness. This variable should be investigated in future work. These variables are the same which are taken into account in the TSA but this index is biased towards persistent grains qualities.

On temporal trends, weather conditions leading major avalanches have diminished in the last decades in the Pyrenees, such as in the Swiss Alps, but the behaviour is different between oceanic and Mediterranean areas. CD days for Mediterranean snow climate have clearly decreased and CW for oceanic snow climate has lightly varied. Nevertheless, the strong multi-annual variability observed suggest that major avalanches will not diminish at short term.

Future work should be based in the analysis of more snowpack profiles and high mountain meteorological weather stations series covering different avalanche regions located between oceanic and Mediterranean areas, to classify completely snow climates in the Eastern Pyrenees. On meteorological conditions it is also necessary to observe the differences in the behaviour of parameters that control energy balance of the snow such as solar radiation, loss of long-wave radiation, relative air humidity and wind. Evaposublimation, surface hoar formation and other phenomena that occur on the surface of the snow as consequence of balance between incoming and outgoing radiation are of growing interest for avalanche forecasting since they affect stability of the snow.

Acknowledgements

This work was supported by the research project CTP-2010 "Influence of the Climate Change on the Snow Tourism in the Pyrenees", financed by the Working Community of the Pyrenees. This study received financial support by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (CGL 2013-43716-R) and by the Generalitat de Catalunya (SGR 507).

4.5 REFERENCES

- Armstrong, R.L and Armstrong, B.R, 1987. Snow and Avalanche Climates of the Western United States: A comparison of Maritime, Intermountain and Continental Conditions. IAHS Publication (Proceedings of the Davos Symposium: Avalanche Formation, Movement and Effects, Sept. 1986), 162, 281-294.
- Beniston, M., Keller, F., Koffi, B., Goyette, S. 2003. Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 76. 125-140.
- Beniston, M. and Goyette, S. 2007. Changes in variability and persistence of climate in Switzerland; exploring 20th century observations and 21st century simulations. *Global and Planetary Change* 57, 1-20.
- Beniston, M., Ulmann, B., Goyette, S., and López-Moreno, J.I. 2011. Will snow-abundant winters still exist in the Swiss Alps in an enhanced greenhouse climate? *International Journal of Climatology* 31, 1257-1263.
- Birkeland, K.W., 1998. Terminology and predominant processes associated with the formation of weak layers of near-surface faceted crystals in the mountain snowpack. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 30, 193-199.
- Esteban, P., Duran, M. and Aguilar, E. 2012. Tendencias recientes e índices de cambio climático de la temperatura y la precipitación en Andorra, Pirineos (1935-2008). *Pirineos*, 167(0): 87-106 doi: 10.3989/Pirineos.2012.167005.

- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. and Sokratov, S.A. 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Furdada, G., Martínez, P., Oller, P., Vilaplana, J.M., 1999. Slushflows at El Port del Comte, northeast Spain. *Journal of Glaciology*, vol. 45, N° 151, pp. 555-558.
- García-Sellés, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P. 2007. Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, 49–56.
- García-Sellés, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavaldà, J., Martínez, P. and Peña, J.C. 2009. Major avalanche occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 59. 106-118.
- García-Sellés, C., Peña, J.C., Martí, G., Oller, P. and Martínez, P. 2010. WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*. 64, 137-145.
- García-Sellés, C., Manguán, S., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2013. Combined temperature - precipitation winter modes and major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble-Chamonix Mont Blanc*. 1264-1269.
- Greenwood, P.E., Nikulin, M.S. 1996. *A guide to chi-squared testing*. Wiley, New York. ISBN 0-471-55779-X.
- Gruber, U., Hägeli, McClung, D.M., Manners, E. 2004. Large-scale snow instability patterns in Western Canada: First analysis of the CAA-InfoEx database 1991-2002. *Annals of Glaciology*, 38. 15-20.
- Hägeli, P. and McClung, D.M. 2003. Avalanche characteristics of a transitional snow climate, Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 37. 255-276.
- Hägeli, P. 2004. Scales analysis of avalanche activity on persistent snowpack weaknesses with respect to large scale backcountry avalanche forecasting. Thesis, University of British Columbia. 176 pp.
- Hägeli, P. and McClung, D.M. 2007. Expanding the snow climate classification with avalanche relevant information - initial description of avalanche winter regimes for south-western Canada. *Journal of Glaciology*, 53, 266-276.
- Hägeli, P., Atkins, R., and Klassen, K. 2010. Auxiliary material for Decision making in avalanche terrain: a field book for winter backcountry users. Canadian Avalanche Centre, Revelstoke, B.C
- Jamieson, B. and Johnston, C. 1998. Refinements to the stability index for skier-triggered dry-slab avalanches, *Ann. Glaciol.*, 26, 296–302.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, M. and Beniston, M. 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change* 77, 62-76.
- López-Moreno, J.I, Revuelto, J., Gilaberte, M., Morán-Tejeda, E., Pons, M., Jover, E., Esteban, P., García-Sellés, C., Pomeroy, J.W. 2014. The effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming in the Pyrenees. *Theoretical Applied Climatology*, 117, 209-217. DOI 10.1007/s00704-013-0991-0.

- Male, D.H. 1980. The seasonal snowcover. In *Dynamics of the Snow and Ice Masses*, S. Colbeck (Ed.). Academic Press, Toronto, pp. 305-395.
- McClung, D., Schaerer, P. 2006. *The avalanche handbook*. Seattle. The Mountaineers, 3rd Ed. 288 pp.
- Mock, C.J. and Kay, P.A. 1992. *Avalanche Climatology of the Western United-States, with an Emphasis on Alta, Utah*. *Prof. Geogr.*, 44(3), 307-318.
- Mock, C.J. and Birkeland, K.W. 2000. Snow Avalanche Climatology of the western United States mountain ranges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(10), 2367-2392.
- Moner, I., Gavaldà, J., Bacardit, M., García-Sellés, C., Martí, G. 2008. Application of field stability evaluation methods to the snow conditions of the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Whistler*, 386-392.
- Nairz, P., Mair, R. 2013. *Avalanche Danger Patterns – a new approach to snow and avalanche analysis*. *International Snow Science Workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc – 2013*, 209-214.
- Oller, P., Janeras, M., De Buén, H., Arnó, G., García-Sellés, C., Christen, M., Martínez P. 2009. Validación del programa de modelización numérica Aval-1D para simular aludes en el Pirineo Oriental. VII National Meeting on Unstable Slopes and Hillsides. Barcelona, Spain, pp. 468-479.
- Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C., Angulo, C., 2015. Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twentieth-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 110, doi: 10.1016/j.coldregions.2014.11.012. 129-148.
- Rodés, P. 1999. *Análisis de los accidentes por aludes en España*. Ergón Creación. España. 72 pp.
- Schaerer, P., 1986. Weather patterns for majors avalanches. *The Avalanche Review*, Vol. 4, 3, pp. 2.
- Schweizer, J., Reuter, B., Van Herwijnen, A., Gaume, J. 2016: Avalanche release 101. In: *Proceedings of the International Snow Science Workshop 2016*. Breckenridge, CO, October, 2 - 7, 2016. ISSW 16. Proceedings Volume. Breckenridge, ISSW. 1-11.
- Schweizer, J. and Jamieson, B. 2007: A threshold sum approach to stability evaluation of manual profiles, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 47, 50–59,.
- Teche, F., Pielmeier, C. 2014. Automatic classification of manual snow profiles by snow structure. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, doi:10.5194/nhess-14-779-2014. pp.779-787.
- Uhlmann, B., Goyette, S. and Beniston, M. 2009. Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperature, precipitation and humidity under condition of climate change. *International Journal of Climatology*, 29. 1048-1055.
- van Herwijnen, A., Jamieson, J.B. 2007. Snowpack properties associated with fracture initiation and propagation resulting in skier-triggered dry slab avalanches. *Cold Regions Science and Technology* 50(1-3), 13-22.
- Villecrose, J., 2001. Les avalanches de janvier et fevrier 1999 dans les Alps du Nord Françaises. *La Météorologie*, 8° série, vol.32, 11-12.
- Walpole, R.E., Myers, R.H., Myers, S.L., Ye, K. 2002. *Probability and Statistics for Engineers and Scientists Seventh Edition*. Prentice Hall, Upper Saddle River, USA. 730 pp.

www.icgc.cat

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se presentan a continuación los resúmenes y resultados de los diversos artículos que componen la tesis.

Se ha evitado repetir las tablas y figuras de los artículos en este capítulo; así mismo, las justificaciones y argumentaciones extendidas se hallan detalladas en los artículos, Capítulos 1, 2, 3, y 4.

Argumentalmente, se antepone el resumen del Capítulo 4 (apartado 5.3 del presente capítulo) al resumen del Capítulo 3 (apartado 5.4 del presente capítulo).

5.1 PATRONES SINÓPTICOS GENERADORES DE GRANDES AVALANCHAS.

Se ha observado durante las campañas de predicción de avalanchas que la distribución de la actividad de grandes aludes en el Pirineo Oriental casi nunca es homogénea ante una determinada situación meteorológica. Como hipótesis de partida en este punto, se ha considerado que la distribución territorial de los episodios de grandes avalanchas (MACs) es muy irregular debido a la existencia de diversos patrones atmosféricos a escala sinóptica con afectación meteorológica diversa a escala local. Esta hipótesis es coherente con la observación y vigilancia nivometeorológica diaria, que considera la existencia de varias zonas nivoclimáticas. Probablemente cada zona nivoclimática se caracterice por una determinada frecuencia de ocurrencia de grandes avalanchas, debido a la afectación de unos específicos patrones sinópticos responsables del desencadenamiento de avalanchas, con resultados distintos de una zona a otra.

Para identificar y modelizar la ocurrencia de MACs en los distintos macizos de la zona de estudio, se ha calculado la probabilidad anual de ocurrencia mediante diferentes modelos estadísticos y se ha comprobado su ajuste con las distribuciones observadas. Dado que un gran alud puede considerarse un fenómeno raro, se ha ensayado con las distribuciones de Poisson y la binomial negativa (Thom, 1966; Sakamoto, 1973). En avalanchas de nieve, la distribución de Poisson ha sido utilizada por otros autores para modelizar el límite de las zonas de llegada (McClung, 2000), y recientemente se ha revisado el uso de modelos de probabilidad para el cálculo de los períodos de retorno, magnitud y frecuencia de aludes (Eckert et al., 2007).

Para el estudio de la frecuencia de ocurrencia de MACs se ha recurrido a una serie de datos de episodios de aludes mayores (N=39) registrados entre 1970-71 y 2007-08 (38 inviernos). En este trabajo, un episodio de aludes mayores, MAC, se define como la ocurrencia de un intervalo de tiempo (mínimo un día) sin cambios significativos a escala sinóptica a nivel de 500 hPa en el que, como mínimo, se ha registrado una gran avalancha. Por gran avalancha se ha considerado la acepción de Schaerer (1986), de sentido amplio, según la cual una gran avalancha es aquella más grande de lo habitual, que llega al fondo del valle, destruyendo masa forestal o dañando bienes e infraestructuras. En nuestro caso, se han incluido aquellas avalanchas que cumplen dichas condiciones y recorren más de 1000 metros desde el punto de partida hasta la zona de llegada, para añadir un criterio cuantitativo y objetivable. Estos datos se han utilizado para calcular la probabilidad teórica de ocurrencia anual de uno o más episodios para cada una de las regiones establecidas en la predicción de avalanchas. Son episodios datados a resolución anual; es decir, tan sólo es necesario datar el invierno en que sucedieron. Los datos proceden de la Base de Datos de Aludes de Catalunya (BDAC) del ICGC, consultable en la web www.icgc.cat. Una parte esencial de esta fase de trabajo ha sido la búsqueda exhaustiva de episodios de avalanchas en fuentes documentales, especialmente antes del invierno de 1995-96, fecha a partir de la cual ya existe una datación de la actividad de avalanchas a resolución diaria por parte de las redes observacionales del ICGC y por vuelos en helicópteros para cartografiar las zonas de aludes con actividad. También se ha recurrido a los resultados de datación y localización mediante dendrocronología, por la participación en el proyecto ALUDEX, financiado por el Ministerio de Tecnología y Educación de España (2002-2005). A través de técnicas de dendrocronología se han identificado y datado evidencias de afecciones en los troncos de los árboles por avalanchas, mediante la observación de anomalías en la morfología de los anillos y de la estructura arbórea (Muntán et al., 2009).

Una vez conocida la frecuencia de ocurrencia de MACs y su distribución territorial, se ha procedido a identificar cuáles son las situaciones sinópticas que los generan mediante un análisis de componentes principales (PCA). Para este objetivo se ha filtrado la base de datos anteriormente utilizada y se han desechado los episodios no datados a resolución diaria, reduciéndose la muestra a 25 casos de 1970-71 a 2006-07 (37 inviernos). Para obtener los patrones de circulación atmosférica que han originado grandes avalanchas, se han seleccionado los datos diarios del nivel geopotencial de 500 hPa de los reanálisis diarios del National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) (Kalnay et al., 1996) de los inviernos de 1970-71 a 2006-07. La escasez de registros meteorológicos en alta montaña es la razón por la cual se ha optado por la vía indirecta de relacionar la actividad de aludes con el análisis de la altura

geopotencial de 500 hPa, ya que es donde se detectan la posición de dorsales y vaguadas, flujos generales, depresiones frías aisladas del *jet stream*, depresiones y anticiclones dinámicos, que controlan los regímenes de tiempo a escala sinóptica y su efecto en la evolución del manto nivoso. Además, este nivel medio de la troposfera implica una fuerte inercia temporal en la evolución de la presión, que normalmente concatena ciertos regímenes de tiempo en niveles superficiales bien conocidos en los Pirineos (Romero et al., 1999; Esteban et al., 2005). La malla de valores de presión escogida comprende entre los 70° a 30° de latitud N y los 30° de longitud W a 20° E con una resolución espacial de 2.5° x 2.5°, que define el marco geográfico del Atlántico Norte y Europa Occidental. Para identificar los patrones atmosféricos generadores de grandes avalanchas en el Pirineo de Catalunya, se ha aplicado un análisis de componentes principales (PCA) con la matriz de datos ordenada en modo T. Este modo corresponde al modo temporal donde la variable son las fechas de ocurrencia de los MACs (columnas) y los casos (filas) las coordenadas geográficas de los puntos de la malla. Los valores son la altitud geopotencial en metros de la presión de 500 hPa.

Una vez obtenidos los componentes de circulación atmosférica a 500 hPa generadores de MACs, se han calculado las anomalías de la altitud geopotencial de la presión de 500 hPa de cada patrón respecto a la distribución media de dicha variable para la estación invernal del periodo 1970-2006, previa estandarización de los valores de la altitud geopotencial de 500 hPa. Para visualizar la anomalía de cada componente, los resultados de la sustracción se cartografían obteniéndose los mapas de distribución de anomalías positivas y negativas de la presión atmosférica que cada componente representa respecto a la circulación atmosférica media en periodo invernal en Europa Occidental. Esta cartografía deja entrever una relación entre la NAO (Oscilación del Atlántico Norte) y la ocurrencia de MACs. Por ello se ha procedido a verificar si existe alguna relación entre ambos procesos, especialmente por el hecho de que el índice NAO es predecible con un moderado nivel de certeza a medio plazo. Siguiendo la metodología propuesta por Keylock (2003), se ha correlacionado la actividad de MACs con el índice acumulativo NAO (CNI), ya que demostró que era mejor índice predictor de avalanchas en Islandia que la definición clásica del índice NAO. El CNI se obtiene sumando los índices mensuales consecutivos de una misma fase, ya sea CNI para las fases positivas o CNI para las negativas.

En cuanto a resultados concretos, la ocurrencia de MACs se ajusta bien a la ley de Poisson y a la binomial negativa, pero las estimaciones teóricas se efectuarán con la distribución de Poisson, más indicada para la ocurrencia de eventos independientes; la ocurrencia de diferentes episodios de grandes avalanchas no muestra una gran dependencia entre ellos debido a la alta variabilidad temporal a corto plazo de las

condiciones del manto nivoso. Del estudio de la base de datos de actividad de avalanchas (1970-2008) sobresale el invierno de 1995-96 en que se registraron 6 episodios con 144 grandes avalanchas que pudieron ser detectadas y cartografiadas. Las estimaciones teóricas, a partir de 38 inviernos con una muestra de 39 eventos, según la distribución de Poisson indican que anualmente, para el conjunto del Pirineo Oriental, la probabilidad de que se registre un MAC es superior a la probabilidad anual de no ocurrencia. De hecho, la probabilidad de que haya un episodio o más es de un 64%, incluso en un invierno de cada 5 pueden sucederse dos episodios de grandes avalanchas. Pese a la escasa dimensión territorial, las frecuencias estimadas de ocurrencia varían ampliamente de un macizo montañoso a otro. La probabilidad más alta de un episodio o más anual se registra en el Aran-Franja Norte de la Pallaresa (AR) con un 44%, disminuyendo drásticamente hacia el este, hacia zonas de clima más continental, con un mínimo de 3% en el Perafita-Puigpedrós (PP). Este mínimo se explica por encontrarse dicho macizo en una sombra pluviométrica respecto a los flujos atlánticos y los mediterráneos. La probabilidad de grandes avalanchas vuelve a incrementarse en las cercanías del Mediterráneo donde el Ter-Freser alcanza un 25% de ocurrencia anual debido a la mayor afectación por ciclogénesis mediterránea.

Se asume que la gran variabilidad regional en la actividad de avalanchas responde a razones atmosféricas. Aplicando un análisis de componentes principales a la topografía de la altura geopotencial de 500 hPa en los días de ocurrencia de MACs se obtienen 6 patrones que explican el 94% de la varianza de la muestra analizada (N=25).

El primer patrón (C1) representa el 39% de la varianza y corresponde a una advección de NW y N. La configuración media viene dada por el anticiclón de las Azores sobre el Océano Atlántico, en su posición habitual, y una baja localizada sobre el eje mar Báltico-península Itálica. Las condiciones sobre el Pirineo son de nevadas intensas y muy intensas, temperaturas bajas y vientos fuertes con transporte efectivo de nieve reciente. Los MACs se concentran en la región AR y son de nieve seca. En algunas ocasiones se producen avalanchas de nieve húmeda debido al encadenamiento de frentes cálidos y fríos. La afectación al resto de regiones se traduce en avalanchas de placa a sotavento si previamente existe disponibilidad de nieve transportable, no necesariamente nieve reciente generada por el patrón atmosférico C1.

Los patrones C2 y C3 tienen un peso similar sumando el 31% de la varianza y afectan principalmente las regiones mediterráneas Ter-Freser (TF) y Prepirineo (PR). El patrón C2 corresponde a una vaguada con eje oblicuo orientado NW-SE sobre la península Ibérica debido a un anticiclón térmico sobre Europa central y oriental que desvía las vaguadas atlánticas hacia la cuenca mediterránea. En superficie se establece un flujo húmedo

mediterráneo sobre el Pirineo con precipitaciones intensas de origen ciclónico con fuerte gradiente de intensidad disminuyendo hacia el oeste. El manto nivoso suele presentar capas débiles internas de granos facetados, debido al régimen anticiclónico previo al establecimiento de C2, bien con enfriamiento por irradiación nocturna, bien por bajas temperaturas ambientales, sobre las que se deposita la nieve reciente. Las avalanchas sobrevienen por la sobrecarga de nieve reciente. El patrón C3 viene dado por una depresión en altura desprendida y aislada de la circulación del oeste que se sitúa entre el sur de la península Ibérica y el norte de África. Hay que destacar que las avalanchas se propician por precipitaciones orográficas generadas por procesos mesoescalares, en situación de altas presiones superficiales; a veces, el flujo húmedo mediterráneo se canaliza por valles favorables situados en regiones occidentales remontando hasta el corazón de los Pirineos, con grandes avalanchas registradas en Ribagorçana-Vall Fosca (RF). Las avalanchas suelen ser de nieve húmeda.

Los patrones 4, 5 y 6 son muy minoritarios y corresponden al 24% de la varianza. El patrón C4 se define por una baja muy fría y profunda centrada sobre el golfo de León. Es una situación de nevadas de origen ciclónico y vientos muy fuertes del cuarto y primer cuadrante, con avalanchas de nieve seca en cualquiera de las regiones. El patrón C5 corresponde a una amplia baja centrada en niveles altos y bajos de la troposfera sobre el Atlántico frente a Portugal. Una masa de aire muy húmeda del Atlántico con vientos del SW y S llega hasta las regiones occidentales. Las precipitaciones son intensas y muy intensas de origen frontal, con disparo orográfico, y a veces con células tormentosas. Las avalanchas son de nieve húmeda y afectan la Ribagorçana-Vall Fosca (RF) y la Pallaresa (PL) y el Prepirineu (PR), región ya limítrofe con las cuencas internas. El patrón C6 genera avalanchas de nieve húmeda por situación de fusión en diversas regiones, debido a una dorsal del anticiclón subtropical del Sáhara instalada sobre el Mediterráneo occidental. Va acompañada normalmente por una lengua de aire cálido en niveles bajos (850 y 700 hPa) que cubre el Pirineo. En las dos ocasiones en que se han dado grandes avalanchas por este patrón, el manto nivoso contenía capas débiles persistentes en los niveles basales y se han producido avanzado el mes de marzo tras periodos fríos.

Otro resultado destacable es que la variabilidad espacial en la generación de avalanchas por cada uno de los patrones es patente. La afectación espacial de cada patrón en la generación de MACs muestra como el C1 repercute mayoritariamente en la región oceánica (Aran-Franja Norte de la Pallaresa), disminuyendo el número de MACs hacia el este. Por el contrario los patrones C3 y C4 no generan grandes avalanchas en el sector oceánico y aparecen con fuerza en la zona de dominio continental o intermontana (Pallaresa

y Ribagorçana-Vall Fosca), con un máximo en la zona más oriental, de dominio climático mediterráneo (Ter-Freser y Prepirineu).

Para conocer la normalidad climática de estas situaciones atmosféricas, se han elaborado los mapas de los valores estandarizados de la altura del geopotencial de 500 hPa respecto a los valores medios de cada punto de malla del periodo 1970-2007, para cada uno de los patrones. La distribución de las anomalías positivas y negativas de la presión atmosférica para cada patrón ha permitido englobar cada patrón en fase positiva o negativa de la NAO. Sólo el patrón C1 (advección del N y NW) puede considerarse como configuración atmosférica cercana a la normalidad climática y coincide con fases neutras y positivas NAO. El resto de patrones de grandes avalanchas se registran en fase negativa NAO, mostrando el patrón C5 (Advección del SW) la mayor desviación respecto a la distribución media de la altura del geopotencial de 500 hPa en invierno. Por ello la correlación entre la actividad de grandes avalanchas para el conjunto del Pirineo Oriental y el NAOi es negativa (significativa al nivel de 0.05). La predictibilidad mejora aplicando el índice acumulativo (Keylock, 2003) de las fases negativas NAO (CNI), pasando el factor de correlación de Pearson de -0.63 a -0.83. Es decir, el número de MACs e incluso el de eventos por cada MAC se incrementa a medida que se suceden meses con valor negativo NAOi. Es evidente que la ocurrencia de MACs está vinculada a un proceso de persistencia de determinadas condiciones atmosféricas en fase negativa de la NAO.

Todos estos aspectos se han desarrollado y analizado en profundidad en el capítulo 1 de la tesis.

5.2 PATRONES ATMOSFÉRICOS DE BAJA FRECUENCIA. ROL DE LA PERSISTENCIA.

Debido a la variabilidad espacial de la ocurrencia de avalanchas en el Pirineo, observada en el punto anterior, se va a comprobar si existe un buen ajuste de la actividad avalanchosa con las regiones establecidas empíricamente en la operativa de predicción de aludes (llamadas regiones de avalanchas, figura 1.2). Por ello, se van a utilizar técnicas de análisis *cluster* o de conglomerados jerárquicos para obtener una clasificación regional de la actividad de aludes a partir de las avalanchas ocurridas para cada uno de los patrones atmosféricos establecidos. Es decir, ¿existen distintos patrones de distribución de actividad de avalanchas atribuibles a los patrones atmosféricos definidos?, ¿se ajustan estos patrones espaciales a las regiones establecidas empíricamente? La variabilidad espacial de la actividad de grandes aludes se ha abordado a partir de la identificación de los patrones sinópticos y de su zona de influencia.

Vista la relación entre la actividad de grandes avalanchas y el patrón atmosférico de baja frecuencia NAO, la hipótesis de trabajo planteada respecto a la variabilidad temporal de un determinado nivoclima y de la actividad de grandes aludes asociada es la siguiente: el predominio de un determinado régimen de aludes está condicionado por el dominio de un patrón de circulación atmosférica de baja frecuencia, ya que los sucesivos tipos de tiempo que se encadenan durante fases del invierno son los responsables de la evolución del manto nivoso y de las fuentes de inestabilidad, y la secuencia de estos tipos de tiempo están ligados al carácter de la circulación atmosférica general. Partiendo de la hipótesis de una gran variabilidad espacial y temporal de los regímenes de aludes asociada al carácter de la circulación atmosférica, y una vez ya identificados los patrones sinópticos desencadenantes de grandes avalanchas, esta tesis continua con la identificación y descripción de la relación entre dichos patrones sinópticos y los patrones atmosféricos de baja frecuencia, índices NAO y WeMO. El interés por ahondar en esta línea radica en el hecho de que el índice NAO para la estación invernal es previsible con un aceptable nivel de fiabilidad (Jones et al., 1997), mientras que el WeMO condiciona la pluviometría en el litoral mediterráneo de la península Ibérica (Martín-Vide y López-Bustins, 2006).

Para indagar en la relación entre MACs y patrones atmosféricos de baja frecuencia se ha trabajado una tercera serie de datos: los MACs (30 casos) y los índices mensuales NAO y WeMO de los inviernos 1970-71 a 2008-09 (39 inviernos). Para determinar la relación

entre variabilidad climática y actividad de aludes en el Pirineo Oriental se ha escogido el índice NAO mensual para los meses de invierno (diciembre a abril). El índice es obtenido a partir de las diferencias estandarizadas de presión a nivel del mar (SLP) entre Gibraltar (sur de la península Ibérica) y Reykjavik (Islandia) (Jones et al. 1997). Se ha recurrido a este índice ya que la NAO determina la variabilidad climática, principalmente durante la estación invernal y es uno de los patrones de comportamiento atmosférico más robusto (Dickson et al., 2000). Durante los meses de diciembre a marzo, la NAO es responsable de más de una tercera parte de la varianza total de la presión a nivel del mar (SLP) (Hurrell y Deser, 2009), determinando el clima sobre extensas áreas de Europa (Wanner et al., 2001; López-Bustins, 2007; López-Moreno et al., 2006).

También se han relacionado los MACs con el índice WeMO mensual para el periodo diciembre-abril, calculado a partir de las diferencias estandarizadas de presión a nivel del mar (SLP) entre San Fernando (Cádiz, España) y Padua (nordeste de Italia) (Martín-Vide y López-Bustins, 2006). Se ha decidido escoger este índice ya que ha demostrado ser un buen predictor de situaciones de intensas precipitaciones en el nordeste de la península Ibérica, donde se enclava la zona de estudio (López-Bustins, 2007; Martín-Vide et al., 2008). Según dichos autores, el índice WeMO es un patrón de baja frecuencia que explica aquella parte de la variabilidad climática, particularmente la precipitación y la temperatura, no justificada por la NAO.

Hasta este punto, se han considerado las situaciones sinópticas en cuanto desencadenantes de grandes avalanchas, aquella situación sinóptica responsable directa del episodio de avalancha por generar una fuerte sobrecarga en el manto (nevada, lluvia, nieve transportada por viento, fusión por calor). Ahora se va a ir introduciendo el concepto de degradación progresiva de la estabilidad del manto, ¿qué procesos atmosféricos y meteorológicos condicionan el progresivo deterioro de la estabilidad del manto nivoso, previo a la ocurrencia de un MAC? Para ello, se va a cuantificar el carácter de persistencia de las fases negativas y positivas de los índices NAO y WeMO y su posible rol, como hipótesis de trabajo, en el deterioro progresivo de las condiciones de estabilidad del manto nivoso, que lo predisponen a un colapso ante eventos meteorológicos no necesariamente de gran magnitud. La persistencia de las fases se va a evaluar mediante el cálculo de los índices acumulativos. El índice acumulativo NAO fue propuesto por Keylock (2003) en un estudio sobre la actividad de aludes en Islandia. Este índice es resultado, para un determinado mes, de la suma de los índices de los meses precedentes de mismo signo que el actual, siempre que sean consecutivos. De esta manera se evalúa el rol de la persistencia de una determinada fase de estos patrones de baja frecuencia en relación a la ocurrencia de caída de aludes de carácter catastrófico. Keylock demostró una correlación positiva

estadísticamente significativa de la actividad de aludes en Islandia con la NAOi, correlación que mejoraba con el índice acumulativo positivo. La hipótesis de trabajo de la que se parte en esta tesis es que el índice acumulativo NAO negativo, en nuestro caso, puede ser un buen índice que explique la actividad de grandes aludes, ya que la mayor parte de los patrones sinópticos desencadenantes de grandes avalanchas no se producen precisamente en situaciones de circulación atmosférica zonal. En esta tesis se van a correlacionar los índices NAO y WeMO, así como los acumulativos, tanto negativos como positivos, con la ocurrencia de MACs de los últimos 39 años, tanto para la globalidad del Pirineo Oriental como para cada una de las regiones avalanchosas obtenidas, mediante el cálculo de coeficientes de correlación de Pearson (tests de significancia Tau-b de Kendall y Spearman) para series mensuales y anuales.

Respecto a la evolución en el tiempo, la variabilidad interanual del índice NAO muestra una tendencia alcista (Gillet et al., 2003). Dado que la mayoría de los modelos generales de circulación atmosférica (AGCM) pronostican el mantenimiento de la tendencia al alza del índice NAO en las próximas décadas, la hipótesis de trabajo es que cabría deducir una probable disminución en la ocurrencia de MACs en el Pirineo Oriental en los próximos decenios. Para ello se va a evaluar la significancia de las tendencias de las series temporales del NAOi y del WeMO y de la actividad de aludes a resolución anual mediante la aplicación del test no paramétrico de Rank's Spearman (Yue et al, 2002). Este test es ampliamente utilizado para el estudio de tendencias en series temporales y ha sido usado recientemente en el campo de la nivología para el estudio de la variabilidad interanual del espesor de nieve en los Pirineos Centrales (López-Moreno y Vicente-Serrano, 2007).

En cuanto a los resultados, tras un análisis de *clusters* (dendrograma de Ward) se han obtenido tres grupos de regiones con características similares en la distribución temporal de la ocurrencia de MACs: un grupo formado por Aran-Franja Nord de la Pallaresa (AR), que denominamos oceánico; un segundo grupo formado por Ribagorçana-Vall Fosca (RF) y Pallaresa (PL), grupo continental; un tercer grupo Vessant Nord Cadí-Moixeró (CM), Prepirineu (PR) y Ter-Freser (TF), grupo mediterráneo. Dada la escasez de registros de ciclos de grandes avalanchas en la región Perafita-Puigpedrós (PP), no se ha incluido en el análisis. Hay que destacar que la ocurrencia de avalanchas en el grupo oceánico está correlacionada negativamente con la ocurrencia del resto de grupos.

Respecto a la relación entre la ocurrencia de MACs en cada región y los patrones atmosféricos de baja frecuencia, la correlación del WeMOi es negativa con todas las regiones (no significativa con la región oceánica) ($R = -0.33$ para el conjunto del Pirineo

Oriental). La correlación aumenta con el índice acumulativo de las fases negativas del WeMOi, denominado CWI(-), ($R = -0.42$ para el conjunto del Pirineo Oriental).

La correlación entre MACs y el NAOi es también negativa y mejora los resultados ofrecidos por el índice WeMOi, excepto para la zona mediterránea, donde el WeMOi ofrece la mayor predictibilidad ($R = -0.39$). Igualmente que con el índice WeMOi, los resultados mejoran con los índices mensuales acumulativos de las fases negativas de la NAO (para el conjunto del Pirineo Oriental, NAOi $R = -0.43$ y CNI(-) $R = -0.72$). En el periodo 1970-71 a 2008-09 de diciembre a abril ha habido 117 meses en fase positiva de NAO y 77 meses en fase negativa, pero el 65% de los MACs han ocurrido en fase negativa y el 35% en positiva; los ocurridos en fase positiva ha sido con valores cercanos a fase neutra, mientras que los ocurridos en fase negativas lo han sido con valores de NAOi extremos, de tal manera que el 35% de los MACs se han producido en por encima del percentil 96 de los valores CNI negativos. Igualmente el número de grandes avalanchas observadas durante los MACs se intensifica en los meses de CNI negativo elevados: el 60% de las grandes avalanchas observadas lo han sido por encima del percentil 98 del CNI negativo ($R = -0.82$ entre valor mensual de CNI negativo y número de grandes avalanchas). Los MAC están condicionados por patrones de baja frecuencia, dado que existe una relación significativa entre la persistencia de configuraciones de presión a escala sinóptica y los ciclos de grandes avalanchas.

Para apreciar la relación entre cada uno de los seis patrones sinópticos generadores de avalanchas (García-Sellés et al., 2009) y los patrones de baja frecuencia, se han calculado y cartografiado las anomalías de la presión atmosférica al nivel del mar (SLP) de los patrones sinópticos de circulación atmosférica a 500 hPa generadores de ciclos de grandes avalanchas, respecto a la distribución media de SLP para la estación invernal del periodo 1970-2006, previa estandarización de dicha variable. Los resultados de la sustracción se cartografían obteniéndose los mapas de distribución de anomalías positivas y negativas de SLP que cada componente representa respecto a la circulación atmosférica media en periodo invernal en Europa Occidental. Esta cartografía permite una visión de la proximidad o alejamiento de dichos patrones atmosféricos respecto a las configuraciones propias de las fases negativas y positivas de la NAO y del WeMO. Para cuantificar esa relación, se han calculado las anomalías de SLP de cada uno de los seis patrones respecto a los dipolos que rigen la NAO (Gibraltar-Reykjavik) y el WeMO (San Fernando, Cádiz-Padua). Como resultado, se observa que sólo el patrón C1 (advección del N y NW) se da en fase positiva de la NAO, mientras que el resto de patrones se producen en fases claramente negativas de la NAO (en los patrones C4, baja fría centrada, y C5, advección del sudoeste, las anomalías de presión suponen -3 desviación estándar). Respecto a las fases del WeMO,

el C1 se establece también en fase positiva de WeMO, el C4 en fase neutra y el resto en fase negativa.

Respecto a la variabilidad interanual en la ocurrencia de MACs, hay una ligera tendencia al alza en el conjunto del Pirineo Oriental durante los últimos 39 años ($\rho=0.38$, $\alpha<0.05$) y lo mismo sucede con la variabilidad interanual del NAOi (aumento de las fases positivas), aunque en este caso no puede considerarse estadísticamente significativa. La única tendencia que supera el nivel de significación 0.05 corresponde al CNI(-) ($\rho=0.32$), el cual se ha observado una ligera tendencia al alza desde 1970 hasta 2009. Respecto al WeMOi no hay tendencias significativas en su evolución en los últimos 39 años, aunque se observa un ligero aumento de las fases negativas.

Todos estos aspectos se han desarrollado en el capítulo 2 de la tesis.

5.3 MODOS COMBINADOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN Y EFECTO SOBRE LA ESTRUCTURA Y CONDICIONES DEL MANTO NIVOSO

Tras el análisis de las situaciones sinópticas y de los patrones atmosféricos de baja frecuencia, el siguiente paso para definir los regímenes avalanchosos es la identificación del comportamiento de la temperatura y la precipitación y de las condiciones del manto nivoso antes de la ocurrencia de avalanchas.

Son de especial interés el estudio de las estratigrafías del manto nivoso, especialmente las inestables, su distribución espacial y su variabilidad temporal, dado que son los niveles de estabilidad estructural y mecánica del manto nivoso los que permitirán que un determinado patrón atmosférico active o no un episodio de grandes avalanchas. Así como en las grandes avalanchas naturales o espontáneas las condiciones meteorológicas en el día del evento son determinantes para su desencadenamiento, en las avalanchas por sobrecarga humana, responsables del 90% de la mortalidad por aludes en el Pirineo Oriental (www.icgc.cat), las condiciones meteorológicas actúan como un factor degradante de la estabilidad del manto nivoso en los días previos, y no directamente como desencadenante en el día del evento (el estrés en el manto es de origen antrópico). Es fundamental identificar cuáles son las estructuras estratigráficas inestables del manto nivoso en el Pirineo Oriental y los procesos meteorológicos y contextos climáticos que las generan. Este es uno de los objetivos específicos que se plantea la tesis. La hipótesis de trabajo en este punto es que el factor persistencia de determinados tipos de circulación atmosférica son claves en la evolución del manto nivoso y su inestabilización progresiva a escala temporal de orden semanal. La tipología de capas débiles del manto nivoso y su relación con la actividad de aludes observada durante el invierno ha de ser uno de los elementos que definan el régimen nivoavalanchoso propio de un sector. Una región nivoclimática debería caracterizarse por un predominio temporal de un determinado régimen nivoavalanchoso. Se identificarán los regímenes nivoavalanchosos en el Pirineo Oriental en base a la evolución de las estratigrafías del manto nivoso en los inviernos más recientes para explicar las dinámicas regionales de actividad de avalanchas. Habrá que estimar si existen suficientes diferencias en las condiciones medias del manto nivoso entre las diversos nivoclimas y su evolución por temporada para poder identificar distintos patrones de manto nivoso.

Los datos a analizar son los perfiles estratigráficos efectuados por el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) en diferentes zonas del Pirineo Oriental desde 1997 hasta la actualidad. Los datos relativos los ciclos de aludes mayores y a los aludes de placa desencadenados por esquiadores provienen también del ICGC y del Centre de Prediccion de Lauegi dera Val d'Aran. La metodología a seguir consistirá en detectar las capas débiles, consideradas como tales en la bibliografía existente (McCammon y Schweizer, 2002) a partir de criterios cristalográficos, y en el cálculo de índices asociados a condiciones inestables del manto nivoso (Techel y Pielmeier, 2014).

Se van a analizar los contextos meteorológicos de los días previos a los ciclos de aludes mayores (MAC) y a los aludes de placa desencadenados por esquiadores (SKA, accidentes por avalanchas), durante los que se generan las estratigrafías inestables del manto nivoso y sus diferencias regionales, mediante el estudio de la variabilidad de la precipitación y la temperatura en esos días previos. Se ensayará en periodos de 10 días y de 30 días previos a la actividad de avalanchas. La aplicación práctica de este objetivo es comprobar si los modos diarios combinados de cuantiles de temperatura-precipitación (modos T-P) en invierno pueden considerarse un *proxy data* en nivología, en operativa de predicción de avalanchas, cuando no se dispone de suficientes datos de campo sobre las condiciones de estabilidad estructural y mecánica del manto nivoso (García-Sellés et al., 2013).

Posteriormente, se evalúa la evolución de los modos T-P (TPM) en las últimas décadas, especialmente de aquellos modos que se observe sean condicionantes o determinantes de la actividad de grandes aludes. Varios estudios ya han puesto de manifiesto cómo cambiarían las condiciones de distribución del manto nivoso estacional en alta montaña en un "clima cálido" a finales del siglo XXI en los Alpes (Beniston et al., 2003; Uhlmann et al., 2009) y en las montañas mediterráneas (López-Moreno et al., 2011). Sin embargo, no existen estudios que se centran en los efectos de las condiciones climáticas de los Pirineos en la evolución a medio y largo plazo de la estabilidad del manto nivoso. Por tanto, en la tesis se investiga la variabilidad interanual de aquellos modos T-P que generan condiciones de inestabilidad en el manto nivoso, previas a la ocurrencia de grandes aludes y aludes accidentales.

La estructura del manto nivoso es el resultado de los efectos de los factores meteorológicos sobre la nieve, que producen continuamente cambios en el tipo de grano y sus propiedades mecánicas (McClung y Schaerer, 2006). La variabilidad de la temperatura y la precipitación, entre otros parámetros meteorológicos (viento, radiación solar, humedad), puede contribuir a la degradación progresiva de la estabilidad del manto nivoso mediante el

desarrollo de capas débiles en su interior. Incluso ambos parámetros meteorológicos pueden también actuar como factores desencadenantes directos, en caso de fuertes nevadas, lluvia intensa o calor intenso. La cuestión es que las condiciones meteorológicas no siempre actúan de la misma manera en el desencadenamiento de aludes, ya que en función del estado previo del manto nivoso un episodio meteorológico puede ser o bien detonante de aludes, o bien favorecer la estabilización del manto (García-Sellés et al., 2007). Así, la variabilidad temporal de la precipitación y de la temperatura a escala multi-día puede convertir un manto estable en inestable y viceversa.

En resumen, el enfoque de la distribución combinada de temperatura y precipitación se ha utilizado para entender mejor la evolución temporal de la estructura del manto y su capacidad de desencadenar avalanchas. Para ello, se han considerado cuatro modos T-P, que son frío/seco (CD), frío/húmedo (CW), cálido/seco (WD) y cálido/húmedo (WW). Estos modos se han identificado a escala diaria para evaluar la relación entre la actividad de grandes avalanchas/avalanchas accidentales y la evolución meteorológica, no sólo del día de la actividad de avalanchas (efecto desencadenante) sino durante la secuencia de días previos, que es cuando el manto nivoso va sufriendo los metamorfismos que lo van a dejar en un estado más o menos sensible al desencadenamiento (efecto degradante). Finalmente, se ha comparado la evolución en el tiempo de los cuatro modos en el Pirineo Oriental con la evolución acaecida en los Alpes suizos, a fin de observar cuál es la frecuencia temporal de los días CD, CW, WD y WW en las últimas décadas en relación a las condiciones de cambio climático en montaña y su posible efecto en el riesgo de avalanchas.

Los datos meteorológicos trabajados han sido suministrados por la AEMET, el SMC y el ICGC. Las estaciones escogidas se encuentran entre 1000 y 2300 m y comprenden tanto la zona occidental de clima oceánico, como la oriental, donde prevalecen condiciones climáticas de carácter mediterráneo. Se han desechado aquellas series que no han superado las pruebas de tolerancia y consistencia interna (Esteban et al., 2012). Finalmente, sólo cuatro estaciones han resultado válidas: Vielha (1002 m) y Bonaigua (2266 m), ubicadas en la zona de influencia atlántica, y La Molina (1704 m) y Vall de Núria (1971 m) situadas en el sector mediterráneo. Los datos analizados corresponden a los meses de noviembre a abril, lapso de tiempo de ocurrencia de la gran mayoría de grandes aludes, del periodo de inviernos de 1969-1970 a 2011-2012. En el sector oceánico, la estación de Vielha cubre los inviernos de los periodos 1969-1970 a 1992-1993 y de 1995-1996 a 2000-2001 y la estación de Bonaigua comprende el periodo de 2001-2002 a 2011-2012. Actualmente, no existe ninguna serie consistente en el sector de clima oceánico de montaña que cubra la década de los 90 de forma completa. Para el sector mediterráneo del Pirineo Oriental se ha creado una serie única a partir de las series de La Molina y de Núria entre los

años 1970 y 2012. Se han utilizado trece años comunes, 1985 a 1997, con el fin de aplicar un modelo de regresión lineal y reconstruir la serie de Núria (Manguán et al., 2013).

Por lo que respecta a la metodología empleada, para establecer los modos T-P en los días previos a los episodios de aludes, se ha utilizado la aproximación de cuantiles combinados definida por Beniston y Goyette (2007), también aplicada por López-Moreno et al. (2011) en el Pirineo para evaluar los efectos de cambios en la circulación general atmosférica sobre la termometría y la pluviometría. Inicialmente, se han calculado los percentiles 40 y 60, tanto para la temperatura (T) como para la precipitación (P). A partir de estos umbrales se han clasificado los días en cuatro modos: CD (frío/seco) cuando ambos cuantiles eran iguales o inferiores a $T_{40} - P_{40}$, siendo el subíndice el umbral cuantil; y así, CW (frío/húmedo): $T_{<40} - P_{>60}$; WD (cálido/seco): $T_{>60} - P_{<40}$; WW (cálido/húmedo): $T_{>60} - P_{>60}$. Los percentiles de precipitación se han calculado sólo en base a los días con $P_{>0}$ y todos los días con $P_{=0}$ son considerados secos. Los modos invernales se han calculado para todos los días de la serie 1970- 2012 de noviembre a abril. Dado que los MACs en el Pirineo Oriental se consideran fenómenos raros en términos de frecuencia (García-Sellés et al., 2009), se ha efectuado el mismo proceso con los cuantiles 25 y 75 para evaluar el rol de modos T-P en situaciones extremas sobre el manto nivoso.

La hipótesis de trabajo sostiene que las condiciones meteorológicas a escala temporal multi-día (medio plazo) juegan un rol a tener en cuenta en la génesis de grandes avalanchas, como potenciales agentes desestabilizadores de la estructura interna del manto nivoso, y deben ser consideradas en los análisis de MACs, tal como se hace con las condiciones meteorológicas de escala temporal horaria (corto plazo) reinantes en el día de desencadenamiento de las avalanchas. A este respecto, la bibliografía existente sólo enfatiza el papel de la meteorología en los tres días previos al desencadenamiento de grandes avalanchas; en concreto, el espesor de nieve acumulado a lo largo de los tres días previos al evento (con una corrección que contempla el viento) es el parámetro a partir del cual se establecen las modelizaciones matemáticas para la elaboración de las cartografías de riesgo de avalanchas, ya que dicha variable se considera representativa del volumen de nieve que la avalancha puede destacar en la zona de salida (Salm et al., 1990; Burkard y Salm, 1992). No obstante, las acumulaciones de nieve reciente en las tres jornadas previas son una condición a tener en cuenta (al menos para las avalanchas de nieve seca, las más destructivas), pero no es suficiente ni estrictamente necesaria para generar un episodio de avalanchas excepcionales, como se desprende del reanálisis de la situación catastrófica de febrero de 1999 en los Alpes franceses (Villegrosse, 2001), donde las causas respondían a condiciones a medio plazo. Las causas meteorológicas directas desencadenantes como nevadas intensas o lluvias persistentes no siempre provocan grandes avalanchas debido a

las condiciones previas de estabilidad del manto nivoso, las cuales son resultado de las condiciones meteorológicas a medio y largo plazo (García-Sellés et al. 2010).

Las distribuciones de los modos combinados T-P se han sometido a la prueba no paramétrica Chi-cuadrado de Pearson (Greenwood y Nikulin, 1996), para comprobar si hay diferencias estadísticamente significativas entre las distribuciones de los modos de las series climáticas del invierno y las de los 30 y 10 días previos a un MAC y a una avalancha por sobrecarga accidental. Se han comparado también las muestras de los modos T-P previos a avalanchas entre el ámbito climático oceánico y el mediterráneo. Respecto a la evolución del peligro de grandes avalanchas en las próximas décadas, es interesante observar cómo han evolucionado en los últimos 40 años los modos combinados relacionados con la actividad de MACs. Se han aplicado los tests de Kendall y Spearman para observar posibles tendencias.

En cuanto a los resultados, la distribución invernal de los modos combinados diarios T-P con los cuantiles 40-60% en la serie 1970-2011 es similar entre la zona mediterránea y la oceánica, sin diferencias estadísticamente significativas. El modo cálido/seco (WD) es el más frecuente (med. – oce. 34% - 32%), seguido del frío/seco (CD, 29%-23%), frío-húmedo (CW, 7%-9%) y el menos frecuente el cálido-húmedo (WW, 3%-5%); el orden jerárquico de los modos es el mismo que observó Beniston et al. (2011) en los Alpes Suizos para el periodo 1960-1991. No obstante, las distribuciones de los TPM en los 10 y 30 días previos a un MAC o un SKA son diferentes en órdenes y porcentajes respecto a la distribución media invernal y también son diferentes entre la zona mediterránea y la oceánica, existiendo diferencias estadísticamente significativas entre la distribución media invernal y los períodos de 10 días previos a la actividad de aludes, tanto en la zona mediterránea como en la oceánica; así mismo, existen también diferencias estadísticamente significativas entre las condiciones climáticas previas a un MAC y SKA en los 10 días previos entre ambos nivoclimas.

- Modos combinados T-P que favorecen ciclos de grandes aludes y avalanchas desencadenadas por esquiadores.

Respecto a los 30 días previos a un MAC, el carácter térmico de los días secos es distinto entre la zona mediterránea donde son fríos, mientras que en la oceánica son cálidos. El TPM predominante en la zona oceánica es el WD con un 31%, mientras que en la mediterránea es el CD con un 29%. Respecto a la serie invernal, lo más destacable de las series de 30-10 días previos a un MAC es el aumento de los días de carácter húmedo, como

era de esperar, y especialmente en la zona oceánica donde se duplica el porcentaje de días CW (18%) en los 30 días previos (casi se triplica en los 10 días previos), mientras que en la zona mediterránea el aumento de CW es mucho más modesta (12%). Esto puede explicarse por el predominio casi absoluto del patrón atmosférico C1 (advección del N y NW) en la ocurrencia de MACs en la región oceánica, que da lugar a nevadas persistentes debido a la retención orográfica y a la sucesión de parejas de frentes atlánticos, mientras que en la zona mediterránea las nevadas intensas son menos persistentes. Respecto a los días WW, asociados a lluvia o nieve sólo en cotas muy altas, son superiores a la media invernal en la zona oceánica, mientras que inferiores a la media en la mediterránea. Este dato es interesante, ya que se podría pensar que en la zona mediterránea donde las temperaturas son superiores a las de la zona oceánica y con una mayor cercanía al mar, el modo WW podría tener un peso importante en el desencadenamiento de avalanchas y sin embargo es menor que en el oceánico. La explicación viene dada por el hecho de que los frentes cálidos atlánticos apenas dejan precipitaciones importantes en la zona mediterránea, siendo las precipitaciones más abundantes en la zona oceánica. Otro aspecto interesante es la disminución de días WD en la zona mediterránea y el mayor peso de los CD, que llegan a ser los más frecuentes tanto en los 30 como en los 10 días previos a un MAC. Los episodios de tiempo seco y frío son generadores de condiciones de inestabilidad en el manto nivoso al favorecer el crecimiento de granos facetados en el interior del manto por procesos de gradiente térmico medio y alto (McClung y Schaerer, 2006); además, este proceso puede acelerarse en la zona mediterránea por el hecho de que los espesores del manto son menores que en el oceánico. Es interesante destacar que aunque el número de días fríos y secos sea menor que el de cálidos y secos en el sector oceánico, ello no significa que no haya procesos de formación de capas débiles persistentes. De hecho, en el Pirineo son habituales largas secuencias de días WD ($P=0$ mm) debido a la presencia de anticiclones dinámicos que generan subsidencias, inversiones térmicas con temperaturas bastante elevadas por encima de 2000 m y muy baja humedad relativa (temperaturas positivas noche y día, isocero por encima de 3000 m no es extraño en pleno invierno, y humedades medias diarias por debajo del 20%). En estas condiciones se ha observado, en la operativa de predicción, que aunque la temperatura del aire sea claramente positiva, el enfriamiento de la superficie de la nieve por irradiación es muy intenso en condiciones de baja humedad, especialmente en diciembre y enero, cuando el balance radiativo del manto es negativo (Male, 1980). La pérdida de calor latente por evaposublimación debe jugar un papel importante en el enfriamiento del manto, como se desprende de Herrero y Polo (2016), en cuyo trabajo se constata una pérdida media anual de energía del orden de 40 Wm^{-2} en un punto de estudio situado a 2500 m en Sierra Nevada. En el sector oceánico debido a los amplios espesores de nieve, el enfriamiento del manto es superficial y difícil que penetre

hacia capas intermedias y basales. Un mayor número de días CW en el sector oceánico antes de un MAC implica mayor disponibilidad de nieve reciente que puede desencadenar avalanchas de nieve seca suelta por rotura de las partículas de precipitación, con independencia de que haya capas débiles internas. De hecho el modo CW alcanza el 67% de presencia en los 5 días previos a un MAC en el sector occidental por un 42% en el mediterráneo. Sustentando estas variaciones en porcentajes y orden de rango de los TPM entre la serie de invierno y la serie previa a un MAC, se ha comprobado que la serie de 10 días previos a un MAC es estadísticamente distinta de la media invernal en ambos nivoclimas, siendo la serie de 10 días previos incluso distinta entre ambos nivoclimas.

La frecuencia de TPM en los 30-10 días previos a una avalancha por paso de esquiador (SKA) en la zona mediterránea es la misma que en los días previos a un MAC (CD, WD, CW, WW), pero con un incremento de los CD y una disminución de los CW, que no se diferencian de la tasa propia de la serie invernal. En cambio, en el sector oceánico el orden de los TPM difiere de los días previos a un MAC, siendo CD, CW, WD, WW. La principal diferencia es la supremacía de modos CD en los 10 días previos a un SKA, como sucede en el ámbito mediterráneo, y un peso aún importante de los días nivosos fríos, a diferencia de lo que sucede en el ámbito mediterráneo, donde la componente de precipitación no es demasiado relevante y donde la distribución de modos TPM se asemeja a la de la serie invernal.

La principal diferencia entre el sector oceánico y el mediterráneo es que en el oceánico se necesitan más días nivosos-fríos (23%) para un SKA, por sólo un 8% en el mediterráneo, incluso en algún caso no es necesario ni un solo día nivoso-frío al cuantil $P>60$ y $T<40$. Las condiciones previas a un SKA en el sector mediterráneo son muy similares a las condiciones normales del invierno, y se es mucho menos dependiente de días nivosos y más de días secos y fríos para la generación de avalanchas, tanto de un MAC como de un SKA, que en el dominio atlántico. Se ha comprobado que la serie de 10 días previos a un SKA es estadísticamente distinta de la media invernal sólo en el nivoclima oceánico, y como sucedía con la serie previa a un MAC, también la serie de 10 días previos a un SKA es estadísticamente distinta entre ambos nivoclimas.

- Condiciones del manto nivoso y modos combinados T-P

Al comparar la estructura del manto nivoso y los TPM, en el sector mediterráneo se ha observado una correlación positiva estadísticamente significativa entre la cantidad de días modo frío-húmedo (CW) al percentil 25-75 con la presencia de capas débiles persistentes

(facetas y cubiletes) de dureza inferior a nivel 3 (penetración de un dedo) con un factor de correlación $R = 0.54$, ($\alpha < 0.05$). Se observa también una correlación negativa significativa entre la formación de capas débiles persistentes y la frecuencia anual de días de modo cálido-húmedo al percentil 40-60 ($R = -0.55$). Esto significa que en la región mediterránea es más probable que se formen capas débiles persistentes en inviernos con días de modo frío-nivoso de carácter extremo, mientras que aquellos inviernos en los que aumenta el número de días lluviosos desciende la probabilidad de que se formen capas débiles persistentes. En ambas zonas climáticas, como era de esperar es clara la relación entre el número de días con modo cálido-húmedo en el percentil 40-60 y la presencia de granos de fusión y costras de rehielo (0.48 en la zona mediterránea y 0.58 en la oceánica). Ambas zonas presentan también una correlación positiva significativa entre la presencia de granos no persistentes (granos finos) y el número de días del modo cálido-húmedo, más evidente en la zona oceánica (factor de correlación $R = 0.51$ en la zona mediterránea al percentil 25-75 y $R = 0.52$ en la zona oceánica al percentil 40-60). Estos datos reafirman el concepto de que inviernos de condiciones templadas y húmedas favorecen estructuras internas estables, donde las inestabilidades serán en todo caso de niveles superficiales (granos de fusión, partículas de precipitación).

Los nivoclimas se clasifican en base a valores medios de parámetros meteorológicos y de las características de las avalanchas (Armstrong y Armstrong, 1987; McClung y Schaerer, 2006). Es por ello que los resultados presentados hasta el momento aportan nuevos conocimientos sobre los nivoclimas del Pirineo Oriental, donde se han diferenciado básicamente dos tipos: el mediterráneo y el oceánico. Se ha identificado una tercera zona partir de la ocurrencia de avalanchas y del análisis sinóptico, la continental o de transición, pero no se ha podido describir su nivoclima al no poder identificar los modos combinados de temperatura y precipitación que controlan la evolución del manto y la generación de avalanchas por falta de datos meteorológicos y de estructura del manto nivoso. Hasta el momento, este trabajo aporta información sobre los factores meteorológicos y atmosféricos que provocan determinados tipos de avalanchas en los distintos macizos montañosos o unidades físicas del Pirineo Oriental. Se han obtenido valores climáticos, diversos para las distintas zonas, relacionados con la actividad de aludes. Pero también supone un avance en la definición de regímenes avalanchosos ya que se supera la aproximación climática (establecimiento de promedios) para entrar en las variaciones diarias, mediante la metodología de los TPM, que son las que determinan finalmente la actividad de aludes y que es el enfoque necesario en la operativa de predicción de aludes. Los regímenes avalanchosos tienen en cuenta las variaciones diarias en la existencia de capas débiles y su

extensión (Hägeli, 2004; Hägeli et McClung, 2007), ya que sólo los valores climáticos por sí mismos no son útiles en la predicción.

En este sentido, el siguiente paso en este trabajo ha sido profundizar a escala semanal, temporada por temporada, para conocer el régimen de avalanchas en los dos nivoclimas, el mediterráneo y el oceánico. Es decir, nos vamos a centrar en las variaciones semanales en el estado del manto nivoso a lo largo de la temporada cuyo conocimiento es de mayor utilidad en la predicción de avalanchas, que el conocimiento derivado exclusivamente de las descripciones de los nivoclimas (Hägeli y McClung, 2007). Para ello se van a analizar parámetros de la estructura del manto nivoso e índices relacionados con condiciones inestables del manto nivoso, que han sido desarrollados para ser aplicados en predicción de avalanchas y que aquí vamos a utilizar para avanzar en el conocimiento de los regímenes de avalanchas (Techel y Pielmeier, 2014) y definir mejor los nivoclimas existentes.

Las variables muestreadas semanalmente en los perfiles estratigráficos efectuados entre 1997-98 y 2011-12 (diciembre a abril, 22 semanas por temporada) en las regiones oceánica y mediterránea son: PG_{prop} (proporción del manto consistente en granos persistentes, facetas y cubiletos, que a su vez tengan poca dureza, valor \leq nivel 3, es decir, resistencia inferior o igual a la penetración de un dedo), $SIZE_{prop}$ (proporción del manto consistente en granos gruesos, tamaño ≥ 1.25 mm y a su vez dureza ≤ 3), $HARD_{prop}$ (proporción de manto muy blanda, dureza ≤ 1.3 , es decir igual o inferior a la penetración del puño con cierta resistencia). Las proporciones son porcentajes respecto al espesor total del manto. También se calcula el índice TSA_{layer} (suma de las proporciones de manto consistentes en PG_{prop} , $SIZE_{prop}$ y $HARD_{prop}$), índice asociado a condiciones de inestabilidad del manto nivoso. PG_{prop} , informa de condiciones de inestabilidad por presencia de capas débiles persistentes, mientras que $SIZE_{prop}$ y $HARD_{prop}$ dan cuenta de condiciones de inestabilidad asociadas a situaciones de avalanchas muy diversas.

Se propone medir otros parámetros de la estructura del manto nivoso, complementarios a las capas débiles internas, que dan cuenta de situaciones de avalanchas concretas (definidas por diversos autores como Hägeli et al., 2010; Nairz y Mair, 2013): MF_{prop} (proporción de granos de fusión, costras incluidas) y NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes: partículas de precipitación, partículas de precipitación descompuestas y fragmentadas, granos finos, que a su vez la dureza sea \leq nivel 3). MF_{prop} informa de condiciones asociadas a avalanchas de fusión. NPG_{prop} informa de condiciones de inestabilidad asociadas a avalanchas de nieve reciente y avalanchas de placa. La

clasificación de granos empleada y los parámetros medidos son los correspondientes *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground* (Fierz et al., 2009).

La evolución media del índice TSA a lo largo de la temporada a partir de 15 años de observaciones es similar entre la zona mediterránea y la oceánica (no hay diferencias estadísticamente significativas, Pearson's $r = 0.55$; $n = 22$; $p < 0.01$), pero existen particularidades regionales en la evolución comparada semanalmente temporada a temporada con consecuencias diferenciadas regionalmente en la estabilidad del manto y en el desencadenamiento de aludes. A rasgos generales, en ambos nivoclimas la inestabilidad del manto aumenta desde el inicio de la formación del manto nivoso hasta mediados de febrero, después disminuye hasta principios de abril, y vuelve a aumentar hasta la desaparición del manto. Las diferencias se centran en:

- a) una mayor variabilidad inter-semanal del TSA en la zona mediterránea,
- b) unos mayores valores de TSA en la parte más fría del invierno en la zona mediterránea,
- c) cuando decae la inestabilidad en ambos sectores en el periodo de mediados de febrero a finales de marzo los valores de la inestabilidad son menores en la zona mediterránea, pero en la época primaveral el TSA en la zona mediterránea supera los valores de la zona oceánica.

La inestabilidad superior del manto durante la parte más fría del invierno en la zona mediterránea que en la oceánica no es a cuenta de una mayor proporción de capas débiles persistentes (PG_{prop}), sino de una mayor proporción de $SIZE_{prop}$, es decir de granos de mayor diámetro. En consonancia, también es mayor la proporción de $HARD_{prop}$, es decir, mayor porcentaje de capas de baja cohesión intergranular. Entre ambas zonas existe correlación consistente para la variable PG_{prop} , pero no para $SIZE_{prop}$, ni especialmente para $HARD_{prop}$ la cual se mantiene estable en la zona oceánica mientras que va incrementándose en la mediterránea. La proporción de capas débiles es similar entre ambos nivoclimas, pero son de mayor fragilidad en la zona mediterránea. Esta característica de la estructura del manto mediterráneo es consistente con el mayor porcentaje de días de modo frío-seco al percentil 40-60 (CD) en la serie de invierno en la zona mediterránea (29%) que en la oceánica (23%). Las condiciones climáticas asociadas a días fríos-secos favorecen un balance energético negativo del manto que propicia el facetamiento de los granos, el incremento de su tamaño y la pérdida de cohesión intergranular (Birkeland, 1998; Gruber et al., 2004).

La segunda fase en la evolución climática del manto nivoso consiste en una caída del índice TSA en ambos nivoclimas entre mediados de febrero a finales de abril. El incremento

en la estabilidad del manto nivoso se debe a la reducción del porcentaje de capas débiles persistentes (PG_{prop}) que decae hasta el final de la temporada. Probablemente se deba a la progresiva insolación de las laderas umbrías, el aumento térmico del aire, el aumento de espesor del manto nivoso que dificulta los procesos de metamorfismo de gradiente alto y medio. En este sentido, es destacable que no varía el parámetro $SIZE_{prop}$ en la zona oceánica, pero decae rápidamente en la mediterránea durante el mes de marzo, probablemente por el incremento de partículas de precipitación descompuestas y fragmentadas a raíz de episodios de nevadas en primavera, típicas del clima mediterráneo.

La última fase en la evolución del TSA es el cambio de tendencia que se registra al principio de abril en las dos zonas climáticas por el aumento de MF_{prop} (es el parámetro que presenta menos diferencias entre las dos zonas, Pearson $r = 0.95$, $p < 0.01$). De hecho los granos de fusión empiezan a aumentar en la segunda quincena de febrero, pero no suponen condiciones inestables hasta el principio de abril en que se produce un incremento de $SIZE_{prop}$, cuando los granos de fusión ya están suficientemente desarrollados en tamaño debido al aumento de las temperaturas ambientales. A lo largo de toda la temporada los valores semanales de MF_{prop} en los mantos de la zona mediterránea son sistemáticamente menores que los de la zona oceánica, lo cual sorprende ya que la zona mediterránea está más cercana al mar y a una latitud menor que la oceánica; a 2200 m la temperatura media en invierno es 1.2°C más alta en la región mediterránea que en la oceánica (Oller et al., 2006). La menor presencia de granos de fusión puede deberse a diferencias en las condiciones atmosféricas y en los procesos de estratificación del manto. La región mediterránea está afectada climáticamente por vientos fuertes de componente norte, que tras el paso de frentes de nevadas forman abundantes placas de nieve venteada (García-Sellés et al., 2009). Así lo indica el mayor porcentaje de granos no persistentes en la zona mediterránea sobre la oceánica (mediana de los valores semanales de NPG_{prop} igual a 21 respecto a 16, respectivamente), y de mayores durezas (mediana de la proporción de capas blandas $HARD_{prop}$ igual a 11 en la zona oceánica y 7 en la mediterránea). La proporción más alta de manto endurecido que se registra entre febrero y marzo en la zona mediterránea puede dificultar la penetración de agua líquida desde la superficie hacia el interior del manto, resultando en un menor porcentaje de granos de fusión.

Las diferencias más destacable entre los parámetros de la estructura del manto nivoso de ambas zonas nivoclimáticas es la mayor presencia de capas débiles persistentes y de granos de mayor diámetro en la primera mitad del invierno (diciembre y enero) en la zona mediterránea, así como la mayor proporción de NPG_{prop} en la zona mediterránea gran parte del invierno respecto a la oceánica. Esta combinación de estructuras favorece los patrones de avalanchas de nieve placada en la zona mediterránea. Este hecho se refuerza en la

comparación de temporada por temporada entre las dos zonas nivoclimáticas. La característica más común del manto entre ambas zonas es el incremento parejo de los granos de fusión a partir de mediados de febrero en respuesta al aumento del balance radiativo positivo del manto.

No hay diferencias estadísticamente significativas en los promedios anuales del manto entre las dos regiones, pero sí que se han observado algunas diferencias en algunos parámetros a escala semanal con diferentes consecuencias en la estabilidad del manto entre una zona y otra. Por ello consideramos que se pueden definir dos patrones regionales de manto nivoso en función de la evolución de las condiciones de inestabilidad y de la proporción de tipos de granos: un manto oceánico y un manto mediterráneo.

- Patrones de manto nivoso

La clasificación de patrones de manto nivoso se ha realizado mediante la distribución de medidas de posición de diversas variables de la estructura del manto nivoso. Se escogen determinadas variables en función de la probabilidad de excedencia de determinados umbrales. Entre ellas se eligen las variables que mejor discriminan los tipos de manto nivoso, es decir, aquellos parámetros que muestran una mayor variabilidad entre los dos nivoclimas. Cada invierno se puntúa con el número de parámetros que exceden el rango de variabilidad comprendido entre los percentiles 25-75. Los parámetros escogidos son los que no están bien correlacionados con el índice de inestabilidad TSA para evitar redundancias. Los parámetros escogidos son el índice TSA_{layer} , la proporción de granos persistentes que aún perdura en marzo y abril (PG_{Mr-Ap}), la proporción de granos de fusión y costras (MF) y la proporción de granos no persistentes (NPG). Son los que mejor segregan los perfiles del manto nivoso entre patrón mediterráneo y oceánico. Los datos analizados son las distribuciones de las medias anuales de cada una de estas variables de 1997-98 a 2011-12. Las medias anuales se obtienen de las 22 muestras semanales por temporada, de diciembre a abril, de un punto de observación para cada una de las zonas nivoclimáticas.

Como resultado, el patrón de manto nivoso mediterráneo se define por valores relativamente altos de variables asociadas a condiciones de inestabilidad ($TSA_{layer}>72$), moderado porcentaje de granos de fusión ($MF<31$), moderado porcentaje de nieve venteada y granos no persistentes ($NPG>17$), presencia de capas débiles persistentes al inicio de la primavera ($PG_{Mr-Ap}>15$). El patrón de manto oceánico se define por valores relativamente bajos de variables asociadas a condiciones de inestabilidad ($TSA_{layer}<49$), porcentaje relativamente alto de granos de fusión ($MF>34$), bajo porcentaje de nieves venteadas y

granos no persistentes ($NPG < 16$) y muy baja presencia de capas débiles persistentes en el inicio de primavera ($PG_{Mr-Ap} > 10$).

Ambos patrones muestran baja homogeneidad espacial ya que tan sólo en el 40% de los inviernos un mismo patrón de manto nivoso se ha extendido por ambas zonas nivoclimáticas del Pirineo Oriental (caso de patrón extremo). Por tanto, el manto en la región mediterránea no siempre es de patrón mediterráneo (10 de 15 inviernos), ni tampoco lo es siempre de patrón oceánico en la zona nivoclimática oceánica (9 de 15 inviernos). Respecto a la variabilidad temporal, ningún patrón predomina temporalmente sobre el otro, aunque se observa una concentración de patrón mediterráneo extremo entre los inviernos 2005-2006 a 2010-2011.

A nivel estacional, respecto a qué patrones de manto nivoso existen cuando se registran ciclos de grandes aludes, tanto en inviernos con manto heterogéneo como extremo u homogéneo son igualmente proclives a la generación de ciclos de grandes avalanchas. Es más probable que se produzca un MAC cuando existe manto oceánico (4 MAC registrados en 7 inviernos de manto oceánico, 2 MAC in 7 inviernos de manto mediterráneo), y aumenta la probabilidad en caso de que el manto oceánico sea extremo (3 MAC en 3 inviernos de manto oceánico extremo), mientras que en 4 inviernos de manto mediterráneo extremo sólo se han registrado 2 MAC.

A escala semanal, en la zona nivoclimática oceánica se analizan 4 casos de MAC en los que se dispone de perfiles estratigráficos en los días del episodio. En uno de ellos el índice de inestabilidad TSA estuvo por debajo de la mediana (M), en otro caso ligeramente por encima y en los otros los valores fueron muy altos, con anomalía de +2 desviaciones típicas. A escala estacional, el manto fue de patrón mediterráneo extremo en uno de ellos (2005-06) y de patrón oceánico en el resto (2002-03 y 2004-05, 2003-04 oceánico extremo).

El MAC del 31 de enero de 2003, temporada de patrón de manto oceánico, valor de $TSA=56$ ($M=64$) en el ciclo. Las condiciones de inestabilidad vinieron dadas por el alto porcentaje de capas de baja dureza compuestas por partículas de precipitación y partículas de precipitación descompuestas y fragmentadas, debido a una intensa nevada de 128 mm/24 h (SWE) registrados en la Bonaigua. El estado previo del manto no fue relevante en la ocurrencia del MAC.

El MAC del 2 de enero de 2004, temporada de patrón de manto oceánico extremo, $TSA=18$, valor subestimado ya que fue medido 4 días antes del MAC al inicio de la precipitación que generó el ciclo, una nevada persistente de 100 cm/72 h (SWE de 44

mm/72). En los 10 días previos al MAC hubo 5 del modo combinado temperatura-precipitación CW (frío/nivoso) al percentil 25-75.

El MAC del 21 de enero de 2005, temporada de patrón de manto oceánico, TSA=168 por el gran porcentaje de capas débiles persistentes internas y capas blandas de partículas de precipitación en superficie (nevada persistente SWE 78 mm/92 h).

El MAC del 26 de marzo de 2006, temporada de patrón mediterráneo extremo, TSA=159, por el gran porcentaje de capas débiles persistentes internas súbitamente afectadas por fusión. Los 3 días previos al MAC los modos combinados TP fueron WD (cálido/seco) al percentil 25-75, alcanzando la temperatura el percentil 100 el día de los eventos de avalanchas. El súbito cambio en la forma del grano dio lugar a las avalanchas de deslizamiento basal (*warm glides*). En el perfil de la semana siguiente el parámetro *PG* (granos persistentes) fue sustituido por *MF* (granos de fusión).

A escala semanal, respecto a qué patrones de manto nivoso existen cuando se registran ciclos de grandes aludes en la zona de nivoclima mediterráneo, se analizan 4 casos en los que se dispone de perfiles estratigráficos en los días del episodio. A escala estacional, una temporada fue de patrón oceánico extremo (1997-98), el resto fueron de patrón mediterráneo (2002-03 y 2005-06 mediterráneo extremo con dos MAC). Durante los MAC, los valores de TSA estuvieron por encima de la mediana en 3 casos.

El MAC del 18 de diciembre de 1997, temporada de patrón de manto oceánico extremo, TSA=85, por alta proporción de capas débiles persistentes y grueso tamaño de grano. Fue excepcional por tratarse de un *slushflow*. La precipitación fue muy abundante (175 mm/72 h en el Port del Comte, región Prepirineu) con cota de nieve ascendente por encima de 2000 m, por lo que al final cayó agua líquida sobre la nieve reciente. El porcentaje de granos facetados de baja cohesión era alto (*PG*=36) con cubiletos o escarcha de profundidad en la base; desde la superficie penetraba agua líquida y el porcentaje de granos de fusión era también muy alto (*MF*=41). Hubo diversos aludes de fusión con daños en infraestructuras de la estación de Esquí de Port del Comte (Furdada et al., 1999).

El MAC del 27 de febrero de 2003, temporada de patrón de manto mediterráneo, TSA=17 (valor muy bajo, mediana M=61). Durante enero y las semanas de febrero previas, el manto presentaba anomalías de TSA de entre +1.6 y +1.8 desviaciones típicas, acorde con condiciones de tiempo frío y seco (largas secuencias de percentiles 25-75 combinados de precipitación-temperatura del modo CD (frío/seco)). El perfil estratigráfico efectuado el mismo día del MAC no es muy representativo de la situación del manto, ya que pese a presentar granos facetados, las capas estaban muy endurecidas (probablemente por efecto

de condiciones locales). El MAC se debió a acumulación de nieve reciente sobre un manto inestable.

El resto de MAC se producen con valores del índice de inestabilidad *TSA* superiores a la mediana (83 y 142), siendo el parámetro de capas débiles persistentes (PG_{prop}) el más alto de los parámetros que conforman el índice *TSA*.

Respecto a la variabilidad espacial de los patrones de manto nivoso, casi en la mitad de ocasiones (7 de 15) se dan condiciones de patrón extremo de manto nivoso, un mismo patrón afecta ambos dominios nivoclimáticos, sobre todo entre 2003-04 y 2009-10. En los inviernos en los que hay variabilidad de patrón de manto nivoso es debido a diferencias meteorológicas que se registran mayoritariamente a principio de invierno. Un ejemplo es el caso del invierno 2002-03, con patrón oceánico en la zona oceánica y patrón mediterráneo en la zona mediterránea, con un periodo cálido en diciembre común a ambas zonas, pero con lluvia en la zona oceánica (días WW (cálido/húmedo) en modo combinado al percentil 40-60) y condiciones secas en la mediterránea (días WD (cálido/seco)). En ambas zonas se inicia la formación de granos facetados con aumento de diámetro y bajas durezas, pero se interrumpe en la región oceánica por las lluvias (sustitución por granos de fusión), mientras que se mantienen las capas débiles persistentes en la mediterránea hasta mediados de febrero con índices de inestabilidad más altos. Otra diferencia que comportó dos evoluciones de manto distintas fueron las nevadas intensas y persistentes en la zona oceánica (finales de enero-principios de febrero), ausentes en la mediterránea. Esto dio origen a un MAC en la zona oceánica (31 de enero de 2003), con independencia del estado interno del manto. Otra diferencia meteorológica entre ambas zonas fueron las nevadas intensas de finales de febrero en la zona mediterránea originando un MAC (27 de febrero de 2003), ausentes en la zona oceánica. Un mes de marzo seco y climáticamente menos cálido en la zona mediterránea que en la oceánica vuelve a generar capas débiles persistentes todo el mes en la zona mediterránea, mientras que en la zona oceánica un mes de marzo más húmedo y más cálido genera granos no persistentes y un predominio absoluto de granos de fusión durante la segunda quincena.

En caso de patrón de manto extremo, ha habido 4 inviernos de manto mediterráneo sobre ambas zonas climáticas, concentrados temporalmente entre 2005-06 y 2010-11. En 2 de los 4 casos se han registrado un total de 3 MAC. Una causa climática que ha generado este patrón de manto extremo en 3 de las 4 temporadas ha sido un diciembre más frío de lo normal con mantos nivosos de escaso espesor (2005, 2008 y 2010). Como es propio en un manto de patrón mediterráneo, el índice de inestabilidad del manto nivoso *TSA* ha sido superior a la media en la zona oceánica (2005-06, 2006-07, 2008-09 y 2010-11) y se

considera normal en la región mediterránea, excepto en el mes de diciembre en que las anomalía medias de TSA respecto a la media estacional se encuentran entre +1 y +2 desviaciones típicas. Los MAC registrados durante el patrón mediterráneo extremo presentaban índices de inestabilidad TSA superiores a la mediana estacional. Los MAC desencadenados en el patrón de situación sinóptica "Anticiclón subtropical, C6" se han dado en mantos de patrón mediterráneo extremo.

Un ejemplo de patrón mediterráneo extremo fue el 2005-06. De toda la serie temporal en que se han analizado los parámetros del manto nivoso (1997-2012), es el invierno en el que se ha registrado el MAC de mayor magnitud de dicha serie, según Oller et al. (2015), en términos de mayor número de grandes avalanchas observadas y de su frecuencia estimada. El invierno avanzó de forma similar en ambas zonas nivoclimáticas, con frío y diversas nevadas a finales de noviembre, pero con vientos fuertes en la zona mediterránea que generaron granos no persistentes ($NPG_{prop}=48$ la última semana de noviembre). Un largo periodo anticiclónico sin nevadas permitió la proliferación de capas débiles persistentes en la zona oceánica ($PG_{prop}=81$ la última semana de diciembre), mientras que el manto afectado por el viento en la zona mediterránea con granos más pequeños y capas más densas desarrollaba capas débiles más lentamente. A finales de enero se producen nevadas generales, más intensas y persistentes en la zona mediterránea con cota de nieve ascendente, que generan un MAC el 31 de enero de 2006 en la zona mediterránea, no en la oceánica. El manto se estabiliza rápidamente en la zona mediterránea por la interrupción del proceso de metamorfismo de gradiente medio y alto tras las nevadas húmedas comentadas, pero se mantienen las capas facetadas con elevados índices de inestabilidad en la zona oceánica. Un frío mes de marzo vuelve a generar capas débiles persistentes en la zona mediterránea, ya existentes en la oceánica. Finalmente, hay un abrupto ascenso térmico por intrusión de una lengua de aire cálido del norte de África y se produce un MAC que afecta ambos dominios nivoclimáticos el 26 de marzo con avalanchas de deslizamiento basal, a causa de la presencia generalizada de los comentados granos facetados. El día previo a las avalanchas y el propio día se supera el percentil 81 de temperatura en ambos nivoclimas, mientras que el índice de inestabilidad TSA presenta una anomalía de +2 desviaciones típicas en la zona oceánica y más moderada en la zona mediterránea ($TSA=83$).

Respecto a inviernos con patrón de manto nivoso oceánico extremo, ha habido 3 en los 15 años de estudio (1997-98, 2003-04 y 2009-10) y en todos ellos se observaron MAC, pero de baja magnitud (Oller et al., 2015) y con valores de TSA en los perfiles estratigráficos en los MAC en general por debajo de la mediana estacional ($21 < TSA < 85$; $M=64$ en la zona occidental y $M=61$ en la oriental). Características comunes de estos inviernos de patrón oceánico extremo fueron inicios de temporada con nevadas abundantes y temperaturas

suaves, con las mayores anomalías de precipitación en la región mediterránea. No hay proliferación de capas débiles persistentes y predominan los granos de fusión y los granos no persistentes, con valores muy bajos de $HARD_{prop}$ y $SIZE_{prop}$. Los ciclos de grandes avalanchas son debidos a intensas nevadas y vientos fuertes (patrones sinópticos desencadenantes de avalanchas “Advección del noroeste, C1” y “Baja fría centrada, C4”) con acumulaciones de partículas de precipitación suficientemente importantes para desencadenarse por colapsos internos o en el contacto con la nieve vieja, pero sin intervención de la estructura interna de la nieve vieja.

El invierno de 2003-04 es un ejemplo de manto oceánico extremo. Abundantes nevadas en diciembre y enero con temperaturas normales o ligeramente superiores a las normales construyen un manto estable de granos no persistentes y granos de fusión. El índice de inestabilidad aumenta en episodios de nevadas al incrementarse el porcentaje de granos más gruesos a causa de las partículas de precipitación ($SIZE_{prop}$) y el porcentaje de capas blandas ($HARD_{prop}$); en estas condiciones se produce un MAC el 2 de enero en la zona oceánica (135 cm/5 días). En algunos periodos de tiempo seco y anticiclónico en enero y febrero crecen granos persistentes y se produce alguna avalancha al paso de esquiadores. Las capas débiles persistentes no tienen condiciones para seguir evolucionando ya que nuevas y abundantes nevadas en marzo y abril hacen aumentar el espesor del manto y disminuye el gradiente térmico del manto. Las nevadas de primavera evolucionan a granos de fusión y aumenta el índice de inestabilidad TSA por el incremento de tamaño de grano ($SIZE_{prop}$), producto de la coalescencia entre granos de fusión. Pese a que hay condiciones de avalanchas de nieve húmeda son de tamaño pequeño o mediano, al ser aludes superficiales.

En el invierno de 2003-04, en la región mediterránea no se produce ningún MAC ni hay registro de accidentes por avalanchas provocadas por esquiador. Fue el invierno con el valor medio estacional de TSA más bajo de los 15 años de estudio, con un anomalía estacional de -1.3 desviaciones típicas. Como diferencia respecto a la zona oceánica, la inestabilidad del manto fue mayor en febrero debido a unas condiciones meteorológicas de mayor sequedad y menor espesor de manto que permitieron un mayor porcentaje de granos persistentes. La actividad de aludes de fusión en primavera (nivoso y fría) fue superior a la habitual pero sin ser de grandes dimensiones ya que internamente el manto se mantenía bien consolidado con granos no persistentes.

- **Efecto de los modos combinados TP en los patrones de manto nivoso.**

En la región noroccidental (Aran-Franja Norte de la Pallaresa, AR), zona nivoclimática oceánica, el modo combinado WW (cálido/húmedo) en los percentiles $T_{>60}P_{>60}$ es mayor en los inviernos con patrón de manto oceánico (8 días de promedio) que en inviernos de manto mediterráneo (6 días de promedio) y aumenta hasta 10 días de media en inviernos de manto oceánico extremo. Esta meteorología es coherente con los procesos de formación de mantos húmedos con alta proporción de granos de fusión y modesta presencia de capas débiles persistentes. Por otra parte, los inviernos de manto oceánico extremo son más dependientes de la precipitación que de la temperatura ya que también hay un aumento de los días CW (frío/húmedo) en los percentiles $T_{<40}P_{>60}$. Los inviernos en la zona oceánica con dominio de manto de patrón mediterráneo no muestran variaciones en la distribución de los modos combinados TP en los percentiles 40-60 con respecto a la distribución media de la serie invernal, WD-CD-CW-WW, siendo el cálido/seco el más frecuente y el cálido/húmedo el menos frecuente.

En las regiones orientales (Ter-Freser, TF; Cadí-Moixeró, CM; Prepirineo, PR), zona nivoclimática mediterránea, cuando domina el manto de patrón mediterráneo la distribución de los modos combinados TP en los percentiles 40-60 no difiere de la distribución media de la serie invernal (WD-CD-CW-WW), incluso en inviernos de manto mediterráneo extremo. No obstante en años de manto oceánico, el modo cálido/húmedo pasa de la cuarta a la tercera posición en frecuencia, siendo el frío/húmedo el menos frecuente de todos; incluso el modo WW dobla su frecuencia en los años de manto oceánico extremo. Al percentil 25-75, en los inviernos de manto oceánico se nota un aumento de los días fríos/secos (aumento de hasta el 20% respecto a la distribución media invernal), siendo notable el aumento en los inviernos de manto oceánico extremo (días fríos/secos superan la media en un 40%). El incremento simultáneo de días extremos fríos/secos y cálidos/húmedos puede parecer contradictorio, pero podría deberse a la combinación de frecuentes advecciones frías y secas en el extremo oriental de los Pirineos tras el paso de numerosos frentes atlánticos cálidos/húmedos.

- **Evolución temporal de los modos combinados TP.**

Sobre la evolución temporal de los modos combinados al percentil 40-60 relacionados con la actividad de grandes aludes en los últimos 40 años, el modo CD, que favorece el debilitamiento del manto por la formación de capas débiles persistentes, ha sufrido una disminución en su frecuencia (43 días en 39 años), aunque parece haberse estabilizado

durante los últimos 20 años. Respecto al modo CW, el responsable de nevadas de nieve fría y seca, su frecuencia ha disminuido desde los años 80 en la zona nivoclimática mediterránea, pero se está incrementando en la región oceánica (7 días en 36 años). No obstante, la alta variabilidad interanual de este modo asegura inviernos nivosos y ocurrencia de MAC en la región mediterránea (los inviernos más nivosos desde 1979 han sido relativamente recientes, 1995-96 y 2005-06), aunque efectivamente el modo WD se está incrementando (13 días en la década 2000-2010). Las tendencias son consistentes (test Kendall-Spearman) al nivel de confianza del 99% en la zona nivoclimática mediterránea y mayoritariamente al del 95% en la oceánica.

Estos aspectos se han desarrollado en el capítulo 4 de la tesis.

5.4 RESPUESTA DEL MANTO NIVOSO AL CAMBIO CLIMÁTICO

Para conocer la evolución futura del peligro de avalanchas en el Pirineo, no sólo es necesario atender a la tendencia observada en el comportamiento de algunos parámetros meteorológicos fundamentales, como la combinación de temperatura y precipitación, responsables de la formación y duración del manto nivoso y de condicionar su estabilidad. Es fundamental, también, identificar cuál es la respuesta del propio manto nivoso al cambio climático. Desde el punto de vista de las avalanchas, el relieve condiciona el posible desencadenamiento de la masa de nieve, primero porque de la inclinación de la ladera depende el ángulo de reposo de cada tipo de grano de nieve, y segundo porque de la orientación de la ladera va a depender el balance energético del manto nivoso. El balance radiativo dirige los metamorfismos del manto; los procesos de transformación interna son responsables de los cambios en las propiedades estructurales y mecánicas del manto nivoso y, en fin, de su grado de estabilidad (Brun et al., 1989; Bartelt and Lehning, 2002). Por todo ello, se ha considerado la orientación, ángulo y altitud de la ladera como puntos de partida en la respuesta del manto nivoso al cambio climático, ya que es el factor del relieve que condiciona su balance energético.

En las recientes décadas se ha observado un incremento en la temperatura del aire en la mayoría de las regiones montañosas del planeta, incluidos los Pirineos (Pepin and Seidel, 2005; Diaz and Eischeid, 2007; Esteban et al., 2012; López-Moreno et al., 2013). Pese a las incertidumbres y amplias variabilidades regionales, los modelos climáticos proyectan un incremento de la temperatura en las próximas décadas (IPCC, 2007), con consecuentes impactos en la acumulación y duración del manto nivoso en las zonas montañosas que se traducirán en mantos menos espesos y de menor duración (Uhlmann et al., 2009; Pons et al., 2012). Este aspecto es de vital importancia en zonas donde puede considerarse el manto nivoso como marginal, caso de la zona nivoclimática mediterránea del Pirineo Oriental.

La variabilidad espacial del balance energético del manto nivoso se debe en gran medida a la orientación y a la pendiente de la ladera. Como resultado, la actividad de aludes muestra una enorme variabilidad espacial, no sólo a escala regional de macizo montañoso, sino también a escala local de ladera (Hägeli, 2004). Por tanto, la hipótesis de partida es que la sensibilidad del manto nivoso al calentamiento climático variará fuertemente dependiendo de la orientación.

Se han utilizado los datos de 5 estaciones nivometeorológicas automáticas del conjunto del Pirineo por encima de 2000 m (Bonaigua y Sasseuba del Pirineo de Catalunya, Perafita y Bony Negre de Andorra e Izas de Aragón), con series de entre 15 y 3 años durante el periodo invernal; se han trabajado los datos de temperatura del aire, humedad relativa, precipitación, velocidad del viento, radiación solar global y espesor de nieve a resolución horaria. Se han simulado los cambios en el espesor máximo medio del manto nivoso y en la duración del manto nivoso a partir del balance de energía que existiría bajo condiciones de cambio climático expresado en un aumento de la temperatura de 1, 2 y 3°C. Para modelizar los cambios en el manto nivoso se ha utilizado el Cold Regions Hydrological Model (CRHM), orientado a simular procesos hidrológicos en regiones frías (Pomeroy et al., 2007).

Tras contrastar satisfactoriamente los datos observados con los simulados por el modelo, los resultados para un escenario futuro de un incremento de la temperatura del aire igual a 1°C, muestran que los espesores máximos de nieve por temporada disminuirían entre 11-17% respecto a los actuales en terreno llano (valores similares en orientaciones E y W, aunque mínimamente más elevados), entre 8-15% en laderas sombrías (N, NW y NE) y entre un 15-22% en orientaciones soleadas (S, SW y SE). A medida que aumenta la temperatura (escenarios de 2 y 3°C), la sensibilidad del manto a reducir su espesor máximo es continua y es mayor en laderas soleadas que en umbrías. Estos resultados implican a priori mayores gradientes térmicos del manto, debido a la reducción del espesor, y condiciones propicias para el desarrollo de capas débiles persistentes; cabría pensar que el incremento de temperatura del aire sería un proceso atenuante de un mayor enfriamiento del manto que el actual, pero la clave estaría en los procesos que favorecen la pérdida de energía del manto por irradiación y estos dependen en gran parte de las condiciones de humedad, cuanto mayor número de días y noches despejadas mayor pérdida de energía del manto, al menos entre diciembre y febrero en que las horas nocturnas son notablemente superiores a las diurnas.

Respecto a la fusión, en las condiciones actuales, en dos de las estaciones de mayor innivación (Bonaigua e Izas), de clima atlántico, aproximadamente a 2200 m, la tasa de fusión en laderas soleadas es similar en marzo, abril y mayo (aumenta de un 20 a un 25%) y aumenta claramente en junio hasta un 30%. En las orientaciones norte el aumento de la tasa de fusión es más evidente y acentuado mes a mes a partir de marzo, ya que la radiación incidente aumenta a un ritmo mayor que en las laderas soleadas, ya expuestas a la radiación directa durante los meses previos; el porcentaje de fusión pasa de un 5% en marzo a un 50% en junio. En escenarios de incremento de 1°C no hay diferencias importantes en el patrón de fusión en las laderas norte, pero en las soleadas se avanza el

incremento de junio a mayo. Es a partir de un incremento de 2°C en la temperatura cuando la fusión en las norte se dispara en el mes de mayo. En un incremento de 3°C no varía al patrón en las norte pero en las sur el periodo de mayor fusión se adelanta al mes de marzo, mientras que en el mes de mayo apenas quedarían vestigios de manto nivoso.

Estos cambios en los patrones de fusión del manto nivoso tendrían implicaciones en la estabilidad estructural del manto nivoso a partir de un incremento de 2 y 3°C. Estas implicaciones serían más serias en las laderas umbrías que en las solanas, ya que se produciría una evolución temporal muy brusca de los procesos de transformación de la nieve seca de gradiente medio o alto aun presentes en el mes de marzo a un notable incremento de los procesos de fusión en el mes de abril. Estos cambios bruscos en los metamorfismos del manto nivoso son responsables actualmente de avalanchas de placas húmedas por capas persistentes profundas (*deep slab avalanches*), ya que las capas débiles persistentes que se encuentran en las capas basales (facetas y cubiletos) se sobrecargan por la humidificación de las capas superiores provocando su colapso (Marienthal et al., 2012). Es un tipo de avalancha con gran poder destructivo debido a la alta densidad de la nieve en movimiento y con elevadas presiones de impacto en su frente.

Al igual que sucede con la sensibilidad del espesor máximo del manto a reducirse por efecto del aumento de la temperatura del aire, la sensibilidad del manto a disminuir su duración ante un aumento térmico es mayor en orientaciones sur que en norte. En las orientaciones umbrías, la respuesta de la duración del manto a un aumento térmico de 1°C es de una reducción 11 días para el conjunto de estaciones analizadas. Si consideramos un aumento de 3°C no se reducen excesivamente, apenas 2-3 días más. Por el contrario, en las orientaciones soleadas, ante un incremento de 1°C la disminución media en la duración del manto es de 15 días, pero aumenta en 8 días más en un escenario de incremento térmico de 3°C.

La disminución del periodo de cobertura de manto nivoso probablemente no afectaría a la frecuencia de ocurrencia de grandes avalanchas. De los 25 ciclos de grandes avalanchas registrados en el Pirineo de Catalunya entre 1970-2007, el 88% se han registrado en el corazón del invierno (diciembre a marzo), meses en los que el manto nivoso tiene presencia permanente por encima de 2200 m (si bien es cierto que en el sector mediterráneo la cobertura a veces es discontinua por el efecto erosivo del viento, pero es independiente del carácter térmico de la temporada). Los ciclos de grandes avalanchas registrados al inicio de la temporada se han producido independientemente de la existencia de un manto nivoso previo, ya que correspondieron a nevadas intensas depositadas directamente sobre el terreno (30/10/1974, 5/10/1992). Tan sólo existe registro de un ciclo

de grandes avalanchas ocurrido al final de temporada (2/4/2007), por lo que la afectación de una reducción de la duración del manto en la dinámica de avalanchas sería muy baja.

Para la dinámica de avalanchas, más importante que los cambios en el espesor máximo de nieve o que la duración de la permanencia de la nieve en el suelo, puede ser el cambio altitudinal del umbral nieve-lluvia en los episodios de precipitación como consecuencia del incremento de temperatura. Probablemente, la respuesta no lineal en la sensibilidad del manto ante el aumento de temperatura del aire que se manifiesta en el cambio abrupto que se observa en alguna de las estaciones estudiadas a partir del aumento de 2°C sea debido a las condiciones climáticas de la temperatura en el Pirineo. Así, cuando el manto nivoso se encuentra cerca de condiciones isotérmicas (0° C a lo largo de todo su espesor) o las nevadas caen con temperaturas cercanas al umbral de cambio de fase nieve-lluvia, un pequeño cambio en la temperatura puede acelerar los procesos de fusión. De hecho, en los años recientes se ha observado un aumento de los ciclos de grandes avalanchas de fusión por concatenamiento de nevadas y lluvias en advecciones del oeste y noroeste -inviernos 2012-13, 2013-14 y 2014-15 (Oller et al., 2015; Institut d'Estudis Catalans, 2016).

Estos aspectos se han desarrollado en el capítulo 3 de la tesis.

5.5 REFERENCIAS

- Armstrong, R.L., Armstrong, B.R. 1987. Snow and avalanche climates of the western United States: a comparison of maritime, intermountain and continental conditions. International Association of Hydrological Sciences Publication 162, 281–294.
- Bartelt, P. Lehning, M. 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I; numerical model. Cold Regions, Science and Technology 35, 123-145.
- Beniston, M., Keller, F., Koffi, B. and Goyette, S. 2003. Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. Theoretical and Applied Climatology, 76, pp. 125-140.
- Beniston, M. and Goyette, S., 2007. Changes in variability and persistence of climate in Switzerland; exploring 20th century observations and 21st century simulations. Global and Planetary Change, 57, pp. 1-20.
- Beniston, M., Uhlmann, B., Goyette, S., and López-Moreno, J.I. 2011. Will snow-abundant winters still exist in the Swiss Alps in an enhanced greenhouse climate? International Journal of Climatology, 31, 1257-1263.

- Birkeland, K.W., 1998. Terminology and predominant processes associated with the formation of weak layers of near-surface faceted crystals in the mountain snowpack. *Artic and Alpine Research*, Vol. 30, 193-199.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Climatology* (35), 121, 333-342.
- Burkard, A. and Salm., B., 1992. Die Bestimmung der mittleren Anrissmächtigkeit d_0 zur Berechnung von Fließlawinen (Estimate of the average release depth d_0 for the calculation of flowing avalanches). Internal Report of the Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research, No. 668, Davos, Switzerland.
- Diaz, H.F., Eischeid, J.K. 2007. Disappearing "alpine tundra" Köppen climatic type in the western United States. *Geophysical Research Letter* 34:L18707.
- Dickson, R.R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G., Maslowski, W. 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 13 (15), 2671–2696.
- Eckert, N., Parent, E., Naaim, N., Richard, D. 2007. Bayesian stochastic modelling for avalanche predetermination: from a general system framework to return period computations. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 22 (2), 185–206.
- Esteban, P., Jones, P.D., Martín-Vide, J., Mases, M. 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* 25, 319–329.
- Esteban, P., Duran, M., Aguilar, E. 2012. Tendencias recientes e índices de cambio climático de la temperatura y la precipitación en Andorra, Pirineos (1935-2008). *Pirineos*, 167(0): 87-106 doi: 10.3989/Pirineos.2012.167005.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. and Sokratov, S.A. 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Furdada, G., Martínez, P., Oller, P., Vilaplana, JM. 1999. Slushflows at El Port del Comte, northeast Spain. *Journal of Glaciology*, vol. 45, N° 151, pp. 555-558.
- García-Sellés, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P. 2007. Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, 49–56.
- García-Sellés, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavaldà, J., Martínez, P., Peña, JC. 2009. Major avalanches occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*. 59, 106–118. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.07.009.
- García-Sellés, C., Peña, JC., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2010. WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 64, 137-145. doi:10.1016/j.coldregions.2010.08.003.
- García-Sellés, C., Manguán, S., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2013. Combined temperature - precipitation winter modes and major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble-Chamonix Mont Blanc*. 1264-1269.
- Gillet, N.P., Graf, H.F., Osborn, T.J. 2003. Climate Change and North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph*, 134. American Geophysical Union, 193–209. doi:10.1229/134GM09.
- Greenwood, P.E., Nikulin, M.S. 1996. A guide to chi-squared testing. Wiley, New York. ISBN 0-471-55779-X.

- Gruber, U., Hägeli, McClung, D.M., Manners, E. 2004. Large-scale snow instability patterns in Western Canada: First analysis of the CAA-InfoEx database 1991-2002. *Annals of Glaciology*, 38, 15-20.
- Hägeli, P. 2004. Tesis: Scale analysis of avalanche activity on persistent snowpack weaknesses with respect to large-scale backcountry avalanche forecasting. The University of British Columbia. 254 pp.
- Hägeli, P., McClung, D.M. 2007. Expanding the snow climate classification with avalanche relevant information - initial description of avalanche winter regimes for south-western Canada. *Journal of Glaciology*, 53, 266-276.
- Hägeli, P., Atkins, R., and Klassen, K. 2010. Auxiliary material for Decision making in avalanche terrain: a field book for winter backcountry users. Canadian Avalanche Centre, Revelstoke, B.C
- Herrero, J., Polo, M.J. 2016. Evapostublimation from the snow in the Mediterranean mountains of Sierra Nevada (Spain). *The Cryosphere*, 10, 2981–2998. doi:10.5194/tc-10-2981-2016.
- Hurrell, J.W., Deser, C. 2009. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 78, 28–41.
- Institut d'Estudis Catalans. 2016. Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya. Ed. Generalitat de Catalunya, 626 pp. Barcelona.
- IPCC. 2007. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., Quin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Mille, H.L. (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, p.996.
- Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* 17, 1433–1450.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, C.K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jeene, R., Joseph, D., (1996). The NCEP/NCAR 40 years reanalysis project. *Bulletin of the AMS* 77, 437–471.
- Keylock, C.J. 2003. The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland. *Geophysical Research Letters* 30, 5 (58), 1–4.
- López-Bustins, J.A. 2007. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Pyrenees. PhD Thesis. Department of Physical Geography and Regional Geographical Analysis, University of Barcelona. Catalonia. 184 pp.
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., García-Ruiz, J.M. 2006. Trends on high flows in the Central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change? *International Journal of Hydrological Sciences* 51 (6): 1039-1050.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, M. 2007. Atmospheric circulation influence on the interannual variability of the snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century. *Nordic Hidrology* 38 (1), 33–44.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, M. and Beniston, M. 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77, pp. 62-76.
- López-Moreno, J.I., Pomeroy, J., Revuelto, J., Vicente-Serrano, S.M. 2013. Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes* 27(18):2637-2650.

- Male, D.H. 1980. The seasonal snowcover. In *Dynamics of the Snow and Ice Masses*, S. Colbeck (Ed.). Academic Press, Toronto, pp. 305-395.
- Manguán, S., García-Sellés, C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2013. Efecto combinado de la temperatura y la precipitación en la actividad de grandes aludes en el Pirineo Oriental. *Actas del VIII Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables*. 1169-1180. Palma de Mallorca, Junio 2013.
- Marienthal, A., Hendrikx, J., Chabot, D., Maleski, P., Birkeland, K. 2012. Depth hoar, avalanches, and wet slabs: A case study of the historic March, 2012 wet slab avalanche cycle at Bridger Bowl, Montana. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*. Alaska. ID: 105695555.
- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A. 2006. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 26 (11), 1455–1475.
- Martín-Vide, J., Sánchez-Lorenzo, A., López-Bustins, J.A., Cordobilla, M.J., García-Manuel, A., Raso, J.M. 2008. Torrential Rainfall in Northeast of the Iberian Peninsula: Synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Science and Research*, 2, 99-105.
- McCammon, I., Schweizer, J. 2002. A field method for identifying structural weaknesses in the snowpack, *Proceedings International Snow Science Workshop*, Penticton, BC, 477 - 481
- McClung, D.M. 2000. Extreme avalanche runout in space and time. *Canadian Geotechnical Journal* 37 (1), 161–170.
- McClung, D., Schaerer, P. 2006. *The avalanche handbook*. Seattle. The Mountaineers, 3rd Ed. 288 pp.
- Mock, C.J., Kay, P.A. 1992. Avalanche Climatology of the Western United-States, with an Emphasis on Alta, Utah. *Prof. Geogr.*, 44(3), 307-318.
- Mock, C.J., Birkeland, K.W. 2000. Snow avalanche climatology of the western United States mountain ranges. *Bulletin of American Meteorological Society*, 81 (10), 2367-2392.
- Muntán, E., García, C., Oller, P., Martí, G., García, A., Gutiérrez, E. 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1599-1612.
- Nairz, P., Mair, R. 2013. Avalanche Danger Patterns – a new approach to snow and avalanche analysis. *International Snow Science Workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc – 2013*, 209-214.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García, C., García, A., Martínez, P., 2006. The Avalanche Data in the Eastern Pyrenees. 20 Years of Avalanche Mapping. *Proceedings of the International Snow and Science Workshop*. Telluride, Colorado, USA, pp. 305–313.
- Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C., Angulo, C. 2015. Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twentieth-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 110, doi: 10.1016/j.coldregions.2014.11.012. 129-148.
- Pepin, N.C., Seidel, D.J. 2005. A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *Journal of Geophysical Research*, 110, D03104, 15 pp.
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Hedstrom, N.R., Quinton, W.L., Granger, R.J., Carey, S.K. 2007. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological processes* 21, 2650-2667.
- Pons, M., Johnson, P.A., Rosas-Canals, M., Sureda, B., Jover, E, 2012. Modeling climate change effects on winter ski tourism in Andorra. *Climate Research* 54 (3), 197-207.

- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genovés, A. 1999. A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 19, 765–785.
- Salm, B., Burkard, A., and Gubler, H. 1990. Berechnung von Fließlawinen: eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen (Avalanche calculations: a practical method with examples). *Eidg. Inst. Schnee und Lawinenforsch. Mitt.* 47, 41 pp.
- Sakamoto, C.M. 1973. Application of the Poisson and negative binomial models to thunderstorm and hail days probabilities in Nevada. *Monthly Weather Review*, vol. 101, n° 4, 350–355.
- Schaerer, P. 1986. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review*, vol. 4, n° 3, 2.
- Techel, F., Pielmeier, C. 2014. Automatic classification of manual snow profiles by snow structure. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, doi:10.5194/nhess-14-779-2014. pp.779-787.
- Thom, H. 1966. Some methods of climatological analysis. Technical Note N° 81. WMO, Geneva, Switzerland, 30–34.
- Uhlmann, B., Goyette, S., Beniston, M. 2009. Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperatures, precipitation and humidity under conditions of climate change. *International Journal of Climatology* 29, 1048-1055.
- Villecrose, J. 2001. Les avalanches de janvier et février 1999 dans les Alpes du Nord Françaises. *La Météorologie* 8° série, vol. 32, 11–22.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E. 2001. North Atlantic Oscillation. Concepts and Studies. *Surveys in Geophysics*, 22 (4), 321-381.
- Yue, S., Pilon, P., Cavadias, G., 2002. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrologic series. *Journal of Hydrology* 259, 254–271.
- www.bsc.es. Proyecto ESCAT, Generación de Escenarios Climáticos con Alta Resolución para Catalunya. Centro Nacional de Supercomputación.
- www.icgc.cat

6. CONCLUSIONES

Esta tesis presenta una metodología para identificar los regímenes nivoavalanchosos, es decir, los ciclos de aludes, en este caso mayores, característicos de una región como resultado de las condiciones atmosféricas y de la estratificación del manto nivoso, aunque no se disponga de largas series de datos de la estructura del manto nivoso. El método propuesto es de aplicación en cualquier macizo montañoso de España en que las avalanchas de nieve sean un riesgo natural de consideración. Se ha aplicado el método en el Pirineo Oriental y se han definido dos regímenes nivoavalanchosos, constatándose una gran variabilidad territorial en la actividad de grandes aludes; también se identifica un tercer régimen de transición entre ambos, aunque no se describe en esta tesis, a la espera de constituirse una serie más larga de datos sobre la estructura del manto nivoso. Respecto a los ciclos de grandes avalanchas (MAC), existen diferencias tanto en su ocurrencia temporal entre las distintas regiones, como en la extensión espacial de las situaciones atmosféricas a escala sinóptica que originan dichos ciclos.

Se ha conseguido reconstruir una serie de grandes aludes a resolución diaria a partir de documentación histórica, encuestas a la población y seguimiento invernal de una red de observadores (Base de Datos de Aludes de Catalunya del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), desde 1996 hasta la actualidad. Se ha contribuido a reconstruir otra serie a escala anual desde 1970 hasta la actualidad a partir de los resultados obtenidos por Muntán et al. (2009) mediante técnicas dendrogeomorfológicas. Por primera vez, se ha podido calcular la probabilidad de ocurrencia anual de uno o más MAC a escala regional en el Pirineo Oriental. Esto ha contribuido a diseñar un plan de protección civil por avalanchas por parte de la Generalitat de Catalunya y a redefinir las zonas objeto de predicción de avalanchas.

Se han identificado 6 situaciones atmosféricas a escala sinóptica (topografía de 500 hPa) que generan MAC con desigual afectación regional. Este catálogo de situaciones se ha incorporado a la operativa de predicción de aludes regional en Catalunya. Una de las conclusiones destacables es que estas situaciones atmosféricas no se corresponden con catálogos previos de situaciones desencadenantes de nevadas intensas (Esteban et al., 2005). Como se comprueba en esta tesis, la razón radica en que la ocurrencia de grandes avalanchas no sólo se debe al aporte de nieve reciente, sino también al perfil meteorológico de la nevada (precipitación, temperatura y viento) y al estado previo de las condiciones de inestabilidad del manto nivoso, resultado de la evolución meteorológica de días o semanas precedentes. Incluso uno de los patrones atmosféricos identificados es ajeno a nevadas y

corresponde a condiciones meteorológicas de fusión concomitantes con condiciones nivológicas de capas débiles persistentes en la base de la estructura del manto nivoso.

El estado del manto nivoso para caracterizar los MAC se ha estudiado en base a la identificación y cuantificación de los parámetros y variables de la estructura del manto nivoso que determinan su inestabilidad. La estabilidad del manto nivoso en los días previos a la ocurrencia de los MAC se ha caracterizado de forma indirecta a partir de los índices combinados de humedad y temperatura basados en las distribuciones de frecuencias de las series diarias de precipitación y temperatura. Se obtienen las secuencias de 4 modos diarios combinados de temperatura y precipitación a partir de los percentiles 40-60 (cálido/seco WD, cálido/húmedo WW, frío/seco CD, frío/húmedo CW), así como de los extremos de las frecuencias mediante los percentiles 25-75 para detectar situaciones extremas en los días previos a la ocurrencia de los MAC.

La clasificación obtenida de patrones atmosféricos es una herramienta en la predicción de avalanchas ya que reduce las falsas alarmas por aludes debidas a pronósticos de nevadas intensas, identifica situaciones sinópticas aparentemente difusas y define mejor la distribución territorial del peligro de avalanchas. Un ejemplo del resultado de esta metodología es la identificación del patrón C6 (situación de dorsal subtropical sahariana), donde en la topografía de 500 hPa una dorsal del anticiclón de la zona sahariana se extiende hacia el norte ocupando el Mediterráneo occidental. El campo de altas presiones se observa también en niveles inferiores, con la intrusión de una lengua de aire cálido en la topografía de 850 hPa sobre el Pirineo. Los modos combinados de temperatura y precipitación (modos T-P) indican modo $W_{75}D_{25}$ en los días de actividad de grandes aludes así como rachas del modo $C_{25}D_{25}$ en los 30 días previos a los MAC, es decir condiciones ambientales muy cálidas en los días de actividad tras períodos de días anormalmente fríos. Se han registrado dos casos y ambos aparecen en la segunda quincena de marzo, cuando el manto internamente aun es capaz de mantener estructuras heredadas de condiciones invernales que se solapan con balances radiativos positivos del manto. La estructura del manto consiste mayormente en granos de fusión a excepción de los niveles inferiores donde existen capas de granos facetados, capas débiles persistentes, con índice de inestabilidad del manto TSA_{layer} (combinación de tipo de grano, tamaño y dureza) muy superior a la media. La tipología de avalanchas correspondió a deslizamientos basales de carácter cálido (*warm glides*). La distribución territorial es extensa, no localizada en un dominio nivoclimático exclusivo, ya que las condiciones de inestabilidad del manto son consecuencia de procesos térmicos atmosféricos cuya distribución es más amplia y homogénea que los procesos dependientes de la precipitación, que son de mayor variabilidad espacial.

En el reanálisis nivometeorológico de las situaciones sinópticas en que ocurren los MAC, sometidas a tratamiento de análisis de componentes principales, se ha visto que la escala sinóptica no es en algunos casos la más adecuada para explicar las razones de alguno de los patrones resultantes, especialmente los que afectan el nivoclima mediterráneo, como el patrón C3 (advección de levante). Precipitaciones asociadas a células convectivas, fenómenos de naturaleza mesoescalar, son la razón de nevadas intensas muy localizadas con actividad de avalanchas de gran tamaño pero de extensión muy restringida a condiciones de relieve favorables a disparo orográfico (Llasat y Puigcerver, 1997; Rigo y Batlle, 2001).

La cartografía de las anomalías de la distribución de la altitud del geopotencial de 500 hPa de los 6 patrones obtenidos, respecto a la distribución media invernal de dicha variable, ha mostrado la relación de los 6 componentes sinópticos que generan MAC con el patrón atmosférico de baja frecuencia Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Como resultado, es más probable actividad de MAC en fase negativa de la NAO que en fase positiva: patrones 2, 3, 4 y 5 muestran anomalías positivas de la presión atmosférica sobre Islandia y anomalías negativas sobre el suroeste de la península Ibérica. Destaca el invierno de 1995-96 con índice negativo NAO (NAOi) inferior a -2 desviaciones típicas, en el que se registran 5 MAC (hecho excepcional), uno de los cuales, 22-23 de enero de 1996, es el más intenso conocido (periodo 1995-2014), (Oller et al., 2015). Existe una correlación negativa estadísticamente significativa entre el NAOi y la actividad de MAC, que aumenta con el índice acumulativo NAO (fases mensuales sucesivas de mismo signo), lo que permite vincular el concepto de persistencia atmosférica a la actividad de MAC. Esta conexión no se observa en latitudes medias de la cuenca mediterránea como los Alpes franceses (Jomelli et al., 2007), aunque sí en latitudes superiores como Islandia (en este caso la correlación es de signo positivo) (Keylock, 2013).

Llegados a este punto, la variabilidad regional de la actividad de avalanchas en el Pirineo Oriental se destaca como una característica propia. Pese a que éste es un ámbito de alta montaña mucho más reducido que otras zonas donde se han aplicado metodologías semejantes en la identificación de nivoclimas, caso de las Rocosas (Mock and Birkeland, 2000), la variabilidad regional en la ocurrencia de avalanchas y en las situaciones atmosféricas desencadenantes justifican estrategias de prevención y protección diferenciadas, como es el caso de predicciones de peligro de avalanchas regionales, diferenciadas por macizos. Los factores geográficos que causan estas diversidades se centran básicamente en la disposición del relieve. Destaca el alineamiento zonal del eje pirenaico que retiene las masas de aire húmedas polares y árticas en advecciones septentrionales, así como las masas húmedas tropicales en advecciones del sudoeste. A

una escala más reducida, la disposición meridiana de la mayoría de las cuencas fluviales intensifica la precipitación por disparo orográfico; por el contrario, probablemente la disposición en un eje este-oeste del valle del Segre que delimita el borde sur de la región de avalanchas Perafita-Puigpedrós (PP) convierte esta cuenca en una sombra pluviométrica y esta es una de las razones que explican la más baja ocurrencia de MAC de todo el Pirineo Oriental, pese a encontrarse a corta distancia del mar Mediterráneo. Por otra parte, la proximidad al mar evita temperaturas extremas, aunque existe alguna zona de avalanchas como la Vertiente Norte Cadí-Moixeró (CM) donde el manto presenta características continentales con presencia habitual de granos facetados, aunque es difícil determinar si es por la orientación netamente umbría de la mayoría de sus laderas o por hallarse en uno de los márgenes de la cuenca del Segre, zona singular del Pirineo Oriental donde se producen con mayor frecuencia inversiones térmicas con almacenamiento de aire frío. Entre los factores climáticos que dan lugar a esta variabilidad en la ocurrencia de grandes avalanchas y en la diversa afectación de patrones sinópticos, la baja latitud de los Pirineos respecto a la posición de la corriente en chorro del oeste, convierte a este macizo en una frontera fluctuante entre el húmedo clima oceánico, debido al paso de depresiones dinámicas del oeste, y el clima seco asociado al cinturón de anticiclones subtropicales.

En resumen, la disposición del relieve de los Pirineos y su posición marginal respecto a los principales centros de acción climáticos (depresiones subpolares atlánticas, en mayor medida, y altas presiones subtropicales, en menor medida) explican los efectos locales de algunos de los patrones sinópticos identificados. Respecto a la actividad de MAC, el área oceánica (región de avalanchas Aran-Franja Norte de la Pallaresa, AR) está afectada mayoritariamente por el patrón C1 (advección del noroeste) y son inexistentes el C3 (advección de levante) y el C4 (baja fría centrada). El área mediterránea (regiones Ter-Freser TF, Prepirineo PR y CM) está afectada de manera pareja por los patrones C2 (situación de vaguada) y C3 (advección de levante); en menor medida, existe afectación también de C1 (advección del noroeste). En el área de transición (regiones Ribagorçana-Vall Fosca RV y Pallaresa PL, y PP - con reservas) el patrón más frecuente es C1, en menor cuantía que en el área oceánica, y el C3 aparece como el segundo tipo responsable de MAC, pero en menor porcentaje que en el área mediterránea; el C5 (advección del suroeste) tiene en esta área su mayor frecuencia de todo el Pirineo Oriental. Es por ello que este conjunto de regiones puede denominarse área de transición, ya que aparecen los componentes característicos del área oceánica (C1) y de la mediterránea (C2 y C3), pero con porcentajes inferiores, y como rasgo propio tiene la máxima frecuencia de C5 del Pirineo Oriental. Dada la escasez de datos de registros de MAC y de series de precipitación de la región de avalanchas PP, no se defiende en esta tesis su inclusión definitiva en ninguna de

las tres áreas (oceánica, mediterránea, de transición); no obstante, los pocos datos existentes y las observaciones de terreno de los últimos años sólo permiten describir, no concluir, un impacto del patrón C1 superior al de sus regiones vecinas y al del resto de patrones (se asume como trabajo de investigación futuro).

Se ha obtenido una clasificación (método de conglomerados y dendrograma de Ward) de regiones de avalanchas a partir de la ocurrencia de MAC que mejora ligeramente la clasificación empírica que hasta el momento se había empleado, basada en observaciones del manto nivoso. Como resultado, la región CM se incluye en el área mediterránea ya que los patrones que generan MAC en esta región son los propios del resto de regiones del área mediterránea (TF y PR) y la región PP en la de transición (con las reservas ya expresadas).

Tras el estudio de una serie de 39 años con 39 ciclos de grandes avalanchas identificados, existe una relación significativa entre la ocurrencia de MAC en el Pirineo Oriental y los patrones de baja frecuencia atmosférica. Como se ha comentado anteriormente, se ha demostrado una correlación entre la actividad de grandes avalanchas y la fase negativa del NAOi. La capacidad predictiva del NAOi mejora al considerarlo como índice acumulativo, a escala mensual. La secuencia de meses con fase negativa NAO aumenta la frecuencia e intensidad de MAC en el conjunto del Pirineo Oriental, tanto en número de ciclos por año como en número de aludes caídos, pero esta conexión no existe en el área oceánica (región AR). El índice acumulativo negativo NAO muestra una mayor capacidad predictiva de ciclos de grandes avalanchas en el área de transición o continental (regiones RV, PL y PP) con un factor $r = -0.74$ (nivel de significación 0.05), seguido del área mediterránea (TF, PR y CM) con $r = -0.65$. Con un menor factor de determinación, también se ha demostrado una relación estadísticamente significativa de los MAC con la fase negativa del *Western Mediterranean Oscillation index* (WeMOi) acumulativo para el conjunto del Pirineo Oriental. El WeMOi explica la variabilidad climática de la precipitación y la temperatura no justificada por la NAO (López Bustins, 2007) en el extremo oriental del Pirineo Oriental.

El área oceánica (AR) no muestra ninguna correlación significativa entre la ocurrencia de avalanchas y ninguno de los patrones atmosféricos de baja frecuencia referidos. No obstante, la distribución de frecuencias de los ciclos de grandes avalanchas en relación al índice NAO es bimodal, y si bien ciertamente la fase negativa acumulativa del NAOi es un indicador de posibles inviernos extremos en avalanchas para el conjunto del Pirineo Oriental, un 35% de los MAC se han observado en valores positivos de NAOi. Acorde con los resultados del rol que juega la fase negativa NAO en la activación de grandes aludes, se observa que la mayoría de patrones sinópticos que generan MAC son configuraciones

propias de fases negativas NAO, de anomalías comprendidas entre -1 y -1.5 desviaciones típicas (C3 – Advección de levante, C6 – Dorsal subtropical sahariana, C2 – Vaguada), con las mayores desviaciones, inferiores a -3 desviaciones típicas, en los patrones C4 – Baja fría centrada y C5 – Advección del suroeste. Sólo el patrón C1 – Advección del noroeste es una configuración isobárica propia de fase neutra o ligeramente positiva (NAOi promedio de 0.58). Puede considerarse que el patrón C1 y, por tanto, la ocurrencia de grandes aludes en la zona oceánica es un rasgo nivoclimático propio de las condiciones climáticas normales a nivel de circulación general de la atmósfera en esa zona.

El hecho de que exista una mayor correlación de los ciclos de grandes avalanchas con el patrón NAO que con la WeMO puede parecer un poco sorprendente, ya que López-Bustins (2007) demostró que la precipitación en el Pirineo Oriental estaba mejor correlacionada con la WeMO que con la NAO. No obstante, la NAO justifica en gran modo las variaciones en la presión atmosférica al nivel del mar en la Europa occidental-Atlántico Norte (Hurrell, 1995). Esto corrobora la hipótesis según la cual la actividad de grandes aludes no depende únicamente de la variable precipitación y que los patrones sinópticos obtenidos integran, además de la precipitación, las direcciones de flujos en niveles bajos de la troposfera como canalizadores de transportes de humedad, fluctuaciones térmicas y gradientes de viento. A la hora de pronosticar situaciones de peligro de aludes fuerte y muy fuerte (grados 4 y 5 de la escala europea unificada de peligro de aludes) es de utilidad la clasificación de los patrones sinópticos identificados en esta tesis, ya que se eliminan falsas alarmas basadas en criterios de alta cantidad de precipitación prevista, y a su vez se evita subestimar situaciones de peligro asociadas a bajas cantidades previstas de precipitación.

La correlación de la ocurrencia de MAC con la NAO y su conexión con los patrones sinópticos desencadenantes de MAC permite aunar la evolución futura del riesgo de aludes con el comportamiento de la NAO previsto en los modelos de circulación general atmosférica en el marco del cambio climático. El aumento previsto del índice NAO en las próximas décadas, aunque débil pero significativo (Osborn 2004 y 2011, Stephenson et al 2006, Bacer et al., 2016), debería reducir la frecuencia e intensidad de los ciclos de grandes aludes ya que las fases positivas probablemente serían de mayor amplitud. No obstante en esta tesis se ha mostrado que el invierno con mayor número de MAC fue el 1995-96 (5 ciclos), invierno récord en cuanto a valor negativo del NAOi, pero que se registró en la década con el promedio de índice NAO más elevado de los últimos 40 años. Por otra parte, en esta tesis se ha comprobado que pese al aumento del índice NAO en las últimas décadas, sorpresivamente el índice acumulativo negativo de la NAO es el único que muestra una tendencia estadísticamente significativa al incremento. Dicho resultado concuerda con los resultados de Bacer et al. 2016, que sostienen una mayor frecuencia de fases negativas

en el futuro, aunque de menor amplitud que las fases positivas. Por tanto, aunque en las próximas décadas se prevea una tendencia positiva de la NAO con frecuentes fases negativas, en ellas podrían producirse situaciones críticas o extremas de riesgo de aludes, como sucedió en los inviernos 1995-96 y 2009-10.

Además de identificar qué situaciones atmosféricas son desencadenantes de los ciclos de grandes aludes y su variabilidad espacial, se ha llegado a conclusiones sobre el proceso de degradación previo que sufre la estructura del manto hasta llegar al colapso y producirse la avalancha. Se ha comprobado en esta tesis que los MAC se generan en situaciones sinópticas mayoritariamente resultantes de estados atmosféricos persistentes, como lo demuestra la relación de los índices acumulativos de la NAO y la WeMO con la ocurrencia de grandes avalanchas. Ello ratifica que el desencadenamiento de grandes avalanchas en el Pirineo Oriental no es una simple respuesta a un aumento de la sobrecarga ejercida sobre el manto preexistente por nieve reciente, lluvia o nieve venteada, sino que esas situaciones sinópticas van conectadas a unas condiciones meteorológicas previas que van progresivamente disminuyendo la resistencia del manto nivoso o aumentando los esfuerzos soportados hasta fallar cuando se produce una sobrecarga crítica. Esto se ha demostrado mediante el análisis de los modos combinados diarios de temperatura y precipitación en los días y semanas previas a un MAC.

La aplicación de los modos combinados diarios de temperatura y precipitación en los cuantiles 40-60, y 25-75 para la detección de situaciones extremas, en las series de 10 y 30 días previos a la ocurrencia de los MAC son una contribución al estudio de los nivoclimas del Pirineo Oriental. Se ha demostrado que las condiciones meteorológicas previas a un ciclo de grandes avalanchas y a un desencadenamiento de placa al paso de un esquiador difieren entre el área mediterránea y la oceánica y que, como respuesta a las distintas condiciones meteorológicas, las condiciones del manto nivoso son distintas entre los nivoclimas mediterráneo y oceánico. Por otra parte, se ha comprobado también que unas condiciones meteorológicas similares durante un determinado periodo no afectan de la misma manera al manto nivoso del área mediterránea que al de la oceánica, ya que se ha demostrado que sus estructuras suelen ser distintas.

Así, los días fríos y secos ($C_{40}-D_{40}$) debilitan más fácilmente el manto en la zona mediterránea que en la oceánica; en esta última, el modo CD no es relevante en la actividad de grandes avalanchas. El nivoclima mediterráneo se caracteriza por una precipitación menor y una mayor frecuencia e intensidad del viento, generalmente de componente norte. Estas condiciones favorecen mantos nivosos de poco espesor donde los procesos de metamorfismo de gradiente alto y medio desarrollan capas débiles más fácilmente que en el

nivoclima oceánico, donde los mantos son de mayor espesor. Hay que destacar que los MAC en el área mediterránea muestran mayor dependencia de la formación de capas débiles persistentes, granos facetados, que de la acumulación de nieve venteada y de nieve fresca.

Por otra parte, los MAC en el régimen nivoavalanchoso oceánico están vinculados a modos diarios de precipitación, cercanos al día de los desencadenamientos, y actúan como agentes desencadenantes directos. Por otra parte, se ha comprobado que a un mayor número de días cálidos-húmedos ($W_{60}-W_{60}$) mayor es la proporción de granos de fusión y de costras en el manto nivoso, siendo este un elemento distintivo del régimen oceánico respecto al régimen nivoavalanchoso mediterráneo. El estado previo del manto nivoso parece no ser tan determinante para desencadenar grandes avalanchas en el régimen oceánico como en el mediterráneo.

Las tendencias temporales de las condiciones meteorológicas que favorecen los MAC indican un descenso en las últimas décadas, al menos por lo que respecta a las combinaciones diarias de temperatura-precipitación. De todas maneras, la evolución está siendo distinta entre la zona nivoclimática oceánica y la mediterránea. En este sentido, el modo CW (frío-húmedo) en los percentiles 40-60, responsable del aporte de nieve reciente, está disminuyendo en el nivoclima mediterráneo desde los 80, pero parece mantenerse o incrementarse en la zona oceánica. El modo CD (frío-seco) en los percentiles 40-60, que favorece el debilitamiento interno del manto, ha descendido en número de días en las dos zonas climáticas; en concreto, en la zona mediterránea sufrió un descenso en la década de los 70 pero parece estabilizado en los últimos 20 años. La precipitación asociada a días cálidos, indicativa de lluvia en cotas altas, no muestra ninguna tendencia en los últimos 40 años. No obstante, la fuerte variabilidad interanual observada en el modo CW (frío-húmedo) y, en general, las incertidumbres en la respuesta del sistema climático así como sus mecanismos de *feedback* (Räisänen 2007), son motivo suficiente para no descartar que los ciclos de grandes avalanchas vayan a mantenerse a corto plazo. El único modo que manifiesta la misma tendencia al alza en ambas zonas y con una significancia del 99% es el WD (cálido-seco), tal como sucede también en los Alpes suizos (Beniston et al., 2011). En este sentido, lo que suceda en los Pirineos no es ajeno a lo que se espera que suceda en la mayoría de las regiones montañosas del mundo, un marcado incremento de la temperatura como consecuencia del aumento de las emisiones de gas con efecto invernadero (Nogués-Bravo et al. 2007; López-Moreno et al. 2011; IPCC, 2014, Martín-Vide, 2016).

Enlazando con lo anteriormente expuesto, se ha analizado la respuesta del manto nivoso en el Pirineo Oriental a las condiciones de calentamiento global en función de la

orientación de las laderas. Se han tenido en cuenta las variaciones temporales sufridas en la acumulación y distribución del manto nivoso, las variaciones en el periodo de fusión, así como en la duración del manto nivoso durante la temporada. La magnitud de los cambios en la termodinámica del manto en función de la orientación de la ladera se ha determinado mediante la simulación evolutiva del manto, seleccionando como características de la ladera una inclinación de 30° y una longitud de 300 m, y añadiendo las características propias de cada estación nivometeorológica analizada (altitud, sombra topográfica y condiciones meteorológicas). A mayor incremento de temperatura, mayores diferencias por efecto de la orientación de las laderas se observan en la acumulación máxima y en la duración del manto; los datos observacionales muestran que la magnitud de este efecto varía en función de las estaciones analizadas, según las condiciones meteorológicas durante cada temporada, y según la altitud y la sombra de la topografía circundante, todo lo cual modifica el peso de cada uno de los componentes que intervienen en el balance de masa y energía del manto nivoso (Pomeroy et al., 2003; Hopkinson et al., 2011). La reducción de la cubierta de nieve a un incremento de 1°C en terreno llano ha oscilado entre 10-17%, y es consistente con lo observado en otras zonas (Beniston et al., 2003; Minder, 2010). Esta sensibilidad se espera que aumente cuando el calentamiento se vuelva más intenso, lo que sugiere una respuesta no lineal de los procesos termodinámicos de la nieve al aumento térmico. Así, la respuesta del manto fue más abrupta frente a un aumento térmico de 2°C, seguramente debido a las condiciones climáticas atemperadas de los Pirineos; cuando las condiciones del manto son isotérmicas, o cuando ocurre una nevada a temperaturas cercanas al umbral nieve-lluvia, un pequeño cambio en la temperatura puede implicar cambios mayores en el inicio del periodo de fusión o cambios en la fase de precipitación. El manto en laderas sur se muestra particularmente vulnerable al calentamiento climático; las laderas más expuestas a la radiación solar acumulan menos nieve y desarrollan una fusión más temprana, lo que causa una mayor sensibilidad de la acumulación máxima de nieve y la duración anual de nieve ante un incremento de la temperatura del aire. También se demuestra que la acumulación y duración del manto en las laderas de mayor recepción de radiación solar estarán sujetas a una mayor variabilidad interanual. Es consistente con los resultados obtenidos en los Alpes (Keller et al., 2005), que indican que el mayor descenso en la duración del manto sucede en las cotas más bajas y en las laderas soleadas. Con el aumento de la altitud se atenúa la sensibilidad del manto nivoso ante un aumento térmico.

Los resultados deberían matizarse con la influencia de la acumulación de nieve por el viento, que normalmente sobrecarga de nieve las laderas orientadas al sur, y teniendo en cuenta la topografía local. La magnitud local de los cambios es incierta, aparte de los diferentes escenarios de emisiones de gases en la atmósfera, por la disposición de la

topografía y la distancia respecto a océanos y mares, de notoria influencia en los Pirineos (López-Moreno et al. 2008). Igualmente la localización debe tenerse en cuenta en la valoración del cambio climático sobre la estructura del manto nivoso y sus condiciones mecánicas; en los Pirineos las orientaciones norte y sur suponen un brusco contraste en las condiciones mecánicas del manto nivoso y en la actividad de aludes. Los resultados indican que habrá un mayor contraste entre ambas tipologías de mantos, siendo los expuestos en las solanas particularmente afectados por menor espesor y por una fusión más temprana. A la vista de la respuesta no lineal del manto nivoso a los diferentes incrementos de temperatura en función de la orientación de las laderas, la incertidumbre de los potenciales efectos del cambio climático sobre la actividad de avalanchas debería rebajarse mediante un reforzamiento de las redes de observación de las condiciones meteorológicas en la alta montaña y del estado del manto nivoso, que se adaptase a condiciones topográficas locales.

Respecto a las condiciones del manto nivoso, analizados 15 años de datos, no hay diferencias estadísticamente significativas en los parámetros de la estructura del manto nivoso entre el área oceánica y la mediterránea. Es decir, no son mantos nivosos diferentes desde un punto de vista climático. No obstante, a escala anual se observan variaciones en la evolución semanal del manto que resultan en diferentes regímenes nivoavalanchosos, es decir, en diferencias observables en tipo de grano, tamaño y dureza de manto nivoso y en diferentes ciclos de aludes mayores. Esto significa que la distribución temporal y el tipo de avalanchas no son simultáneos entre las áreas mediterránea y oceánica debido a algunas diferencias en la evolución a escala semanal de los parámetros del manto nivoso. El parámetro $HARD_{prop}$, (proporción de manto muy blando, dureza ≤ 1.3 , es decir igual o inferior a la penetración del puño con cierta resistencia), que permite distinguir si las capas débiles internas de cristales facetados están altamente debilitados o no, o si las partículas de precipitación están más o menos fragmentadas y descompuestas, es uno de los que muestra evoluciones distintas entre las dos zonas nivoclimáticas. Dado que el parámetro NPG_{prop} (proporción de granos no persistentes: partículas de precipitación, partículas de precipitación descompuestas y fragmentadas, granos finos, que a su vez la dureza sea \leq nivel 3.0, es decir igual o inferior a penetración de 1 dedo) es el más escasamente correlacionado, refuerza la hipótesis de que la presencia de partículas de precipitación y de partículas de precipitación descompuestas y fragmentadas son la variable más adecuada para discriminar entre un manto oceánico y uno mediterráneo.

El manto nivoso del área noroccidental (región AR) dominado por un clima oceánico se caracteriza por valores más bajos de aquellos parámetros asociados con condiciones inestables del manto nivoso, que en las regiones del área oriental (TF, CM y PR) dominados por clima mediterráneo. El manto nivoso de la zona climática oceánica del Pirineo Oriental

está frecuentemente formado por escasos granos persistentes de durezas bajas; la estratificación consiste en bajas proporciones de granos gruesos de baja dureza, y en general la proporción de capas muy blandas es también baja. Las proporciones de estos parámetros son ligeramente superiores en mantos de la zona climática mediterránea.

La tipología de grano es la variable que estadísticamente diferencia ambos mantos. El manto mediterráneo consiste en proporciones más elevadas de granos no persistentes (granos finos, partículas de precipitación descompuestas y fragmentadas, partículas de precipitación) y en proporciones más bajas de granos de fusión y costras que en el manto oceánico. A la vez, las capas débiles persisten más tiempo y hay mayor presencia de ellas en primavera en la zona mediterránea que en la oceánica.

A escala estacional, obviamente el manto de condiciones oceánicas predomina en el área noroccidental y el de condiciones mediterráneas en el área oriental, pero no son situaciones muy frecuentes ya que hay inviernos en que un único patrón de manto, que denominamos patrón extremo, se extiende sobre ambos dominios climáticos. Tanto inviernos de patrón de manto heterogéneo como homogéneo son igualmente proclives a generar ciclos de aludes mayores. Es más probable que ocurra un MAC con manto de patrón oceánico (se han registrado 4 MAC en 7 inviernos de manto oceánico y 2 MAC en 7 inviernos de manto mediterráneo). Incluso es más probable que suceda un MAC cuando el patrón oceánico es extremo, ya que se ha registrado actividad de aludes mayores en todos los inviernos que han cumplido esta condición. En cambio, sólo 2 MAC han sido observados a lo largo de 4 inviernos de patrón mediterráneo extremo.

Desde 1997 a 2012 se han observado 7 MAC en el área noroccidental, zona nivoclimática oceánica, de los cuales 4 en invierno de manto oceánico y 3 en invierno de manto mediterráneo (de los cuales, 2 eran mediterráneo extremo). Respecto al número de inviernos de un patrón de manto u otro, proporcionalmente hubo menos actividad de grandes avalanchas en los inviernos caracterizados por patrón de manto oceánico (9 inviernos, 4 MAC), que durante los inviernos de manto mediterráneo (5 inviernos, 3 MAC).

Respecto a la actividad en el área oriental, se han observado 5 MAC entre 1997-2012, 3 de los cuales se registraron en inviernos de manto mediterráneo y 2 en manto de patrón oceánico, ambos oceánico extremo. Respecto al número de inviernos de un patrón de manto u otro, proporcionalmente hubo más actividad de grandes avalanchas en los inviernos caracterizados por patrón de manto oceánico (4 inviernos, 2 MAC), que durante los inviernos de manto mediterráneo (10 inviernos, 3 MAC).

Pese a disponerse de pocos datos, parece cumplirse la paradoja de que en el área de nivoclima oceánico se dan más ciclos de grandes avalanchas en inviernos de patrón de manto mediterráneo, y en el área de nivoclima mediterráneo se dan más ciclos de grandes avalanchas en inviernos de patrón de manto oceánico. De los dos inviernos de los que se participa de condiciones oceánicas en el área mediterránea, en uno de ellos el MAC se debió a un *slushflow* por lluvia intensa a principio de temporada (diciembre de 1997) sobre un manto con capas débiles persistentes, proceso que marcó a partir de ese momento un patrón de manto oceánico el resto del invierno al humedecerlo y mantener una alta proporción de granos de fusión y costras. En el segundo caso, un inicio de invierno con precipitaciones en casi su totalidad en días con anomalía térmica positiva (noviembre y diciembre de 2009) favorece un manto con alta presencia de granos de fusión y costras, un enero y febrero entre secos y normales generan poca proporción de granos finos y de nieves venteadas (baja proporción de *NPG*) por lo que el manto se mantiene en patrón oceánico durante ese invierno. El ciclo de grandes avalanchas sucede en marzo por una intensa nevada con viento del NE (patrón sinóptico C4, baja fría centrada), sin que el estado previo del manto tenga relevancia en la ocurrencia de las avalanchas.

En el área oceánica, aquellos años en que se registran MAC en un manto de patrón mediterráneo es porque el valor medio anual del índice de inestabilidad TSA_{layer} está en el límite del percentil 75 de su distribución, entrando en el umbral de valores propios de un manto mediterráneo. En las jornadas en que se registran los MAC el manto tiene propiedades mediterráneas, sobre todo por la presencia de un alto porcentaje de capas débiles que dan lugar a TSA_{layer} con anomalías positivas del índice de inestabilidad que exceden +1 desviaciones típicas (marzo de 2006, febrero de 2009 y febrero de 2012) y que facilitan la activación de grandes avalanchas: en el marzo de 2006 dando un ciclo de deslizamientos basales en fase cálida (*warm glides*) sobre capas débiles persistentes, en el 2009 un ciclo de avalanchas de nieve reciente sobre sobre capas débiles persistentes, en el 2012 un ciclo de avalanchas de nieve húmeda sobre capas débiles persistentes. En estos casos el estado previo del manto es fundamental en la activación de los MAC.

Por tanto, acerca de las variables para caracterizar los regímenes de avalanchas, el índice TSA_{layer} , sumatorio de variables que dan cuenta de condiciones desfavorables del manto nivoso (Schweizer y Jamieson, 2007; Techel y Pielmeier, 2014), calculado en los perfiles efectuados en los días previos a los MAC, parece ser un buen indicador de cuál es el estado de degradación del manto previo al desencadenamiento de un MAC. Define bien un manto crítico, fácilmente estresable por una sobrecarga. Es una característica propia de mantos de patrón mediterráneo. Por el contrario, no es probablemente el índice más adecuado para detectar ciclos de grandes avalanchas en la zona nivoclimática oceánica ya

que el valor de este índice en la mayoría de los casos registra valores por debajo de la media, dado que corresponden a ciclos de avalanchas de nieve reciente. Para este tipo de ciclos, las variables más significativas son las relacionadas con la parte superficial del manto y correspondería al índice “textura de placa”, *slab texture*, definido por Techel y Pielmeier (2014), ya que integra espesor, medida de grano y dureza. Estas variables también están presentes en parte de la definición del TSA_{layer} , pero este índice está desviado hacia capas débiles persistentes ya que en su cálculo se integra la componente “granos persistentes”.

Regímenes de aludes en el Pirineo Oriental:

En función de las condiciones atmosféricas y de las condiciones mecánicas del manto nivoso se han identificado dos regímenes de aludes en el Pirineo Oriental. Un régimen de aludes se caracteriza por unas determinadas situaciones sinópticas desencadenantes de ciclos de grandes avalanchas, por el predominio de unos determinados modos diarios de temperatura y precipitación precursores de esos ciclos y por un determinado patrón de manto nivoso. Se describe un régimen oceánico propio de la zona nivoclimática oceánica que se manifiesta con más frecuencia en la región de avalanchas Aran-Franja Norte de la Pallaresa oceánica y otro régimen mediterráneo propio de la zona nivoclimática mediterránea que se manifiesta con más frecuencia en las regiones de avalanchas Ter-Freser, Prepirineo y Vertiente Norte del Cadí-Moixeró. A falta de suficientes registros de actividad de avalanchas, se sospecha la extensión atenuada del régimen de aludes oceánico en la región Perafita-Puigpedrós atendiendo a criterios de factores sinópticos desencadenantes de grandes aludes. Debido a la falta de suficientes datos de las condiciones de estabilidad del manto nivoso queda por determinar si las regiones de avalanchas Ribagorçana-Vall Fosca y Pallaresa son afectadas por alguno de los dos regímenes identificados o bien la actividad de aludes se ajusta a un régimen propio.

a) Características del régimen de aludes oceánico:

Este régimen se extiende sobre la región Aran-Franja Norte de la Pallaresa. No se ha observado suficiente simultaneidad en la ocurrencia de grandes aludes entre ésta y otras regiones del Pirineo Oriental como para afirmar que el régimen oceánico se extiende más allá de la región Aran-Franja Norte de la Pallaresa. El régimen de aludes oceánico muestra una probabilidad de ocurrencia anual de ciclos de grandes aludes estimada en un 44%, y un no despreciable 9% de ocurrencia de 2 o más ciclos en un mismo invierno. Las condiciones atmosféricas desencadenantes de grandes avalanchas presentan alta homogeneidad,

siendo mayoritariamente del patrón sinóptico “advección del norte y noroeste” (C1), casi en 3 de cada 4 ciclos, seguido por las situaciones de “vaguada” (C2), siendo testimoniales las situaciones de “dorsal subtropical” (C6) y la de “advección del sudoeste” (C5). Las numeraciones de los componentes corresponden a su frecuencia observada en el conjunto del Pirineo de Catalunya, siendo C1 el más frecuente (explica el 39% de la varianza observada) y el C6 el menos observado (6% de la varianza). La cartografía de anomalías de la presión atmosférica a 5500 m de altitud indica que las condiciones sinópticas que generan ciclos de grandes avalanchas en el régimen oceánico difieren poco de las condiciones medias de la atmósfera a 500 hPa en invierno. Son propias de fases neutras o ligeramente positivas de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). No se ha obtenido una correlación estadísticamente significativa entre la ocurrencia de grandes avalanchas en la región nivoclimática oceánica y los principales patrones atmosféricos de baja frecuencia que controlan la distribución de la precipitación invernal en la mitad oriental de la península Ibérica (NAO y WeMO). Por esta razón, ninguno de los dos patrones son útiles en la predicción estacional de grandes ciclos propios de un régimen de aludes oceánico.

En la distribución de modos combinados de temperatura-precipitación, el periodo de 10 días previo a un ciclo de grandes avalanchas es significativamente distinto al del periodo invernal. Los 10 días previos a un MAC se caracteriza en el régimen oceánico, por ser el porcentaje de días CW (fríos-húmedos), asociado a nevadas secas, notablemente superior a la media invernal, hasta un 67% de frecuencia en los 5 días previos a un MAC, y por incrementarse también el porcentaje de días WW (cálidos-húmedos) asociados a lluvias en cotas altas.

La distribución de modos combinados de temperatura-precipitación del periodo de 10 días previo a un SKA también es significativamente distinta al del periodo invernal. La frecuencia de los CW se mantiene alta (23%), pero menos que la que se presenta ante un MAC. Por otra parte, disminuyen los modos asociados a días cálidos, tanto secos como húmedos

Por lo que respecta a las condiciones medias del manto nivoso, en el régimen oceánico la inestabilidad del manto durante el corazón del invierno alcanza valores de TSA menores que en el régimen mediterráneo. El porcentaje de granos de fusión y costras (MF_{prop}) durante todas las etapas de la temporada es mayor que en el régimen mediterráneo.

En este tipo de régimen se han registrado más ciclos de grandes avalanchas que en el régimen mediterráneo, especialmente cuando el régimen oceánico se extiende por todo el Pirineo.

b) Características del régimen de aludes mediterráneo.

Este régimen se extiende sobre las regiones Ter-Freser, Prepirineo y Cadí-Moixeró, ya que se ha observado una simultaneidad en la ocurrencia de grandes avalanchas entre las tres regiones, resultado de las mismas situaciones sinópticas. El régimen de aludes mediterráneo muestra una probabilidad de ocurrencia anual de grandes aludes que oscila entre un máximo del 25% en el Ter-Freser y un mínimo del 10% en el Prepirineo. Las condiciones atmosféricas desencadenantes de grandes avalanchas presentan una alta heterogeneidad, observándose los 6 patrones identificados, aunque con un predominio de aquellas asociadas a condiciones de posible ciclogénesis mediterránea, como son la situación de “vaguada” (C2) y la de “advección de levante” (C3). Ésta última presenta la mayor extensión espacial afectando en alguna ocasión a las tres regiones de avalanchas en un mismo ciclo; lo mismo sucede con el patrón sinóptico de “advección del norte y noroeste” (C1), aunque no por situación de aludes de nieve reciente sino por situación de nieve venteada, varios después de una nevada intensa. La cartografía de anomalías de la presión atmosférica a 5500 m de altitud sobre la península Ibérica indica que las condiciones sinópticas que generan ciclos de grandes avalanchas en el régimen mediterráneo difieren bastante de las condiciones medias de la atmósfera a 500 hPa en invierno y presentan anomalías negativas de la presión atmosférica sobre la mitad occidental y sur de la península. Son configuraciones propias de fases negativas de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Un ejemplo de situación extrema fue el invierno de 1995-96 con un valor estandarizado de índice NAO de -2.35 (récord del periodo 1970-2006) que dio lugar a 4 ciclos de grandes avalanchas en la zona nivoclimática mediterránea. Se ha obtenido una correlación estadísticamente significativa y negativa entre la ocurrencia de grandes avalanchas en la región nivoclimática mediterránea y los principales patrones atmosféricos de baja frecuencia que controlan la distribución de la precipitación invernal en la mitad oriental de la península Ibérica (WeMOi -0.39 y NAOi -0.35, $\alpha < 0.05$). Los ciclos de aludes mayores en el régimen mediterráneo se concentran preferentemente en meses con índices negativos de WeMO y NAO, tras meses precedentes de fase también negativa, de tal manera que los ciclos con más actividad se concentran en los valores más extremos de índice NAO negativo acumulado. El coeficiente de correlación de Pearson entre la ocurrencia de ciclos de aludes mayores y el índice acumulativo negativo NAO es de -0.65, y de -0.42 para el índice acumulativo negativo de WeMO. Por esta razón, ambos índices acumulativos de fase negativa (suma de índices mensuales negativos consecutivos) son útiles en la predicción estacional de grandes ciclos propios de un régimen de aludes mediterráneo. Es decir, la persistencia de las condiciones meteorológicas propias de la fase negativa de NAOi y WeMOi favorece la ocurrencia de ciclos de aludes mayores en el área

nivoclimática mediterránea y es una característica propia del régimen de aludes mediterráneo.

Estas condiciones meteorológicas se concretan en la tipificación de los días en sus modos combinados de temperatura y precipitación previos a la ocurrencia de los ciclos de aludes mayores. Respecto a los 10 días previos a un MAC las condiciones son significativamente distintas a las del conjunto del periodo invernal: el TPM₄₀₋₆₀ predominante en el régimen mediterráneo es el CD (frío-seco) con un 25%, con un aumento significativo de los CW (frío-nivoso) 17% aunque menor que el del régimen oceánico.

La distribución de los distintos TPM en los 30-10 días previos a una avalancha por paso de esquiador (SKA) no es significativamente distinta de la media invernal. La jerarquía es la misma que en los días previos a un MAC (CD, WD, CW, WW), pero con un incremento en la frecuencia de los CD, y una disminución de los CW a niveles propios de la media invernal. En los 10 días previos a un MAC se agudiza la anormalidad o diferencia respecto a los valores medios invernales, descienden más los WD y aumentan más los CW. En los 10 días previos a un SKA es más aguda la falta de días WD. En resumen, lo distintivo es que para un MAC se nota un descenso de WD y un aumento de CW; para un SKA, una disminución de WD más fuerte que para un MAC. A más largo plazo, las condiciones normales del invierno son muy similares a las registradas 30 días tanto antes de un SKA como de un a MAC. Comparativamente, las diferencias en los TPM antes de un SKA entre la zona oceánica y la mediterránea, es que la oceánica requiere muchos más CW que la mediterráneo (23% a 8%).

Por lo que respecta a las condiciones medias del manto nivoso, en el régimen mediterráneo es donde se registran los valores más altos de inestabilidad (TSA) durante el corazón del invierno, debido a un mayor grosor de los granos facetados y a una menor dureza de esas capas débiles persistentes, y la presencia de capas débiles persistentes se alarga hasta el inicio de la primavera. También es propio un mayor porcentaje de granos no persistentes y de mayores durezas que en el régimen oceánico.

Se ha observado que este patrón ha predominado entre 2005-2006 y 2010-2011, tanto en el sector mediterráneo como en el oceánico. En este patrón se han registrado menos ciclos de grandes avalanchas que en el patrón oceánico.

Es interesante destacar que en la zona más oriental del Pirineo, de nivoclima mediterráneo, en los inviernos en que se registra un patrón de manto nivoso oceánico se producen más MAC que en los inviernos de patrón de manto nivoso mediterráneo, mientras que en la zona noroccidental, de nivoclima oceánico, en los inviernos de patrón de manto

nivoso mediterráneo la actividad de MAC es mayor que cuando se registra un régimen de aludes oceánico. Esto que puede parecer paradójico puede deberse a que la combinación de un manto mediterráneo, de mayor inestabilidad, en la zona noroccidental sometido a unas condiciones atmosféricas de carácter oceánico (nevadas intensas, episodios de lluvia) es más susceptible a generar grandes avalanchas; mientras que un manto de carácter oceánico en la zona oriental puede significar un mayor volumen de episodios de nevadas de lo normal que favorezcan grandes avalanchas.

Perspectivas futuras

Era tentador utilizar la terminología ya establecida en las Rocosas de Estados Unidos y Canadá para los diversos nivoclimas y podría criticarse el no haberla utilizado, aunque los criterios de identificación son diferentes. El método norteamericano está basado en su mayoría en variables meteorológicas (cantidad de lluvia, temperatura media mensual, cantidad de nieve reciente por temporada) y alguna variable del manto nivoso como el gradiente térmico del manto en el mes de diciembre. En esta tesis, los criterios han sido nivológicos, variables e índices del manto nivoso. Está aún por abordar el análisis de los datos meteorológicos de las estaciones automáticas de alta montaña gestionadas por el SMC para definir mejor los nivoclimas del Pirineo, una vez identificados ya los patrones de manto nivoso.

La clasificación norteamericana contempla los nivoclimas costero, continental e intermontano (Mock y Birkeland, 2000). Podría hacerse un paralelismo entre el nivoclima costero de las Rocosas y el oceánico de esta tesis, aunque por costero también podría aludirse al nivoclima mediterráneo de esta tesis. El oceánico podría asemejarse al costero en cuanto a que ambos son los que registran mayores espesores de manto nivoso, así como que participan de precipitaciones en forma líquida de forma considerable. Pero se ha considerado que el costero de las Rocosas es mucho más nivoso que el oceánico del Pirineo ya que la precipitación hibernal supera los 1000 mm (SWE), mientras que el oceánico del Pirineo Oriental apenas llega a los 500 mm (noviembre a abril) (Raso y Martín-Vide, 2008). No obstante, ambos comparten mantos más estables que otros nivoclimas y la actividad de avalanchas se corresponde con situaciones de nieve reciente. El nivoclima mediterráneo podría identificarse con el continental de las Rocosas por la escasa nivosidad de ambos, pero el continental está sujeto a temperaturas medias mensuales mucho más rigurosas (medias mensuales por debajo de -7°C) que en el nivoclima mediterráneo (media mensual del mes más frío a 2200 m en torno a -2°C). No obstante, ambos comparten mantos más inestables por la presencia de capas débiles persistentes. La adopción de los

calificativos mediterráneo y oceánico ha sido en parte por sus connotaciones climáticas respecto al concepto de variabilidad, estando el manto de patrón mediterráneo sujeto a una mayor variabilidad en el comportamiento de los índices y variables nivológicas, que la observada en el patrón oceánico.

Otras limitaciones de la presente tesis podrían centrarse en achacar una cierta inhomogeneidad en las series de datos analizadas ya que los periodos temporales de las diversas variables no siempre son coincidentes. Por esta razón se ha preferido segmentar alguna series para hacer coincidentes temporalmente los registros de diversas variables. Así, por una parte se ha identificado una serie consistente en ciclos de avalanchas datados a escala anual para el cálculo de la ocurrencia anual; otra serie analizada ha consistido en ciclos de avalanchas a escala diaria y se ha relacionado con patrones sinópticos identificados a escala diaria y con modos combinados diarios de temperatura y precipitación; los perfiles estratigráficos del manto nivoso también están a escala diaria y se han podido relacionar con los patrones sinópticos, los modos combinados diarios y con aquellos ciclos de grandes avalanchas que han podido ser fechados a resolución diaria. En esta línea deberían continuar analizándose datos de los últimos cinco años, en que la densidad de las redes de observación, tanto del manto nivoso como meteorológicas, ha permitido aumentar las series a resolución diaria.

El trabajo futuro debería centrarse en el análisis de más variables meteorológicas que están siendo registradas por estaciones nivometeorológicas automáticas y que juegan un papel fundamental en la ocurrencia de avalanchas como es el viento; también aquellas variables que afectan al metamorfismo de la nieve como son la radiación solar, la humedad ambiental el gradiente térmico del manto y los balances energéticos derivados de cambios de fase (Herrero et al., 2009; Herrero and Polo, 2016). Hay que evaluar su influencia en la evolución del manto nivoso en el Pirineo Oriental, si es diferenciada entre las zonas mediterránea y oceánica y si se observan variaciones en los inviernos posteriores a los analizados en esta tesis, que concluyen en el 2012. Recientes trabajos en los que se está participando indican cambios recientes en la distribución regional de grandes avalanchas (Oller et al., 2015), resultado de cambios en la frecuencia de situaciones sinópticas desencadenantes de grandes avalanchas detectadas en esta tesis. Las mismas pautas metodológicas, más las definidas como futuro trabajo, deberían aplicarse a la zona intermedia del Pirineo Oriental comprendida entre el nivoclima oceánico y el mediterráneo, es decir, las regiones de avalancha definidas en la operativa de predicción como Ribagorçana-Vall Fosca, Pallaresa y Perafita-Puigpedrós, justamente aquellas hacia las que se está observando recientemente un desplazamiento en la ocurrencia de grandes avalanchas.

Incorporación de herramientas en la operativa de predicción:

Como resultados de aplicación inmediata en la predicción de avalanchas se aporta:

- a) Un catálogo de situaciones sinópticas a 500 hPa desencadenantes de grandes avalanchas en situaciones de peligro FUERTE (4) y MUY FUERTE (5) (escala europea unificada de peligro de aludes).
- b) Un método de identificación del carácter diario combinado de temperatura y precipitación mediante percentiles que indica potencial inestabilidad del manto nivoso, diferenciado por dominios nivoclimáticos, de utilidad en ausencia de datos de la estructura del manto nivoso. Hay que tener presente que la cadencia habitual en la ejecución de sondeos es de un perfil semanal por punto de estudio.
- c) Un catálogo de *study-cases* de ciclos de grandes avalanchas con cuantificación de variables que dan cuenta de la inestabilidad del manto.

7. BIBLIOGRAFIA

- Armstrong, R.L., Armstrong, B.R. 1987. Snow and avalanche climates of the western United States: a comparison of maritime, intermountain and continental conditions. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 162, 281–294.
- Bacer, S., Christoudias, T., Pozzer, A. 2016. Projection of North Atlantic Oscillation and its effect on tracer transport. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 15581–15592. doi:10.5194/acp-16-15581-2016.
- Bartelt, P. Lehning, M. 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I; numerical model. *Cold Regions, Science and Technology* 35, 123-145.
- Beniston, M., Rebetez, M. 1996. Regional behaviour of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 53. Springer-Verlag, 231–243.
- Beniston, M., Keller, F., Koffi, B. and Goyette, S. 2003. Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. *Theoretical and Applied Climatology* 76, 125–140.
- Beniston, M. and Goyette, S. 2007. Changes in variability and persistence of climate in Switzerland; exploring 20th century observations and 21st century simulations. *Global and Planetary Change* 57, 1-20.
- Beniston, M., Uhlmann, B., Goyette, S. and López-Moreno, J.I. 2011. Will snow-abundant winters still exist in the Swiss Alps in an enhanced greenhouse climate? *International Journal of Climatology*, 31, 1257-1263.
- Birkeland, K.W., 1998. Terminology and predominant processes associated with the formation of weak layers of near-surface faceted crystals in the mountain snowpack. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 30, 193-199.
- Birkeland, K.W., Mock, C.J., Shinker, J.J. 2001. Avalanche extremes and atmospheric circulation patterns. *Annals of Glaciology* 32, 135–140.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Climatology* (35), 121, 333-342.
- Burkard, A. and Salm, B., 1992. Die Bestimmung der mittleren Anrissmächtigkeit d_0 zur Berechnung von Fliesslawinen (Estimate of the average release depth d_0 for the calculation of flowing avalanches). Internal Report of the Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research, No. 668, Davos, Switzerland.
- Campins, J., Aran, M., Genovés, A., Jansà, A. 2007. High impact weather and cyclones simultaneity in Catalonia. *Advances in Geosciences* 12, 115–120.
- Diaz, H.F., Eischeid, J.K. 2007. Disappearing “alpine tundra” Köppen climatic type in the western United States. *Geophysical Research Letter* 34:L18707.
- Dickson, R.R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G., Maslowski, W. 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 13 (15), 2671–2696.

- Eckert, N., Parent, E., Naaim, N., Richard, D. 2007. Bayesian stochastic modeling for avalanche predetermination: from a general system framework to return period computations. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 22 (2), 185–206.
- Esteban, P., Mases, M., Martín-Vide, J. 2002. Climatologia per a la predicció d'allaus: l'allau de Les Fonts d'Arinsal, Andorra, 8 de febrero de 1996. *Horitzó* 2, 10–19.
- Esteban, P., Jones, P.D., Martín-Vide, J. and Mases, M. 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 25, 319–329.
- Esteban, P., Martí, G., García, C., Aran, M., García, A., Gavalda, J., Moner, I. 2007. Heavy snowfalls and avalanche activity over Eastern Pyrenees: a study of two extreme cases. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, 44–48.
- Esteban, P., Duran, M. and Aguilar, E. 2012. Tendencias recientes e índices de cambio climático de la temperatura y la precipitación en Andorra, Pirineos (1935-2008). *Pirineos*, 167(0): 87-106 doi: 10.3989/Pirineos.2012.167005.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. and Sokratov, S.A. 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Fitzharris, B.B. 1981. Frequency and Climatology of Major Avalanches at Roger Pass, 1909–1977, vol. 99. National Research Council, Canadian Association Committee on Geotechnical Research, Ottawa.
- Fraedrich, K. 1994. An ENSO impact on Europe? *Tellus* 46A, 541–552.
- Furdada, G., Martínez, P., Oller, P., Vilaplana, JM., 1999. Slushflows at El Port del Comte, northeast Spain. *Journal of Glaciology*, vol. 45, N° 151, pp. 555-558.
- Furdada, G. 2006. Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro. *Cuaternario y Geomorfología* 20 (3–4), 74–88.
- García, N.O., Gimeno, L., De la Torre, L., Nieto, R., Añel, J.A. 2005. North Atlantic Oscillation (NAO) and precipitation in Galicia (Spain). *Atmósfera*, 25–32.
- García-Sellés, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P. 2007. Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop*, 49–56.
- García-Sellés, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavalda, J., Martínez, P. and Peña, J.C. 2009. Major avalanche occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 59. 106-118.
- García-Sellés, C., Peña, J.C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2010. WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 64, 137-145. doi:10.1016/j.coldregions.2010.08.003.
- García-Sellés, C., Manguán, S., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2013. Combined temperature - precipitation winter modes and major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Grenoble-Chamonix Mont Blanc*. 1264-1269.
- Gavalda, J. García, C. 1996. La predicció del peligro de aludes en el Pirineo de Catalunya. Chacón, J. & Irigaray, C. (Eds.): "VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio". Granada, I: 605-614.
- Gillet, N.P., Graf, H.F., Osborn, T.J. 2003. Climate Change and North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph*, 134. American Geophysical Union, 193–209. doi:10.1229/134GM09.

- Gómez, A., Palacios, D. 1995. La investigación española sobre geomorfología de regiones frías. En "Revista de Geografía", Vol. XXIX, nº 1. Universitat de Barcelona. 113 pp
- González-Hidalgo, J.C., López-Bustins, J.A., Stepanek, P., Martín-Vide, J., De Luis, M. 2009. Monthly precipitation trends on the Mediterranean façade of the Iberian Peninsula during the second half of the 20th century (1951–2000). *International Journal of Climatology* 29, 1415–1429.
- Greenwood, P.E., Nikulin, M.S. 1996. A guide to chi-squared testing. Wiley, New York. ISBN 0-471-55779-X.
- Gruber, U., Hägeli, McClung, D.M., Manners, E. 2004. Large-scale snow instability patterns in Western Canada: First analysis of the CAA-InfoEx database 1991-2002. *Annals of Glaciology*, 38. 15-20.
- Hächler, P. 1987. Analysis of the weather situations leading to severe and extraordinary avalanche situations. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 162, 295–303.
- Hägeli, P. and McClung, D.M. 2003. Avalanche Characteristics of a Transitional Snow Climate – Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold regions Science and Technology*, 37, 255-276.
- Hägeli, P. 2004. Tesis: Scale analysis of avalanche activity on persistent snowpack weaknesses with respect to large-scale backcountry avalanche forecasting. The University of British Columbia. 254 pp.
- Hägeli, P., McClung, D.M. 2007. Expanding the snow climate classification with avalanche relevant information - initial description of avalanche winter regimes for south-western Canada. *Journal of Glaciology*, 53, 266-276.
- Hägeli, P., Atkins, R., and Klassen, K. 2010. Auxiliary material for Decision making in avalanche terrain: a field book for winter backcountry users. Canadian Avalanche Centre, Revelstoke, B.C.
- Herrero J., Polo, M.J., Moñino, A., and Losada, M.A. 2009. An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site. *Journal of Hydrology* 371, 98-107. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.021
- Herrero, J., Polo, M.J. 2016. Evapsublimation from the snow in the Mediterranean mountains of Sierra Nevada (Spain). *The Cryosphere*, 10, 2981–2998. doi:10.5194/tc-10-2981-2016.
- Hopkinson, C., Pomeroy, J., De Beer, C., Ellis, C., and Anderson, A. 2011. Relationships between snowpack depth and primary LiDAR point cloud derivatives in a mountainous environment. In *Remote Sensing and Hydrology 2010*. IAHS Publ. 3XX, Jackson Hole: Wyoming, USA.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Hurrell, J.W. 2003. Climate variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. In: Holton, J., Pyle, J., Curry, J. (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pp. 439–445.
- Hurrell, J.W., Deser, C. 2009. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 78, 28–41.
- IPCC. 2007. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., Quin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Mille, H.L. (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, p.996.
- IPCC. 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Jamieson, B. and Johnston, C. 1998. Refinements to the stability index for skier-triggered dry-slab avalanches, *Ann. Glaciol.*, 26, 296–302.

- Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hetu, B., Filion, L., Pech, P. 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology* 47, 180–192.
- Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* 17, 1433–1450.
- Keller, F., Goyette, S. and Beniston, M. 2005. Sensitivity analysis of snowcover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in alpine terrain. *Climate Change*, 72, 299–319.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, C.K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jeene, R., Joseph, D., (1996). The NCEP/NCAR 40 years reanalysis project. *Bulletin of the AMS* 77, 437–471.
- Keylock, C.J. 2003. The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland. *Geophysical Research Letters* 30, 5 (58), 1–4.
- Kruskal, W.H. and Wallis, W.A., 1952. Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 47 (260): 583–621.
- LaChapelle, E.R. 1966. Avalanche forecasting. A modern synthesis. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 69, 350–356.
- Llasat, M. C., Puigcerver, M. 1997. Total rainfall and convective rainfall in Catalonia, Spain. *International Journal of Climatology*, 17, 1683–1695. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199712)17:15<1683::AID-JOC220>3.0.CO;2-Q.
- López-Bustins, J.A. 2007. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Pyrenees. PhD Thesis. Department of Physical Geography and Regional Geographical Analysis, University of Barcelona. Catalonia. 184 pp.
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., García-Ruiz, J.M. 2006. Trends on high flows in the Central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change? *International Journal of Hydrological Sciences* 51 (6): 1039-1050.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, M. 2007. Atmospheric circulation influence on the interannual variability of the snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century. *Nordic Hydrology* 38 (1), 33–44.
- López-Moreno, J.I., Goyette, S. and Beniston, M. 2008. Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and expected changes over the Pyrenees from a set of regional climate models. *International Journal of Climatology*, 28 (11), 1535–1550.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A. and Beniston, M. 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77, 62-76.
- López-Moreno, J.I., Pomeroy, J., Revuelto, J., Vicente-Serrano, S.M. 2013. Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes* 27(18):2637-2650.
- Male, D.H. 1980. The seasonal snowcover. In *Dynamics of the Snow and Ice Masses*, S. Colbeck (Ed.). Academic Press, Toronto, pp. 305-395.
- Manguán, S., García-Sellés, C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. 2013. Efecto combinado de la temperatura y la precipitación en la actividad de grandes aludes en el Pirineo Oriental. *Actas del*

- VIII Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables. 1169-1180. Palma de Mallorca, Junio 2013.
- Marienthal, A., Hendrikx, J., Chabot, D., Maleski, P., Birkeland, K. 2012. Depth hoar, avalanches, and wet slabs: A case study of the historic March, 2012 wet slab avalanche cycle at Bridger Bowl, Montana. Proceedings of the International Snow Science Workshop. Alaska. ID: 105695555.
- Martín-Vide, J., Barriendos, M., Peña, J.C., Llasat, M.C., Rodríguez, R. 1999. Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España. *Análisis*, GR 67, 19–29.
- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A. 2006. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 26 (11), 1455–1475.
- Martín-Vide, J., Sánchez-Lorenzo, A., López-Bustins, J.A., Cordobilla, M.J., García-Manuel, A., Raso, J.M. 2008. Torrential Rainfall in Northeast of the Iberian Peninsula: Synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Science and Research*, 2, 99-105.
- Martín-Vide, J. (coord.) 2016. Tercer Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya. Barcelona: Generalitat de Catalunya i Institut d'Estudis Catalans. 626 pp.
- Martínez, P., Oller, P. 2004. Accidents per allaus a Catalunya. I Jornades Tècniques de Neu i Allaus. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, Spain, 4 pp.
- McCammon, I., Schweizer, J. 2002. A field method for identifying structural weaknesses in the snowpack, Proceedings International Snow Science Workshop, Penticton, BC, 477 – 481.
- McClung, D.M., Tweddy, J. 1993. Characteristics of Avalanching: Kootenay pass, British Columbia, Canada, *Journal of Glaciology*, 39 (132), 316-322.
- McClung, D.M. 2000. Extreme avalanche runout in space and time. *Canadian Geotechnical Journal* 37 (1), 161–170.
- McClung, D., Schaerer, P. 2006. The avalanche handbook. Seattle. The Mountaineers, 3rd Ed. 288 pp.
- Minder, J.R. 2010. The sensitivity of mountain snowpack accumulation to climate warming. *Journal of Climate*, 23, 2634–2650.
- Mock, C.J. and Kay, P.A. 1992. Avalanche Climatology of the Western United-States, with an Emphasis on Alta, Utah. *Prof. Geogr.*, 44(3), 307-318.
- Mock, C.J. 1995. Avalanche Climatology of the Continental Zone in the Southern Rocky- Mountains. *Physical Geography*, 16 (3), 165-187.
- Mock, C.J. 1996. Avalanche climatology of Alyeska, Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* 28 (4), 502–508.
- Mock, C.J., Birkeland, K.W. 2000. Snow avalanche climatology of the western United States mountain ranges. *Bulletin of American Meteorological Society*, 81 (10), 2367-2392.
- Moner, I., Gavaldà, J., Bacardit, M., García-Sellés, C., Martí, G. 2008. Application of field stability evaluation methods to the snow conditions of the Eastern Pyrenees. Proceedings of the International Snow Science Workshop, Whistler, 386-392.
- Muntán, E., García, C., Oller, P., Martí, G., García, A., Gutiérrez, E. 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1599-1612.
- Nairz, P., Mair, R. 2013. Avalanche Danger Patterns – a new approach to snow and avalanche analysis. International Snow Science Workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc – 2013, 209-214.

- Nogués-Bravo, D., Araújo, M.B., Errea, M.P. and Martínez-Rica, J.P. 2007. Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st century. *Global Environmental Change*, 17, 420–428.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García-Sellés, C.; García, A.; Martínez, P. 2006. The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Colorado*, 305-313.
- Oller, P., Janeras, M., De Buén, H., Arnó, G., García-Sellés, C., Christen, M., Martínez P. 2009. Validación del programa de modelización numérica Aval-1D para simular aludes en el Pirineo Oriental. VII National Meeting on Unstable Slopes and Hillsides. Barcelona, Spain, pp. 468-479.
- Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C., Angulo, C., 2015. Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twentieth-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*, 110, doi: 10.1016/j.coldregions.2014.11.012. 129-148.
- Osborn, T.J. 2011. Variability and changes in the North Atlantic Oscillation index. In *Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region* (eds. Vicente-Serrano SM and Trigo RM), Springer Dordrecht, Heidelberg, 9-22, (doi:10.1007/978-94-007-1372-7).
- Pepin, N.C., Seidel, D.J. 2005. A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *Journal of Geophysical Research*, 110, D03104, 15 pp.
- Pomeroy, J.W., Toth, B., Granger, R.J., Hedstrom, N.R. and Essery, R.L.H. 2003. Variation in surface energetics during snowmelt in a subarctic mountain catchment. *Journal of Hydrometeorology* 4(4), 702–719.
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Hedstrom, N.R., Quinton, W.L., Granger, R.J., Carey, S.K. 2007. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological processes* 21, 2650-2667.
- Pons, M., Johnson, P.A., Rosas-Canals, M., Sureda, B., Jover, E, 2012. Modeling climate change effects on winter ski tourism in Andorra. *Climate Research* 54 (3), 197-207.
- Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S.R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M.J., Castro-Díez, Y. 2005. North Atlantic Winter SLP anomalies based on the Autumn ENSO state. *Journal of Climatology* 18, 97–103.
- Quadrelli, R., Lazeri, M., Cacciamani, C., Tibaldi, S. 2001. Observed winter alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. *Climate Research* 17, 275–284.
- Räisänen, J. 2007. How reliable are climate models? *Tellus* 59A, 2–29.
- Raso Nadal J.M., Martín-Vide, J. 1997. *Atlas Climàtic de Catalunya: Període 1961-1990*. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional (UB), Servei Meteorològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Rigo, T., Batlle, J. and Llasat, M. C. 2001. Una comparación de episodios de inundaciones en Cataluña no otoñales (junio de 2000, septiembre de 1996 y enero de 1996). II Congreso AEC, Valencia. Vol. 401 , Núm. 412, pp. 401-412.
- Rodés, P. 1999. Análisis de los accidentes por aludes en España. *Ergón Creación*. España. 72 pp.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genovés, A. 1999. A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 19, 765–785.
- Sakamoto, C.M. 1973. Application of the Poisson and negative binomial models to thunderstorm and hail days probabilities in Nevada. *Monthly Weather Review*, vol. 101, n° 4, 350–355.

- Salm, B., Burkard, A., and Gubler, H. 1990. Berechnung von Fließlawinen: eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen (Avalanche calculations: a practical method with examples). Eidg. Inst.Schnee und Lawinenforsch. Mitt. 47, 41 pp.
- Schaerer, P. 1986. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review*, vol. 4, n° 3, 2.
- Schweizer, J., Jamieson, B. 2007. A threshold sum approach to stability evaluation of manual profiles. *Cold Regions Science and Technology*, 47, 50–59.
- Schweizer, J., Reuter, B., Van Herwijnen, A., Gaume, J. 2016: Avalanche release 101. In: Proceedings of the International Snow Science Workshop 2016. Breckenridge, CO, October, 2 - 7, 2016. ISSW 16. Proceedings Volume. Breckenridge, ISSW. 1-11.
- Stefaniki, G., Talkner, P., Weber, R.O. 1998. Frequency changes of weather types in alpine region since 1945. *Theoretical and Applied Climatology* 60, 47–61.
- Techel, F., Pielmeier, C. 2014. Automatic classification of manual snow profiles by snow structure. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 779-787. doi:10.5194/nhess-14-779-2014.
- Thom, H. 1966. Some methods of climatological analysis. Technical Note N° 81. WMO, Geneva, Switzerland, 30–34.
- Uhlmann, B., Goyette, S. and Beniston, M. 2009. Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperature, precipitation and humidity under condition of climate change. *International Journal of Climatology*, 29. 1048-1055.
- van Herwijnen, A., Jamieson, J.B. 2007. Snowpack properties associated with fracture initiation and propagation resulting in skier-triggered dry slab avalanches. *Cold Regions Science and Technology* 50(1-3), 13-22.
- Vilaplana, J.M., Payàs, B. 2008. Riskcat. Els riscos naturals a Catalunya. CADS, Generalitat de Catalunya. ISBN 9788439378365. 76 pp.
- Villecrose, J. 2001. Les avalanches de janvier et fevrier 1999 dans les Alpes du Nord Françaises. *La Météorologie* 8° série, vol. 32, 11–22.
- Walpole, R.E., Myers, R.H., Myers, S.L., Ye, K. 2002. *Probability and Statistics for Engineers and Scientists* Seventh Edition. Prentice Hall, Upper Saddle River, USA. 730 pp.
- Yue, S., Pilon, P., Cavadias, G., 2002. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrologic series. *Journal of Hydrology* 259, 254–271.
- www.bsc.es. Proyecto ESCAT, Generación de Escenarios Climáticos con Alta Resolución para Catalunya. Centro Nacional de Supercomputación.
- www.icgc.cat
- www.ign.es
- www.interior.gencat.cat

ANEXO A

Para cada temporada invernal se presenta un gráfico de la normalidad de la temperatura y la precipitación en el nivoclima oceánico y en el nivoclima mediterráneo desde el invierno 1998-99 al 2010-2011, mediante la representación de los percentiles diarios.

La serie de nivoclima oceánico consiste en la temperatura media diaria registrada en la estación automática de la Bonaigua (2266 m) y la precipitación diaria medida en la estación automática de Vielha (1002 m), ambas en la región Arán-Franja Norte de la Pallaresa (AR), gestionadas por el SMC. La precipitación recogida en Vielha tiene menos incoherencias que la de Bonaigua debido al menor efecto del viento en la modificación de los totales que pueden acumularse en los pluviómetros. Se ha preferido mantener la temperatura de un observatorio de alta montaña para evitar los efectos de las inversiones térmicas.

La serie de nivoclima mediterráneo corresponde a la estación manual de Vall de Núria (1971 m), gestionada por AEMET, en la región Ter-Freser (TF).

Sobre los percentiles de temperatura y precipitación se indica el día en que se registra un MAC y el tipo de componente sinóptico que lo genera en un recuadro, mediante la leyenda:

C:NW = Componente 1. Advección del noroeste

C:TR = Componente 2. Vaguada

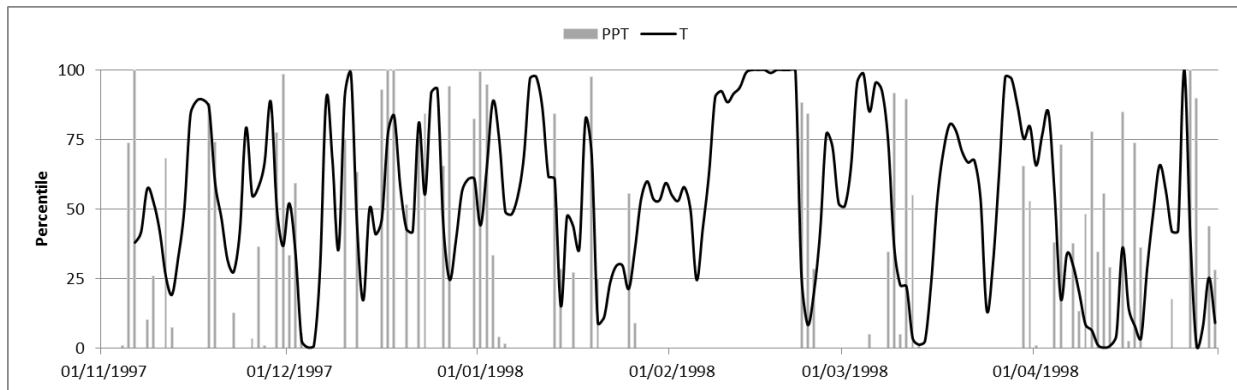
C:E = Componente 3. Advección de levante

C:CL = Componente 4. Baja fría centrada

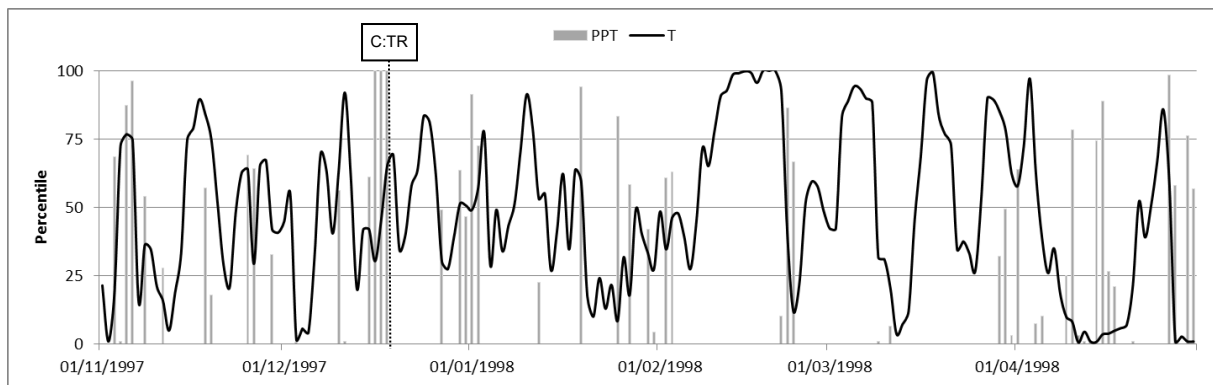
C:SW = Componente 5. Advección del suroeste

C:A = Componente 6. Anticiclón subtropical

A.1. Invierno 1997-98



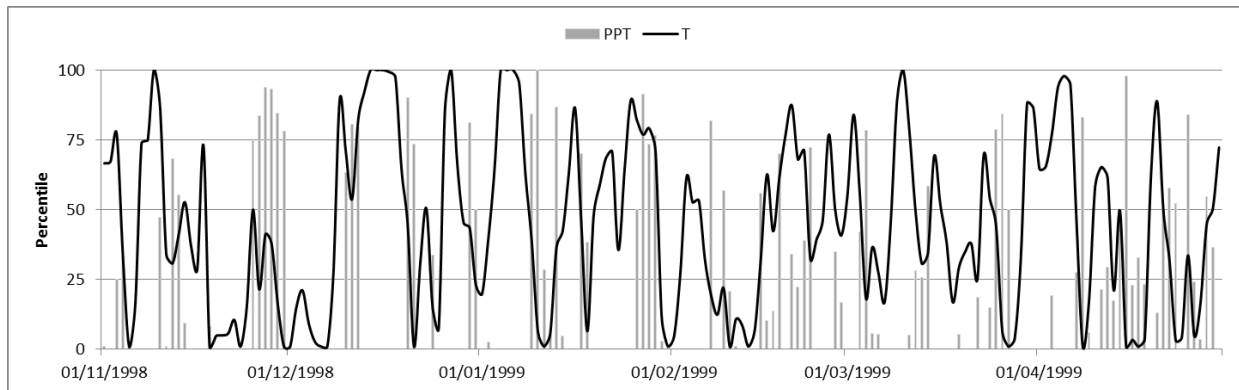
Sector oceánico (AR)



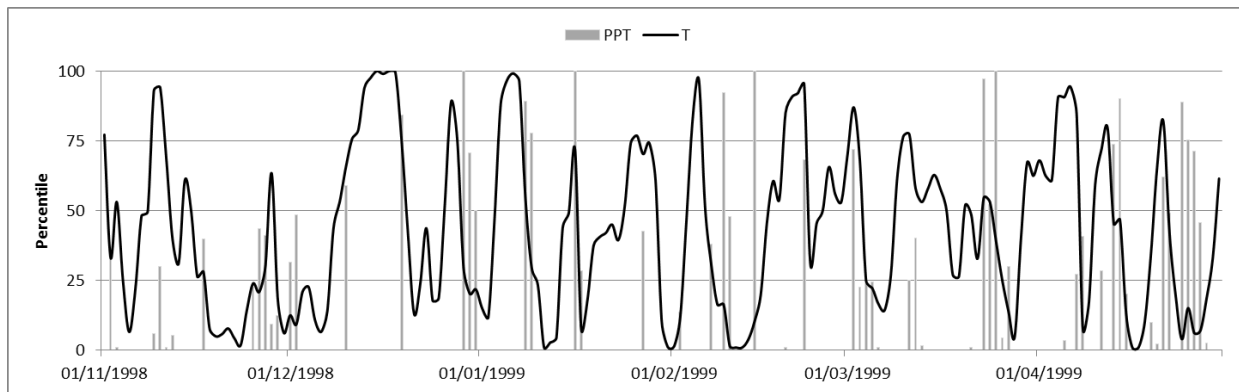
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.1. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 1997-98.

A.2. Invierno 1998-99



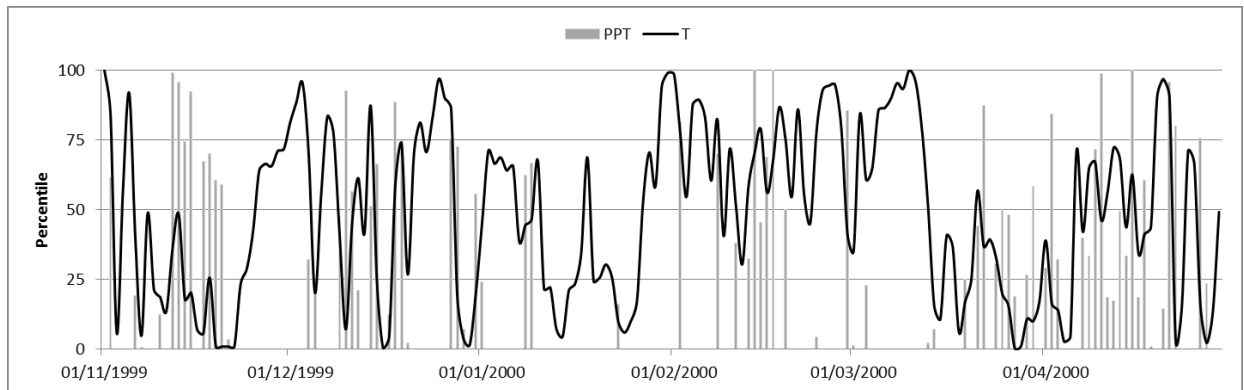
Sector oceánico (AR)



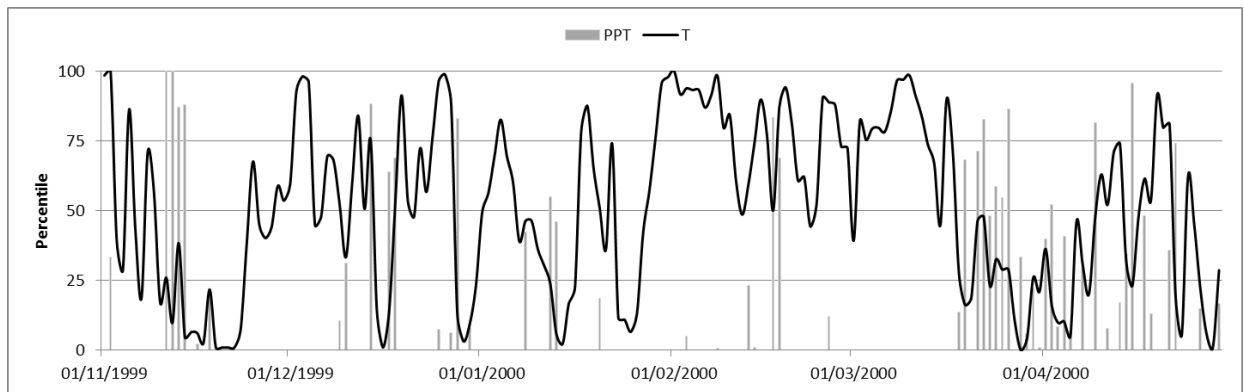
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.2. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 1998-99.

A.3. Invierno 1999-00



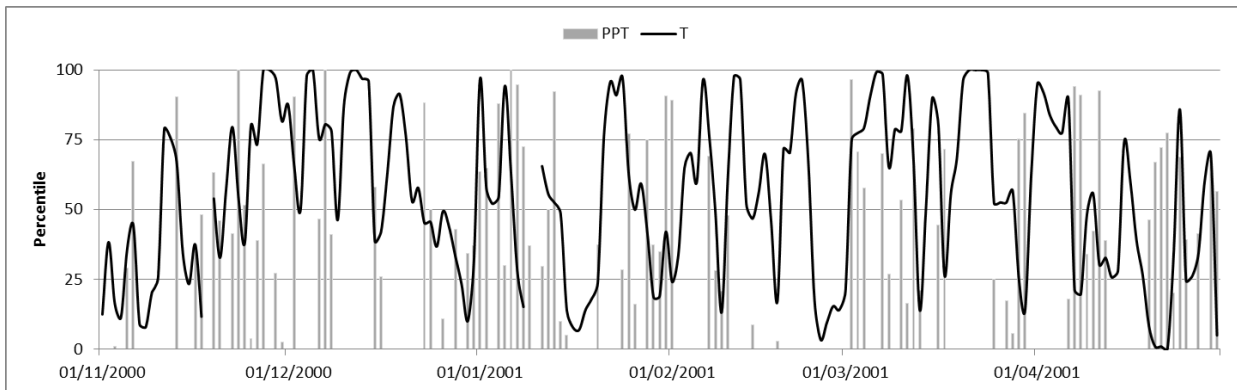
Sector oceánico (AR)



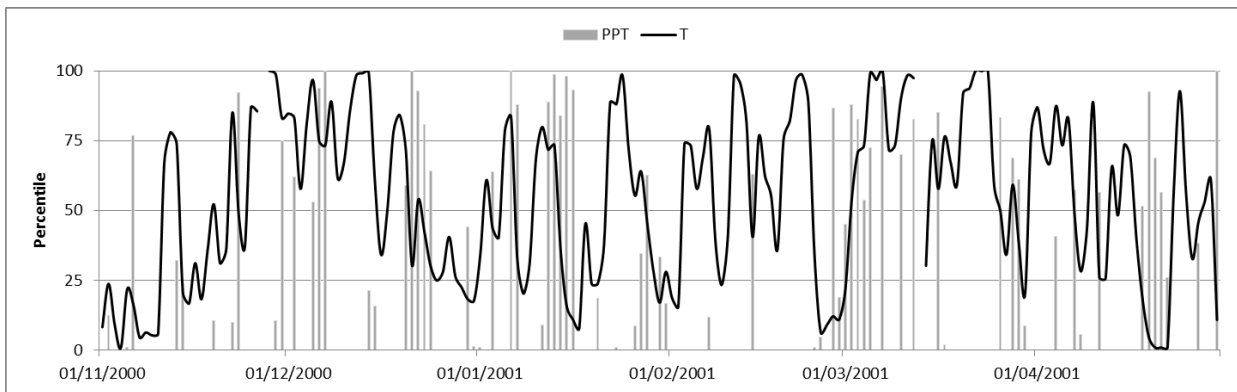
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.3. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 1999-00.

A.4. Invierno 2000-01



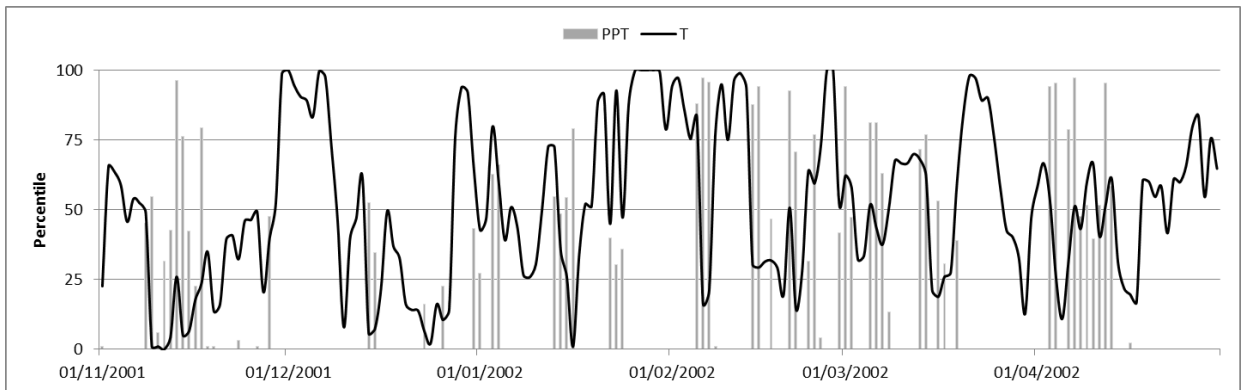
Sector oceánico (AR)



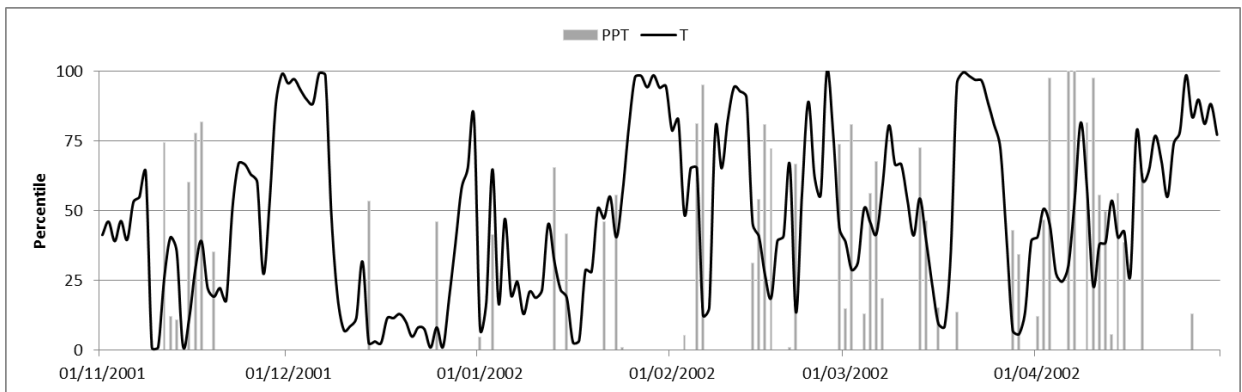
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.4. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2000-01.

A.5. Invierno 2001-02



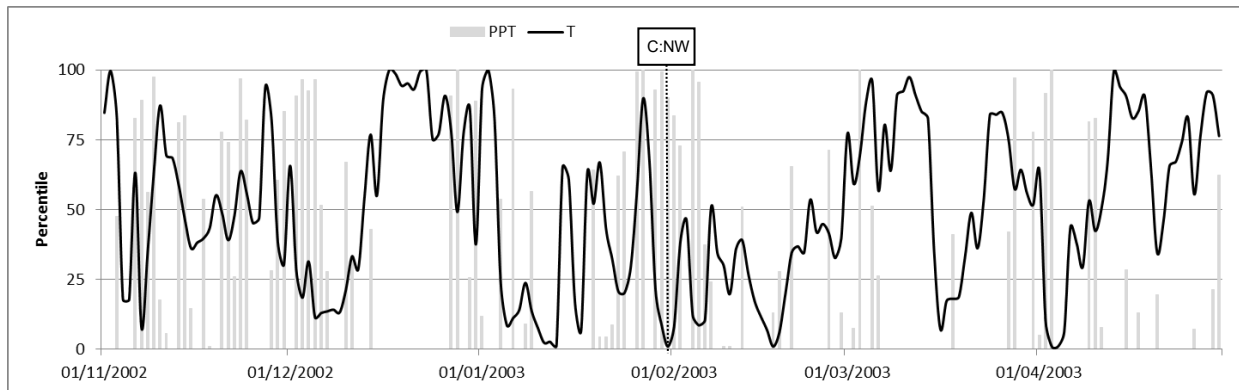
Sector oceánico (AR)



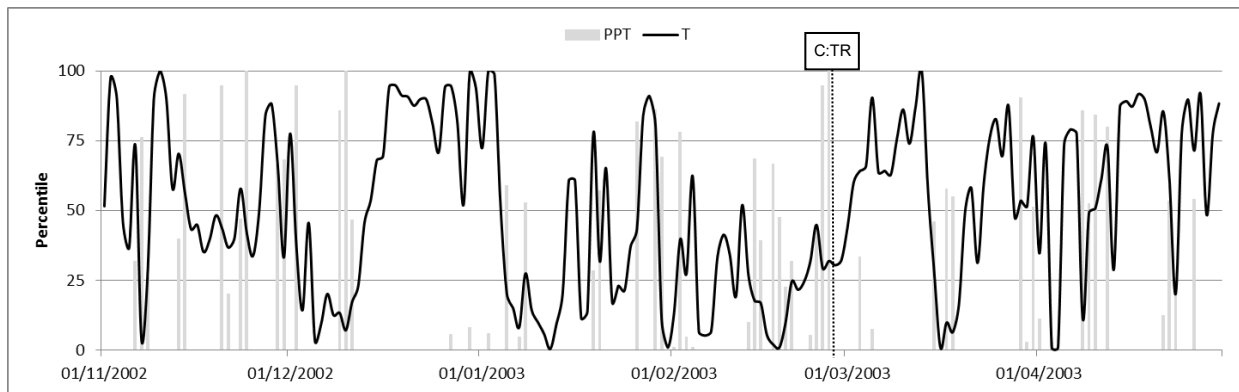
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.5. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2001-02.

A.6. Invierno 2002-03



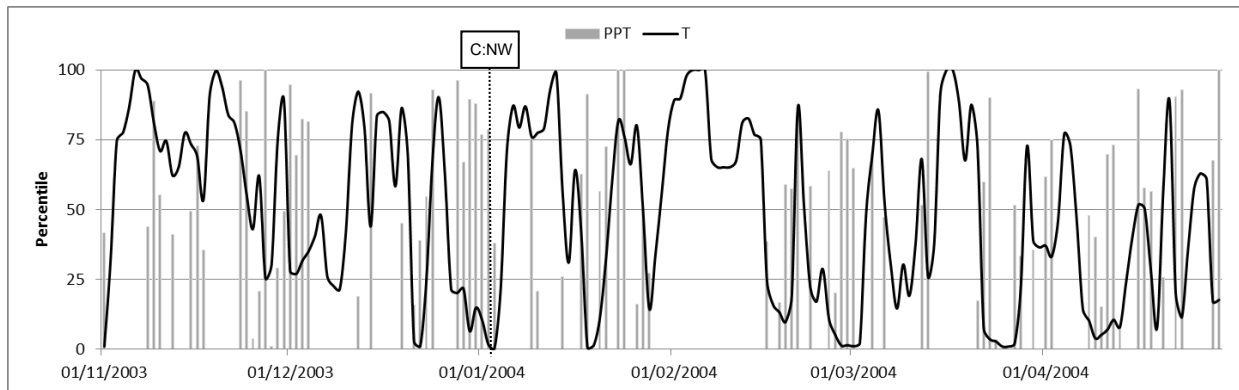
Sector oceánico (AR)



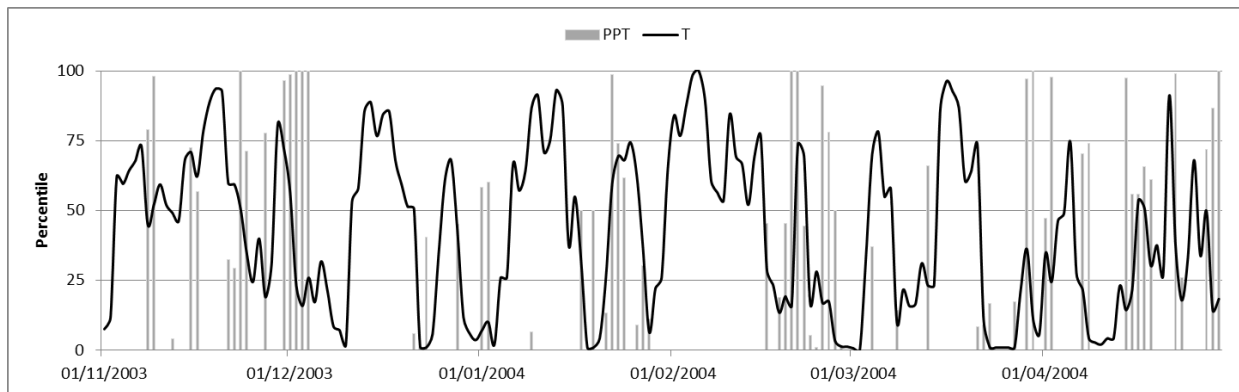
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.6. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2002-03.

A.7. Invierno 2003-04



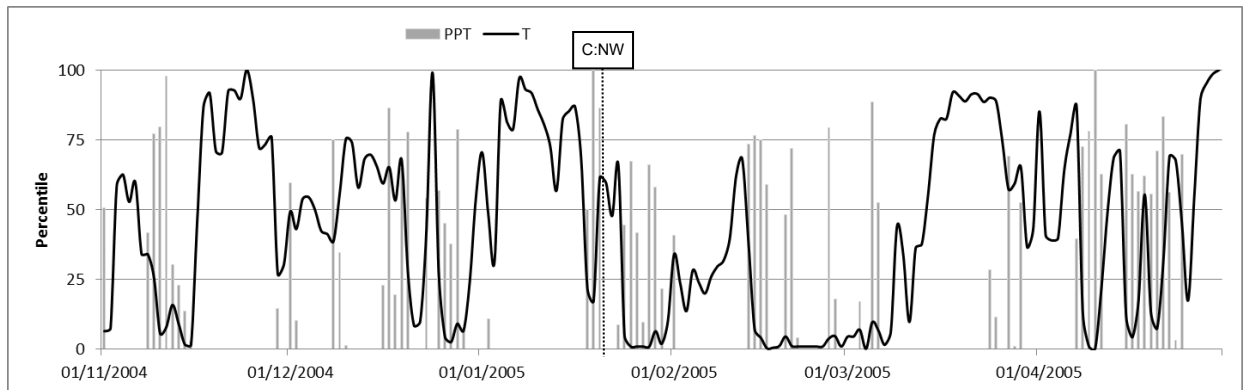
Sector oceánico (AR)



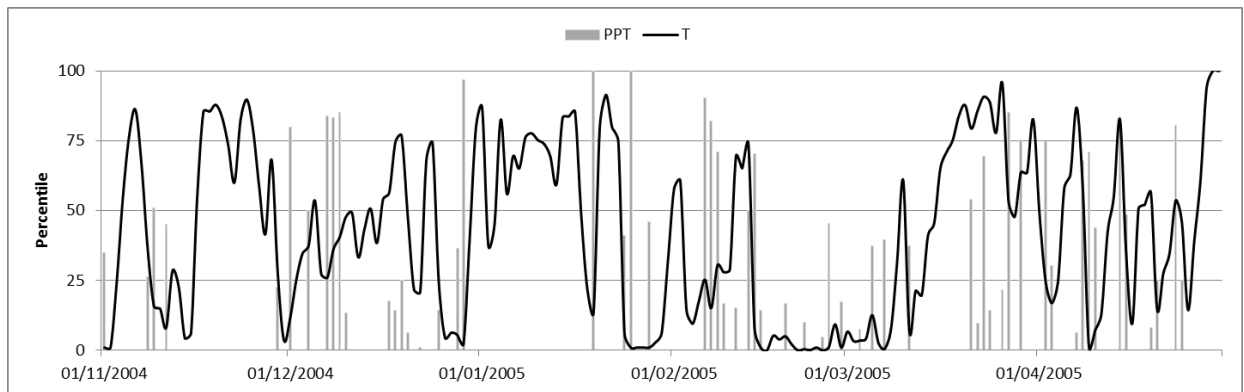
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.7. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2003-04.

A.8. Invierno 2004-05



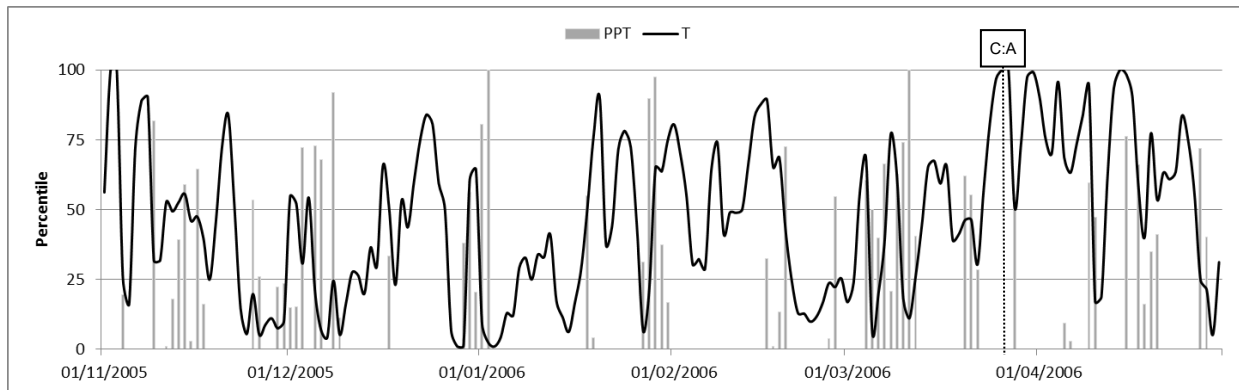
Sector oceánico (AR)



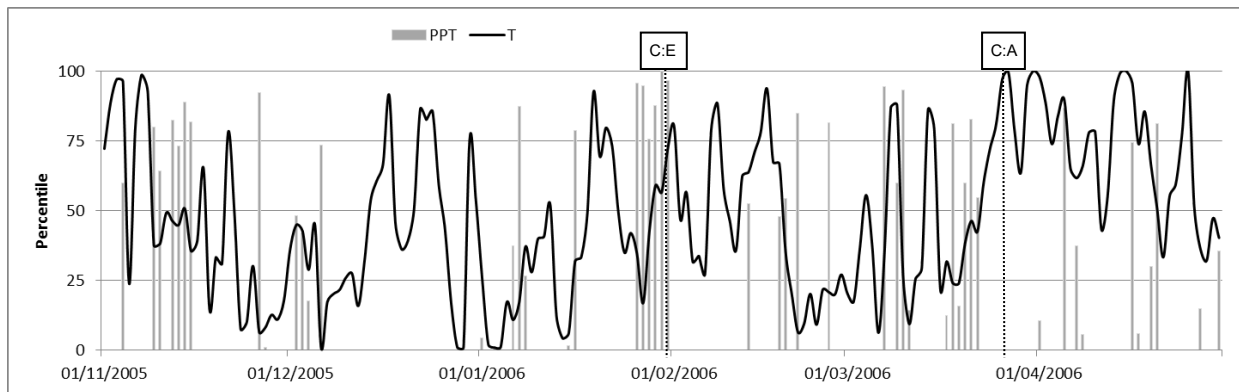
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.8. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2004-05.

A.9. Invierno 2005-06



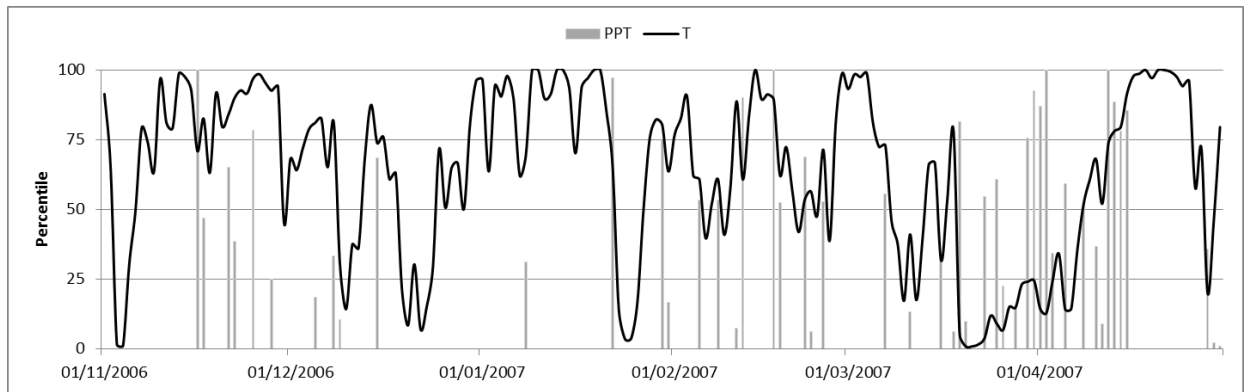
Sector oceánico (AR)



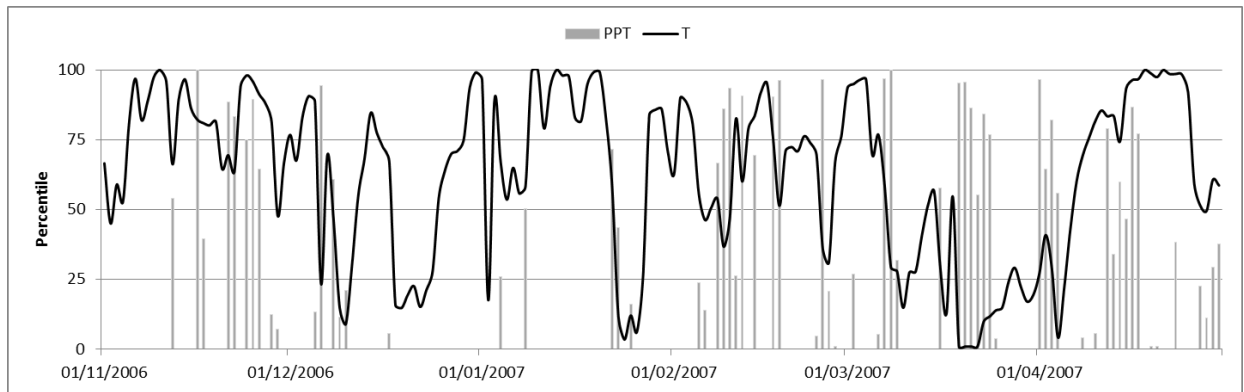
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.9. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2005-06.

A.10. Invierno 2006-07



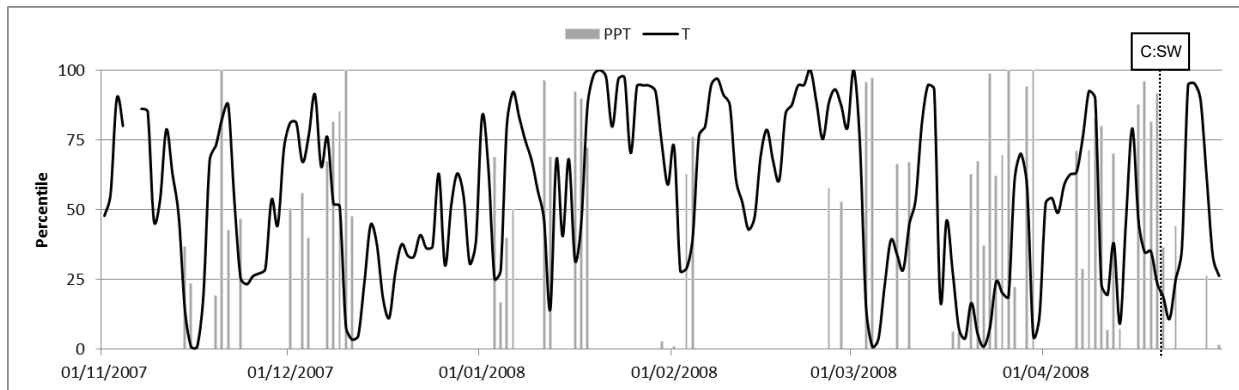
Sector oceánico (AR)



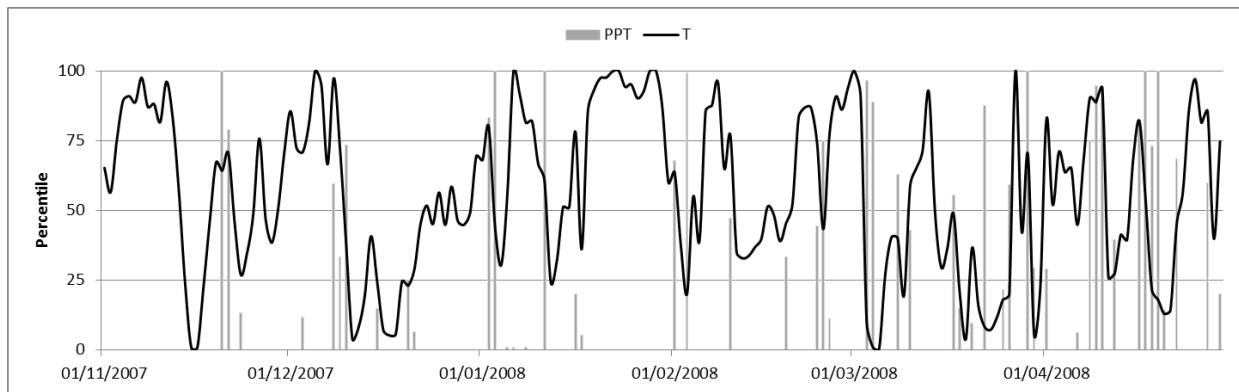
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.10. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2006-07.

A.11. Invierno 2007-08



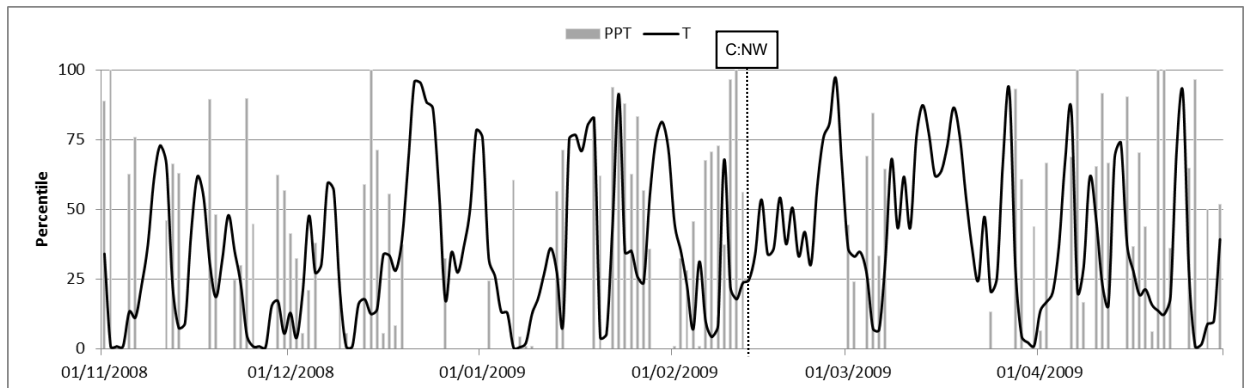
Sector oceánico (AR)



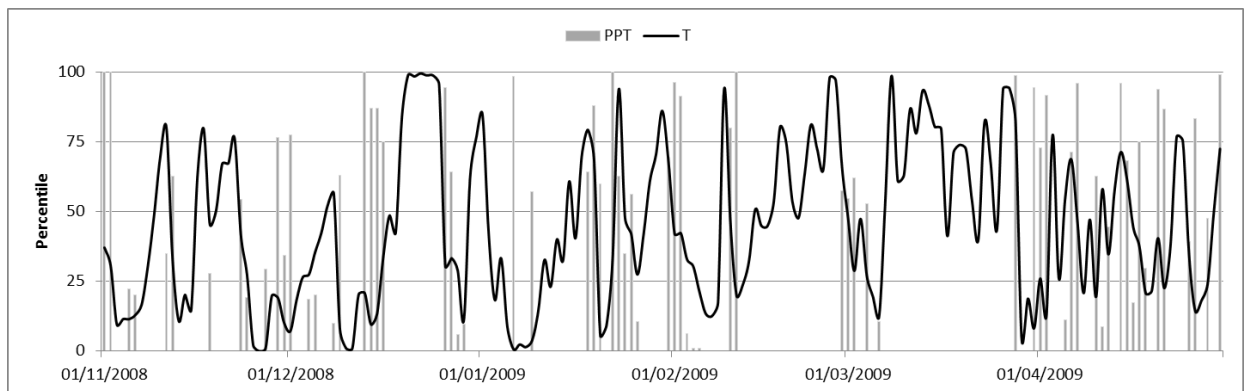
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.11. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2007-08.

A.12. Invierno 2008-09



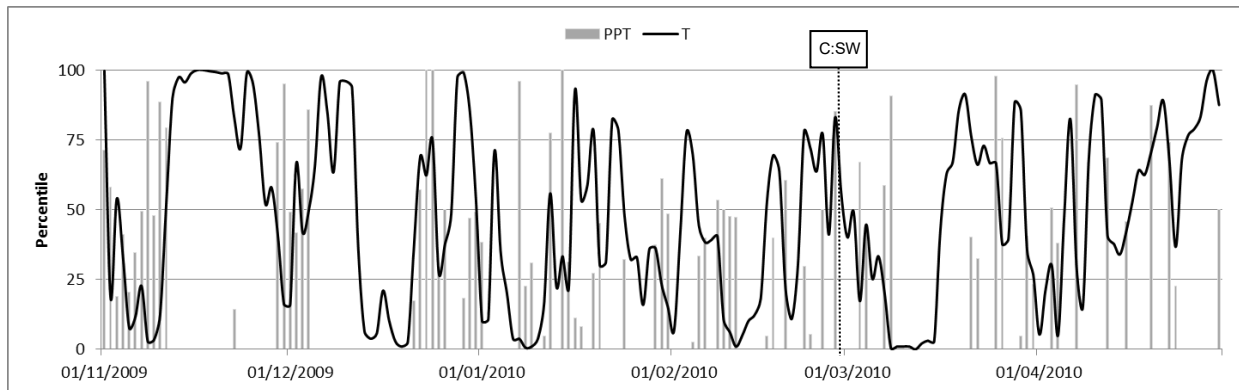
Sector oceánico (AR)



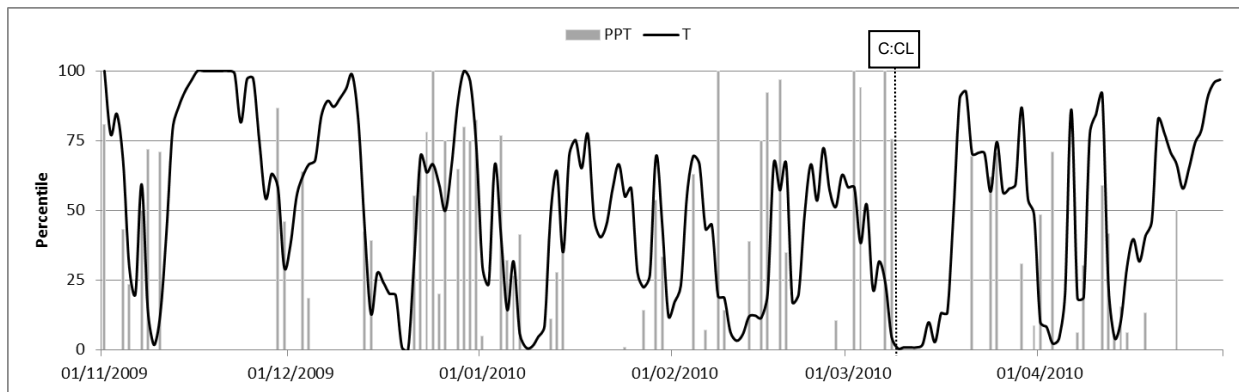
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.12. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2008-09.

A.13. Invierno 2009-10



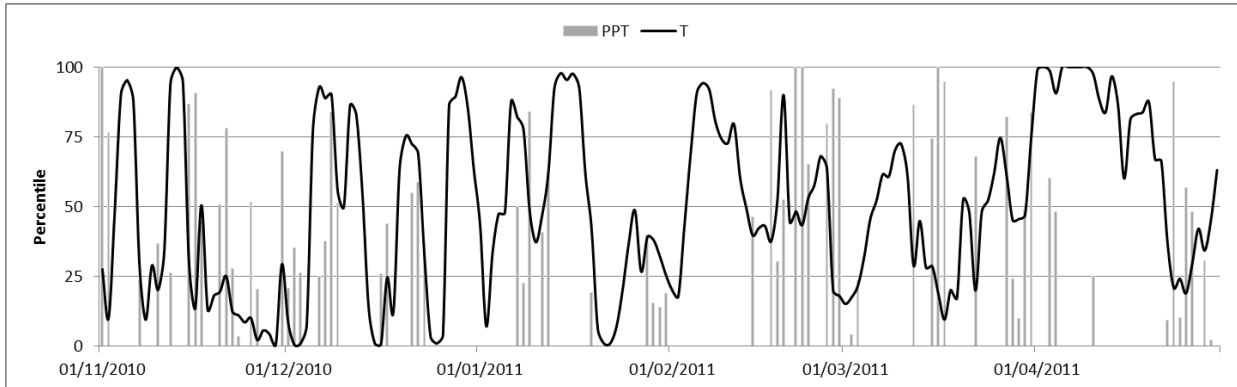
Sector oceánico (AR)



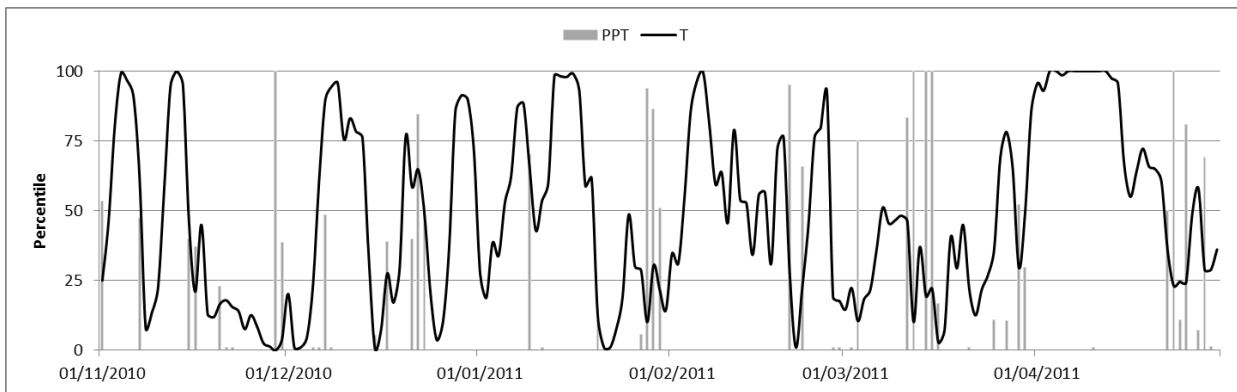
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.13. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2009-10.

A.14. Invierno 2010-11



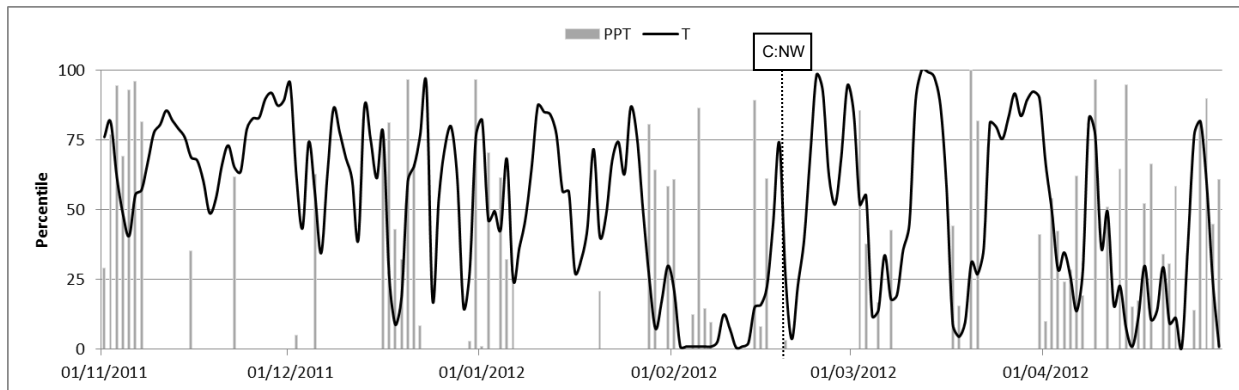
Sector oceánico (AR)



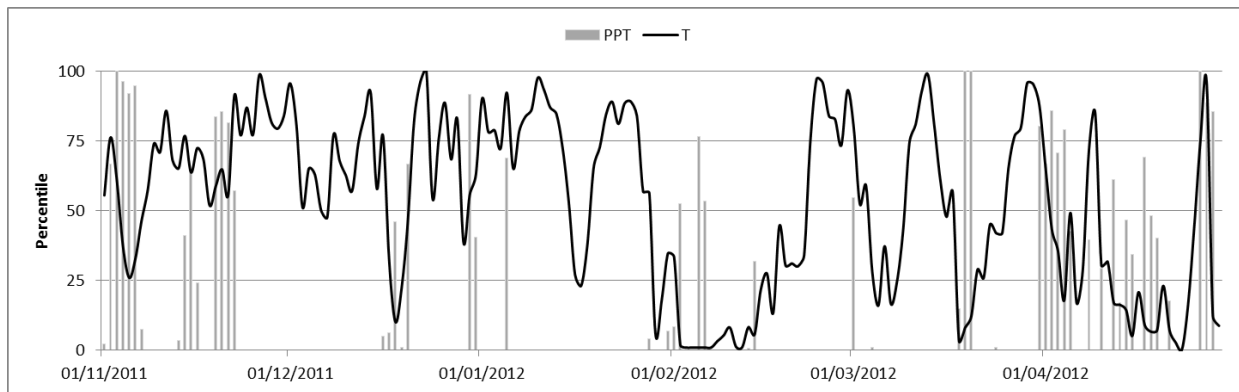
Sector mediterráneo (TF)

Figura A.14. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2010-11.

A.15. Invierno 2011-12



Sector oceánico (AR)



Sector mediterráneo (TF)

Figura A.15. Normalidad de la precipitación y temperatura en las regiones Arán-Franja Norte de la Pallaresa (sector oceánico) y Ter-Freser (sector mediterráneo) durante el invierno 2011-12.

ANEXO B

Para cada temporada invernal, de noviembre a abril, se presenta la evolución mensual de distintas variables atmosféricas, del manto nivoso y de la actividad de aludes.

En el gráfico superior se representa la evolución del índice TSA de inestabilidad del manto nivoso (reúne las condiciones de tipo de grano persistente, baja dureza y diámetro grueso). Se muestra el carácter general del manto nivoso de cada temporada (a partir de los valores de TSA y de las proporciones de granos de fusión, de granos facetados presentes en primavera y de granos no persistentes) mediante el tramado del gráfico: trama de puntos significa manto de patrón oceánico y trama de cuadros manto de carácter mediterráneo.

En el gráfico inferior siguiente se muestra el número de aludes accidentales (barra negra) y de ciclos de aludes mayores (MAC) (barra gris) por mes.

Los dos primeros gráficos comentados se refieren al comportamiento del sector nivoclimático oceánico (Aran-Franja Norte de la Pallaresa, AR).

A continuación se representa el valor mensual del índice acumulativo de la NAO. Los valores positivos son resultado de la suma de los índices estandarizados mensuales de meses consecutivos en fase positiva (barra roja) y los valores negativos resultado de la suma de los índices estandarizados mensuales de meses consecutivos en fase negativa (barra azul). Los valores mensuales estandarizados provienen de la fuente: Tim Osborn, NAOi data, <https://crudata.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm>.

Los dos gráficos finales vuelven a representar la evolución del índice de inestabilidad TSA y la actividad de aludes en el sector nivoclimático mediterráneo (regiones Ter-Freser TF, Prepirineo PR y Cadí-Moixeró CM).



Figura B.1. Evolución mensual del índice acumulado NAO y, para los sectores mediterráneo y oceánico, los índices de inestabilidad TSA del manto nivoso y del número de ciclos de aludes mayores y de aludes accidentales de las temporadas 1997-98 a 2001-02.

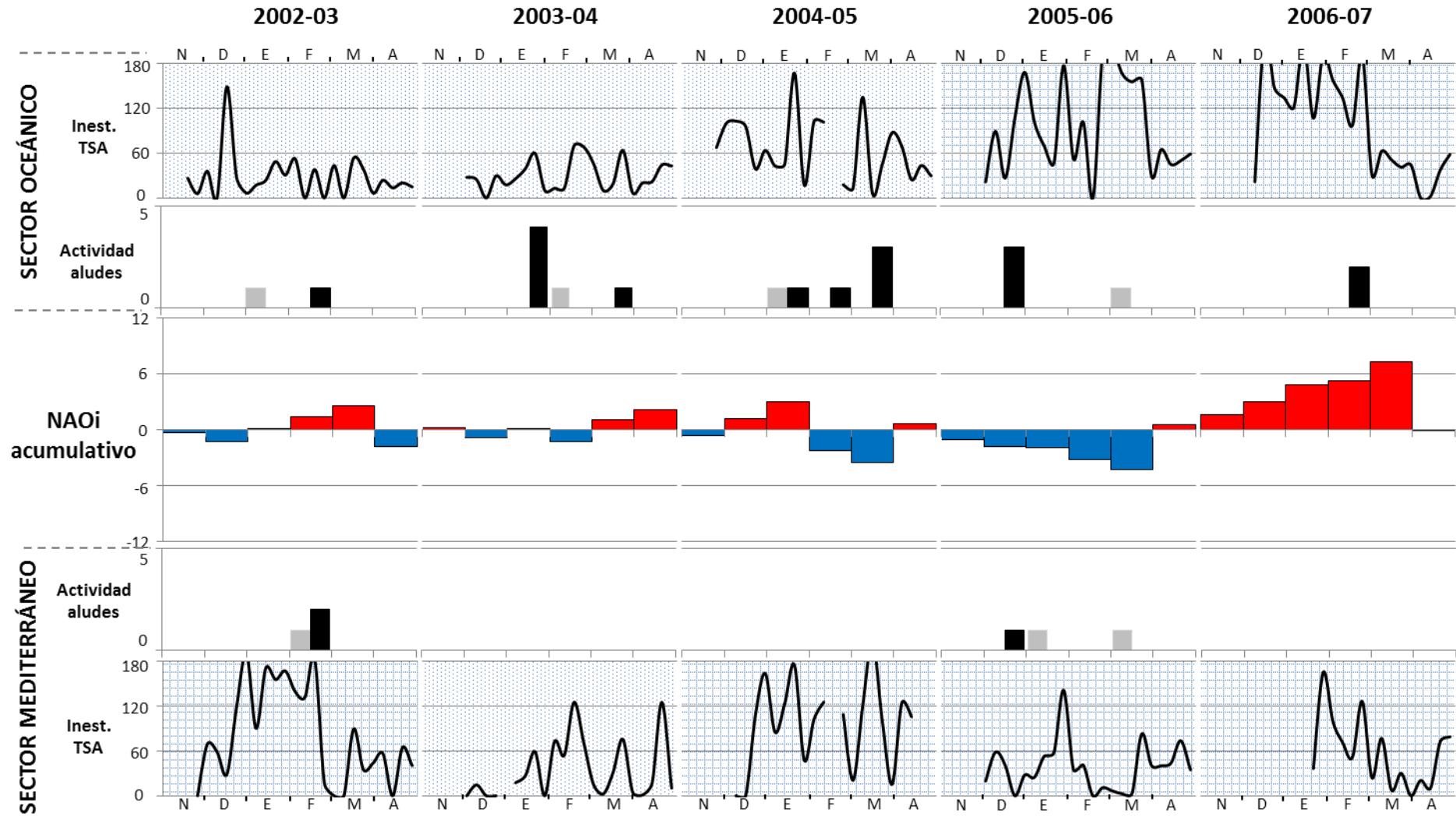


Figura B.2. Evolución mensual del índice acumulado NAO y, para los sectores mediterráneo y oceánico, los índices de inestabilidad TSA del manto nivoso y del número de ciclos de aludes mayores y de aludes accidentales de las temporadas 2002-03 a 2006-07.

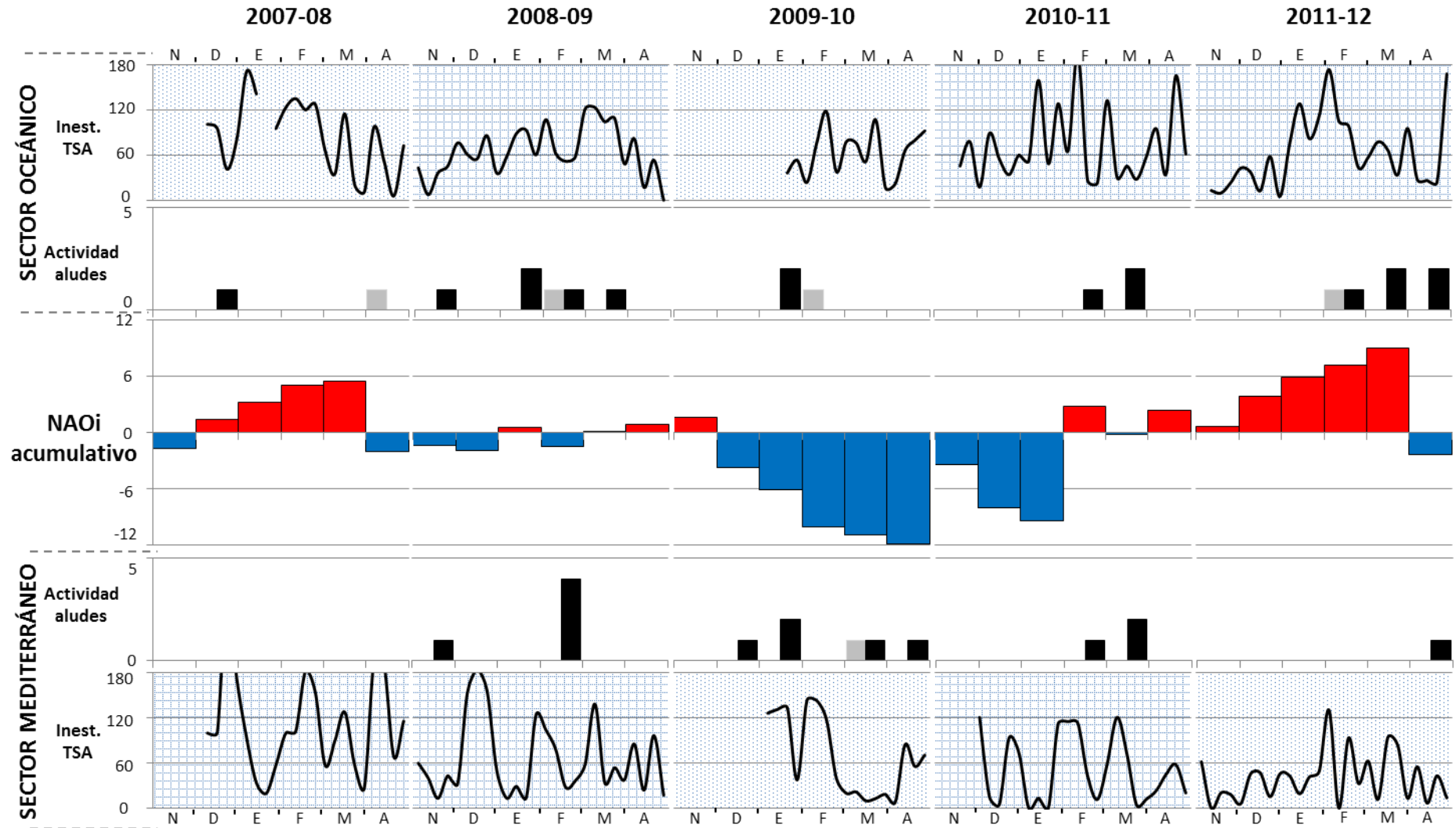


Figura B.3. Evolución mensual del índice acumulado NAO y, para los sectores mediterráneo y oceánico, los índices de inestabilidad TSA del manto nivoso y del número de ciclos de aludes mayores y de aludes accidentales de las temporadas 2007-08 a 2011-12.

ANEXO C

En las siguientes tablas se muestran los valores de diversas variables de la estructura del manto nivoso, calculados para la clasificación de patrones del manto nivoso a nivel anual: manto oceánico y manto mediterráneo. Para cada año se añaden los valores del índice acumulado de NAO en fases positivas mensuales consecutivas (CNI+) y lo mismo para el índice acumulado en fases negativas consecutivas (CNI-) a partir del índice NAO (NAOi data, <https://crudata.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm>).

Se complementan los datos de la estructura del manto nivoso con el total de aludes accidentales (SKA) y de ciclos de aludes mayores (MAC), tanto para el conjunto del Pirineo Oriental como para los sectores oceánico y mediterráneo. Se acompañan de otros datos nivometeorológicos de contexto como la temperatura media y el total de nieve reciente acumulada de la temporada invernal (de noviembre a abril), así como del gradiente térmico del manto nivoso en el mes de diciembre ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), como resultado de la división entre la temperatura media mensual y el espesor medio del manto nivoso del mes de diciembre. Dicho índice se utiliza en la clasificación nivoclimática del manto nivoso en USA y Canadá.

Se añade también el tipo de componente sinóptico que genera cada MAC, mediante la leyenda:

C:NW = Componente 1. Advección del noroeste

C:TR = Componente 2. Vaguada

C:E = Componente 3. Advección de levante

C:CL = Componente 4. Baja fría centrada

C:SW = Componente 5. Advección del suroeste

C:A = Componente 6. Anticiclón subtropical

Tabla C.1. Valores de NAOi y acumulativos positivos y negativos por temporada (valores anuales máximo y mínimo, respectivamente, resultado de la suma de valores mensuales de misma fase consecutivos), número de ciclos de aludes mayores (MAC) entre noviembre y abril para el conjunto del Pirineo Oriental y patrón sinóptico desencadenante. Se destacan en fondo gris las temporadas con 3 o más ciclos.

Temporada	NAOi	NAOi Acumulativo		MAC	
		CNI +	CNI -	N	Patrón
1970-71	-0,8	1,2	-4,9	0	
1971-72	-0,2	0,8	-1,5	1	TR
1972-73	0,6	5,7	-2,6	0	
1973-74	-0,1	4,4	-3,1	0	
1974-75	0,8	5,9	-2,1	0	
1975-76	0,3	3,9	-1,6	0	
1976-77	-0,3	2,7	-6,0	0	
1977-78	-0,2	3,1	-3,1	0	
1978-79	-0,4	3,9	-5,9	2	NW, SW
1979-80	0,4	2,1	-1,8	0	
1980-81	-0,3	3,6	-3,0	1	NW
1981-82	0,3	3,9	-2,9	0	
1982-83	1,5	7,5	-1,3	0	
1983-84	0,2	5,1	-2,3	0	
1984-85	-0,4	1,5	-3,1	0	
1985-86	-0,7	2,9	-4,0	1	CL
1986-87	1,2	3,4	-2,4	0	
1987-88	-0,4	0,8	-2,4	0	
1988-89	1,6	11,4	-1,5	0	
1989-90	1,4	13,5	-5,2	0	
1990-91	0,1	2,2	-1,5	0	
1991-92	1,6	8,0	0,0	1	E
1992-93	1,8	6,5	0,0	0	
1993-94	1,6	8,6	0,0	1	NW
1994-95	1,6	9,8	-1,8	1	NW
1995-96	-2,1	0,0	-12,3	5	SW, NW, NW, TR, A
1996-97	-0,1	7,4	-6,7	2	NW, E
1997-98	0,3	3,7	-1,5	1	TR
1998-99	0,9	4,7	-0,7	0	
1999-00	0,7	7,4	-3,3	0	
2000-01	-0,2	1,2	-1,7	0	
2001-02	0,7	6,3	-2,3	0	
2002-03	-0,1	2,6	-1,7	2	NW, TR
2003-04	0,1	2,2	-1,2	1	NW
2004-05	0,0	3,1	-3,5	1	NW
2005-06	-0,6	0,6	-4,3	2	E, A
2006-07	1,5	7,3	-0,1	1	E
2007-08	0,3	5,5	-2,0	1	SW
2008-09	-0,1	1,9	-1,9	1	NW
2009-10	-1,7	1,7	-11,9	3	SW, SW, CL
2010-11	-0,7	2,8	-9,3	1	A
2011-12	1,1	9,1	-2,4	1	NW
2012-13	-0,6	1,7	-4,0	5	SW, NW, NW, TR, SW
2013-14	1,5	9,1	0,0	4	NW, NW, NW, A

Tabla C.2. Clasificación del manto nivoso (Patrón mn) para cada temporada (noviembre a abril) en los sectores oceánico (Aran-Franja Norte de la Pallaresa AR) y mediterráneo (Ter-Freser TF, Prepirineo PR y Vertiente norte Cadí-Moixeró CM). Patrón oceánico: OCE; patrón mediterráneo: MED; patrón indefinido: INDE. Se añaden los valores de los criterios de clasificación: índice de inestabilidad según tipo de grano, tamaño y dureza (TSA); porcentajes de granos persistentes en marzo y abril (PG mr ab), de granos de fusión y costras (MF) y de granos no persistentes (NPG). Los valores en fondo gris oscuro indican que se cumple el criterio, en gris claro valor en umbral de distribución compartido entre ambos patrones y en fondo blanco valor que no cumple el criterio. Se añade sumatorio de nieve reciente (HN), equivalente en agua líquida (lluvia y nieve) (SWE), temperatura media de la temporada (Temp) y gradiente térmico del manto nivoso en diciembre (Grad.Dic).

SECTOR OCEÁNICO									
Temporada	Patrón (mn)	TSA	PG (Mr, Ab)	MF	NPG	HN (cm)	SWE (mm)	Temp (°C)	Grad.Dic. (°C/m)
1997-98	OCE	37,9	1,0	39,0	12,6	506	-	-1,4	3,6
1998-99	INDE	44,1	5,8	28,5	18,1	529	-	-2,7	3,2
1999-00	OCE	68,9	9,7	38,5	11,4	462	-	-2,2	3,4
2000-01	OCE	51,0	0,0	50,4	24,0	441	-	-1,4	2,1
2001-02	OCE	42,7	0,0	40,7	16,3	420	513	-1,6	7,9
2002-03	OCE	29,3	0,1	59,8	14,2	541	608	-2,1	1,2
2003-04	OCE	30,6	3,0	63,5	15,9	622	726	-2,0	4,6
2004-05	OCE	64,3	9,7	32,2	14,9	665	650	-3,3	6,1
2005-06	MED	99,6	31,3	26,2	11,7	456	505	-2,4	8,7
2006-07	MED	98,2	16,4	30,1	13,9	321	526	-0,4	SIN NIEVE
2007-08	OCE	85,8	12,6	49,1	12,4	512	510	-1,5	16,4
2008-09	MED	70,8	40,2	22,7	8,7	650	758	-3,8	3,8
2009-10	OCE	62,4	13,1	58,1	8,7	523	568	-2,7	7,8
2010-11	MED	73,3	12,9	49,4	18,9	419	500	-2,0	9,5
2011-12	MED	70,7	26,9	34,2	28,4	497	800	-2,4	6,7

SECTOR MEDITERRÁNEO									
Temporada	Patrón (mn)	TSA	PG (Mr, Ab)	MF	NPG	HN (cm)	SWE (mm)	Temp (°C)	Grad.Dic. (°C/m)
1997-98	OCE	60,7	21,3	37,8	12,5	294	525	1,3	-
1998-99	MED	48,0	22,0	17,3	28,6	358	331	0,5	-
1999-00	MED	62,3	34,1	19,9	27,1	161	359	1,5	-
2000-01	MED	50,0	18,4	33,8	28,4	267	583	1,9	-
2001-02	INDE	86,7	6,7	26,0	6,1	313	373	1,1	-
2002-03	MED	84,4	11,8	25,5	15,5	383	464	1,1	-
2003-04	OCE	34,5	7,7	33,5	22,1	361	781	0,4	-
2004-05	MED	95,7	33,9	24,5	20,2	370	341	0,0	6,1
2005-06	MED	38,1	10,8	25,5	25,9	302	423	1,1	3,9
2006-07	MED	58,2	13,9	25,2	33,9	170	414	2,8	SIN NIEVE
2007-08	MED	111,3	29,2	31,5	28,6	257	417	2,0	SIN NIEVE
2008-09	MED	70,3	28,4	26,8	24,8	445	647	0,7	2,3
2009-10	OCE	68,9	3,8	48,9	16,9	278	452	1,1	7,3
2010-11	MED	51,3	19,7	31,1	23,8	258	390	1,2	12,8
2011-12	OCE	43,1	9,2	45,6	11,7	243	580	1,4	SIN NIEVE

Tabla C.3. Número de avalanchas accidentales (SKA), de ciclos de avalanchas mayores (MAC), por cada temporada y sector nivoclimático, y patrón de manto nivoso correspondiente. Se indican también la anomalía anual de sumatorio de nieve reciente (Anom. HN) y la anomalía del índice de inestabilidad anual (Anom. TSA). Valores de NAOi y acumulativos positivos y negativos por temporada (valores anuales máximo y mínimo, respectivamente, resultado de la suma de valores mensuales de misma fase consecutivos).

TEMPORADA	SECTOR OCEÁNICO					SECTOR MEDITERRÁNEO					NAO		
	Patrón mn	MAC	Anom. HN	SKA	Anom. TSA	Patrón mn	MAC	Anom. HN	SKA	Anom. TSA	NAOi	CNI +	CNI-
1997-98	OCE	0	0,0	3	-1,1	OCE	1	0,0	2	-0,2	0,3	3,7	-1,5
1998-99	INDE	0	0,3	2	-0,8	MED	0	0,8	3	-0,7	0,9	4,7	-0,7
1999-00	OCE	0	-0,5	2	0,3	MED	0	-1,8	0	-0,1	0,7	7,4	-3,3
2000-01	OCE	0	-0,7	2	-0,5	MED	0	-0,4	2	-0,6	-0,2	1,2	-1,7
2001-02	OCE	0	-0,9	7	-0,9	INDE	0	0,2	2	1,0	0,7	6,3	-2,3
2002-03	OCE	1	0,4	1	-1,5	MED	1	1,1	2	0,9	-0,1	2,6	-1,7
2003-04	OCE	1	1,3	5	-1,4	OCE	0	0,8	0	-1,3	0,1	2,2	-1,2
2004-05	OCE	1	1,7	5	0,1	MED	0	0,9	0	1,4	0,0	3,1	-3,5
2005-06	MED	1	-0,5	3	1,7	MED	2	0,1	1	-1,2	-0,6	0,6	-4,3
2006-07	MED	0	-2,0	2	1,6	MED	0	-1,6	0	-0,3	1,5	7,3	-0,1
2007-08	OCE	1	0,1	1	1,1	MED	0	-0,5	0	2,1	0,3	5,5	-2,0
2008-09	MED	1	1,6	5	0,4	MED	0	1,9	5	0,3	-0,1	1,9	-1,9
2009-10	OCE	1	0,2	2	0,0	OCE	1	-0,2	5	0,2	-1,7	1,7	-11,9
2010-11	MED	0	-0,9	3	0,5	MED	0	-0,5	3	-0,6	-0,7	2,8	-9,3
2011-12	MED	1	-0,1	5	0,4	OCE	0	-0,7	1	-1,0	1,1	9,1	-2,4

