

Índice

1. Resumen	1
2. Antecedentes	3
2.1. Localización del estudio	3
2.2. Climatología	4
2.3. Tecnología LIDAR en el estudio de la capa de nieve.....	4
2.4. Errores	5
2.5. Validación.....	6
3. Objetivos.....	9
3.1. Objetivos generales.....	9
3.2. Objetivos específicos.....	9
4. Material y métodos.....	11
4.1. Toma de datos LIDAR	11
4.1.1 Escáner láser terrestre.....	11
4.1.2. Metodología de la toma de datos.	11
4.1.3. Puntos de distribución de nieve	13
4.2. Variables topográficas	15
4.2.1. Altitud sobre el nivel del mar	15
4.2.3. Topographic Position Index (TPI).....	15
4.2.4. Pendiente.....	17
4.2.5. Redistribución por viento.....	18
4.2.6. Zonas de avalancha.....	19
4.2.7. Topographic Wetness Index (TWI).....	19
4.2.8. Radiación potencial.....	20
4.3. Procesado de datos LIDAR y obtención de datos.....	21
5. Resultados y discusión	23
5.4.1. Correlaciones.....	23
5.4.2. Influencia de las avalanchas en la redistribución del manto de nieve.....	31
5.4.3. Identificación de patrones espaciales de distribución del manto de nieve ..	33
5.4.4. Interacción entre variables topográficas para explicar la distribución del manto de nieve	33
6. Conclusiones	49
6.1. Distribución de la nieve	49
6.2. Variables topográficas.	49
6.3. Mirando al futuro.	51
7. Bibliografía.....	53
ANEJO I: Datos LIDAR y Topográficos.....	CD Adjunto

Índice de Figuras

Figura 1: Localización de la zona de estudio.....	3
Figura 2: Imagen de la zona de estudio desde el punto de muestreo. Imagen obtenida por composición de varias imágenes mediante el TLS.	3
Figura 3: Representación de la influencia de la distancia y de los ángulos en la huella del láser. (Revuelto et al., 2014)	6
Figura 4: Distribución del espesor de nieve para el día 2 de marzo de 2013. Las zonas en amarillo representan los puntos de medición manual.....	7
Figura 5: Zona seleccionada para la validación mediante el software CloudCompare con el gráfico de cajas representa la distribución de los errores de las mediciones (m).	8
Figura 6: Mapa de intensidad de señal (dB). En azul podemos ver las zonas donde la intensidad de la señal es menor (Marzo de 2013).....	12
Figura 7: Diferentes escaneos de un mismo día. Cada color representa un escaneo distinto.	13
Figura 8: Mapa base y escaneo con nieve superpuestos. Los colores representan los valores que cada punto tiene asociado de su valor de nieve.	14
Figura 9: Mapas de espesores de nieve de la primera temporada analizada.	14
Figura 10: Mapa de distribución de la altitud sobre el nivel del mar.	15
Figura 11: Ejemplo de mapa de TPI (200). Valores positivos indican posiciones que en conjunto son convexas sobre sus vecinos.	16
Figura 12: Representación de los cambios en TPI en función del radio de búsqueda (Jeness, 2006).	17
Figura 13: Mapa de pendientes en el que se representan las zonas de avalanchas delimitadas.	18
Figura 14: Ejemplo de mapa de exposición al viento de 180º de Azimut. Valores positivos indican protección frente al viento mientras los negativos indican áreas de exposición.....	19
Figura 15: Mapa de distribución de la radiación potencial.	20
Figura 16: Correlaciones entre la altitud y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	25
Figura 17: Correlaciones entre TPI25 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	26
Figura 18: Correlaciones entre TPI50 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	26
Figura 19: Correlaciones entre TPI100 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	27
Figura 20: Correlaciones entre TPI200 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	27
Figura 21: Correlación entre la pendiente y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	28
Figura 22: Correlación entre el factor Sx200 y el espesor de nieve con la media de los	

p-valores.....	29
Figura 23: Correlación entre el factor Sx500 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	29
Figura 24: Correlación entre el factor radiación solar y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	30
Figura 25: Correlación entre el factor TWI y el espesor de nieve con la media de los p-valores.....	31
Figura 26: valores de espesor de nieve en avalanchas y fuera de ellas con los p-valores del test de Whitney-Wilcoxon.....	32
Figura 27: Distribución del espesor de nieve para el día 17/Marzo/2014, día escogido como representante del PC1.	34
Figura 28: Visualización exploratoria del espesor de nieve enfrentada a diferentes variables en el PC1.....	35
Figura 29: Datos de espesor de nieve observados frente a datos predichos.....	36
Figura 30: Diagrama de caja de los errores del modelo en el PC1.....	37
Figura 31: Importancia de las variables predictoras del PC1.....	38
Figura 32: Dependencia parcial del PC1.....	39
Figura 33: Interacciones entre variables. Se resalta en rojo la interacción de cada variable consigo misma a modo de referencia.	40
Figura 34: Interacciones entre la altura, la pendiente y el TPI.....	41
Figura 35: Distribución del espesor de nieve para el día 24/Junio/2013, día escogido como representante del PC2.	42
Figura 36: Visualización exploratoria del espesor de nieve enfrentada a diferentes variables en el PC2.....	43
Figura 37: Correlación entre valores predichos y valores observados.....	44
Figura 38: Diagrama de caja de los errores del modelo en el PC1.....	44
Figura 39: Importancia de las variables predictoras del PC2.....	45
Figura 40: Dependencia parcial del PC2.....	46
Figura 41: Interacciones entre variables. Se resalta en rojo la interacción de cada variable consigo misma a modo de referencia.	47
Figura 42: Interacciones entre la altura, la pendiente y el TPI.....	47

Índice de Tablas

Tabla 1: Espesores medios de nieve (ASD[m]) y desviación estándar (dSD[m]) de las mediciones del TLS (T) y manuales (M) en zonas de muestreo común. (Revuelto, et al., Septiembre 2014). Los valores 1, 2 y 3 del cabecero de la fila corresponden a los puntos de medición.....	7
Tabla 2. Coeficientes de Pearson de correlación entre diferentes días de nieve, temporada 2012 – 2013 con el resto de temporadas.	23
Tabla 3: Coeficientes de Pearson de correlación entre diferentes días de nieve, temporada 2013 – 2014, 2014 - 2015 con el resto de temporadas.	24
Tabla 4: Días de escaneo con sus puntuaciones en el PCA.	33

Tabla 5: Profundidad mínima de las variables del PC1.	38
Tabla 6: Profundidad mínima de las variables del PC2.	45

1. Resumen

El uso de tecnología LIDAR se ha convertido en una potentísima herramienta en multitud de campos tan dispares como la geomorfología, el forestal, la arqueología o la ingeniería civil y cada día se siguen descubriendo nuevas aplicaciones.

En el presente estudio se ha hecho uso de escaneos LIDAR terrestre (TLS) en diferentes temporadas y diferentes épocas del año desde una única posición de escaneo para, mediante diferencia de cotas entre un MDE de un escaneo LIDAR aéreo y los escaneos realizados en diferentes fechas, realizar mapas de espesores de nieve.

La particularidad del presente estudio viene dada por la gran distancia de escaneo, que aumenta de 1000m hasta cerca de los 3000m. La capacidad de análisis de la capa de nieve con un error asumible a estas distancias, demuestra el potencial de esta tecnología para este tipo de estudios, dado que los resultados obtenidos son coherentes con las observaciones.

Se ha realizado una modelización de la información obtenida mediante diferentes herramientas estadísticas, analizando la relación entre el espesor del manto de nieve y diferentes variables topográficas obteniendo como resultado la interacción de la distribución de la nieve con la topografía del terreno en esta zona del Pirineo central español.

Los resultados obtenidos indican que existen dos patrones de distribución que se repiten para cada temporada, uno de acumulación y otro de fusión, los cuales comparten características similares en cuanto a su dinámica pero con ciertas peculiaridades. Además, se describe la importancia de cada variable en cuanto a la distribución de la nieve y las interacciones entre ellas.

Este trabajo abre la puerta a futuros estudios en grandes cuencas, o en zonas inaccesibles, sobre la dinámica de la nieve mediante esta tecnología.

2. Antecedentes

2.1. Localización del estudio

La zona de estudio se encuentra en la provincia de Huesca, comunidad autónoma de Aragón, en la comarca del Alto Gallego. Concretamente, se encuentra en la cuenta del río Caldarés, conocida por albergar el Balneario de Panticosa, en las inmediaciones de las coordenadas DATUM ETRS89 30N X: 726.302,18 Y: 4.737.971,24.

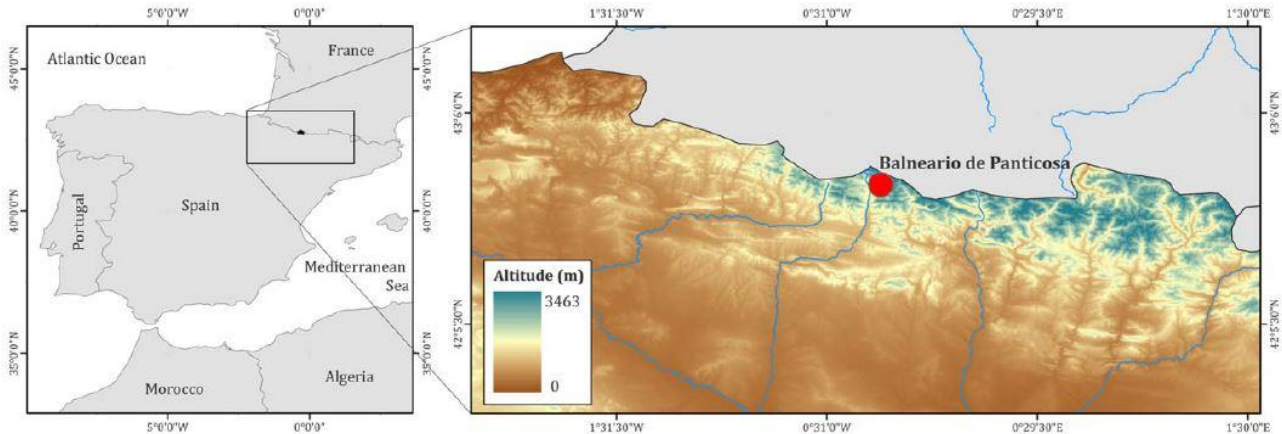


Figura 1: Localización de la zona de estudio.

El punto desde el que se realizan las mediciones se encuentra en la ladera exposición Oeste sobre el Balneario, mientras que la zona analizada es la ladera enfrentada, exposición Este, debajo de los picos Garmo Negro (3064 msnm) y Argüelas (3044 msnm) desde una altura de aproximadamente 1900 msnm con una extensión de más de 158 ha.



Figura 2: Imagen de la zona de estudio desde el punto de muestreo. Imagen obtenida por composición de varias imágenes mediante el TLS.

Alumno: Esteban Alonso González

UNIVERSIDAD DE VALLADOLID (CAMPUS DE PALENCIA) – E.T.S. DE INGENIERÍAS AGRARIAS

Titulación de Máster en Ingeniería de Montes

La presencia de un gran rango de altura y de diferentes variables topográficas dentro de una superficie de tal tamaño nos permitirá buscar relaciones estadísticas entre el espesor de nieve de los distintos días y las diferentes variables, así como ver los resultados que arroja el sistema TLS a una distancia tan grande.

2.2. Climatología

La climatología de la zona de estudio está condicionada por su ubicación en la vertiente Sur de los Pirineos, en un área de transición entre clima Atlántico y Mediterráneo. Los datos Meteorológicos proceden de una estación meteorológica situada en una zona abierta de bosque dentro de la misma cabecera del río Caldarés a 1650m.s.n.m.

Para la serie de datos 1994-2014, la temperatura media fue de 7,3 °C, donde la temperatura media en invierno fue de 1,6 °C y la de primavera de 9,3 °C. La precipitación media de la zona es de 1528mm, con una profundidad media de nieve de todo el área de estudio de 4,34m (Reuelto et al., 2015)

Existe una gran variabilidad interanual en cuanto al clima en la zona, que se ve representada en la gran en la acumulación de nieve entre temporadas (López-Moreno, 2005) (López-Moreno & Vicente-Serrano, 2007)

2.3. Tecnología LIDAR en el estudio de la capa de nieve

La estimación de la distribución de los espesores de nieve en cuencas de montaña tiene diversas aplicaciones que van desde la protección civil en el ámbito del estudio de aludes, hasta la hidrología o la glaciología.

Existen diversas formas de estudiar el manto de nieve, entre las que se pueden encontrar redes de estacas, estaciones automáticas con colchones de nieve, ablatógrafos, ultrasonidos, fotogrametría, radar FMCW aéreo o mediciones manuales mediante sondas (Rees, 2006) (Geostudios LTDA., 2008) (Corripio, 2004) (Yankielun et al., 2004) . Todos ellos tienen sus pros y sus contras; muchas veces el mayor problema es la baja resolución espacial, que solo permite dar estimaciones de la cantidad de nieve existente. Otro problema es el riesgo vital durante el muestreo en el caso de las mediciones manuales, que imposibilitarían el estudio de la capa de nieve en muchas situaciones alpinas. Para otras metodologías como es el caso del radar aéreo el precio puede ser el mayor limitante.

Con la aparición de la tecnología LIDAR, tenemos la capacidad de tomar mediciones de gran resolución espacial para obtener información de diferentes procesos en ambientes peligrosos donde la intervención humana podría ser difícil o incluso imposible (Reshetyuk, 2006) (Prokop & Panholzer, s.f.)

No solo se ha usado LIDAR terrestre para el estudio de la capa de nieve. El uso de LIDAR aéreo ha sido evaluado para medir el espesor de nieve incluso a través del estrato arbóreo del bosque (Hopkinson et al., 2001) y para el estudio del balance de masa de avalanchas (Sovilla et al., 2006). Con este tipo de tecnología se consigue información de áreas geográficas grandes con una resolución de 1-2m y con una precisión decimétrica en vertical (Deems & Painter, Octubre 2006, Telluride Colorado). El problema de este sistema es su precio, ya que se disparan los costes de las mediciones, además de que los escaneos a distancias más cortas tienen mayor precisión (Prokop, 2008), si bien no es el caso de este estudio.

Con este estudio, se pretende, además de estudiar los factores que influyen en la

dinámica de la distribución de la nieve en esta cuenca pirenaica, validar el uso de TLS para distancias superiores a las usadas hasta la fecha, aumentando así su potencial para futuros trabajos.

2.4. Errores

El sistema TLS emite una señal láser que rebota en la superficie a medir. De esta manera, calculando el tiempo de vuelo de la señal, es capaz de conocer la distancia hasta el punto medido. En teoría, el dispositivo con el que se ha trabajado es capaz de tomar medidas a una distancia de hasta 6000m en condiciones óptimas (RIEGL, s.f.).

Para la medición de la nieve, trabajos anteriores sitúan un error menor de 0,1 metros para distancias de hasta 500 metros. Este trabajo intentará obtener resultados válidos de la distribución de la capa de nieve a distancias muchos mayores que llegan a los 3000 m.

Los errores en la medición mediante LIDAR de la capa de nieve a esta distancia tienen diferentes causas. Un problema generalizado es el contenido de agua de la nieve y el tamaño de los copos, funcionando mejor el TLS en nieves secas con copos de pequeño tamaño debido a la reflectancia que provocan estas condiciones (Prokop, 2008).

Para larga distancia existen otras fuentes de error. Para empezar, el láser debe de atravesar una mayor distancia de atmosfera que además presentará condiciones distintas de temperatura o presión atmosférica, debido al rango altitudinal, modificando su trayectoria, aunque solo sea ligeramente, debido a la refracción de la atmósfera la cual tiene influencia en la medición. (Reshetyuk, 2006)

Puede que sea incluso mayor el error producido en las mediciones a larga distancia debido al aumento de la superficie del haz de luz del TLS. Como se puede ver en la Figura 3, al aumentar la distancia aumenta el haz de luz proyectado sobre la superficie (un efecto similar a cuando se presentan grandes ángulos de incidencia del haz laser) a medir, lo cual produce una pérdida de precisión en las mediciones.

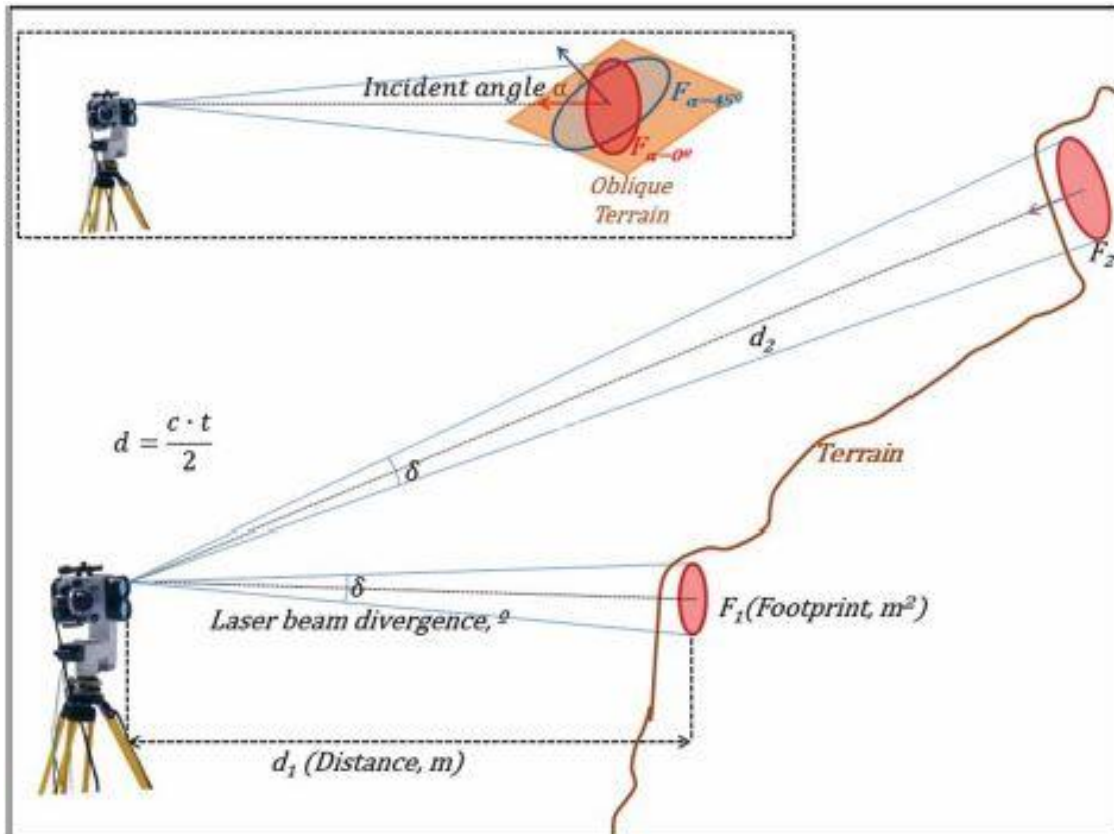


Figura 3: Representación de la influencia de la distancia y de los ángulos en la huella del láser. (Revuelto et al., 2014)

Por todo esto, se realizaron trabajos de validación de esta técnica a larga distancia para intentar ponderar los rangos de error en los que nos estamos moviendo. Los resultados de los trabajos de validación los podemos ver a continuación en el punto 2.5. Validación.

2.5. Validación

Hasta la fecha, el espesor de nieve ha sido muestreado con TLS a distancias entre 500 y 1000 m (Grünwald et al., 2010) (Prokop, 2008) (Revuelto et al., 2014). En la zona de estudio, la menor distancia de muestreo es de 1200 m, llegando a 3000 m en las zonas más alejadas. Las nubes de puntos son obtenidas desde una única posición de escaneo, situada en la ladera opuesta.

Existe un trabajo de validación de estas mismas medidas en la cual se compararon las medidas con medidas manuales en tres zonas a diferentes alturas, tomadas en zigzag. (Revuelto et al., 2014). En la Figura 4, se pueden ver los puntos obtenidos mediante el TLS y, en amarillo, los puntos de muestreo obtenidos de forma manual.

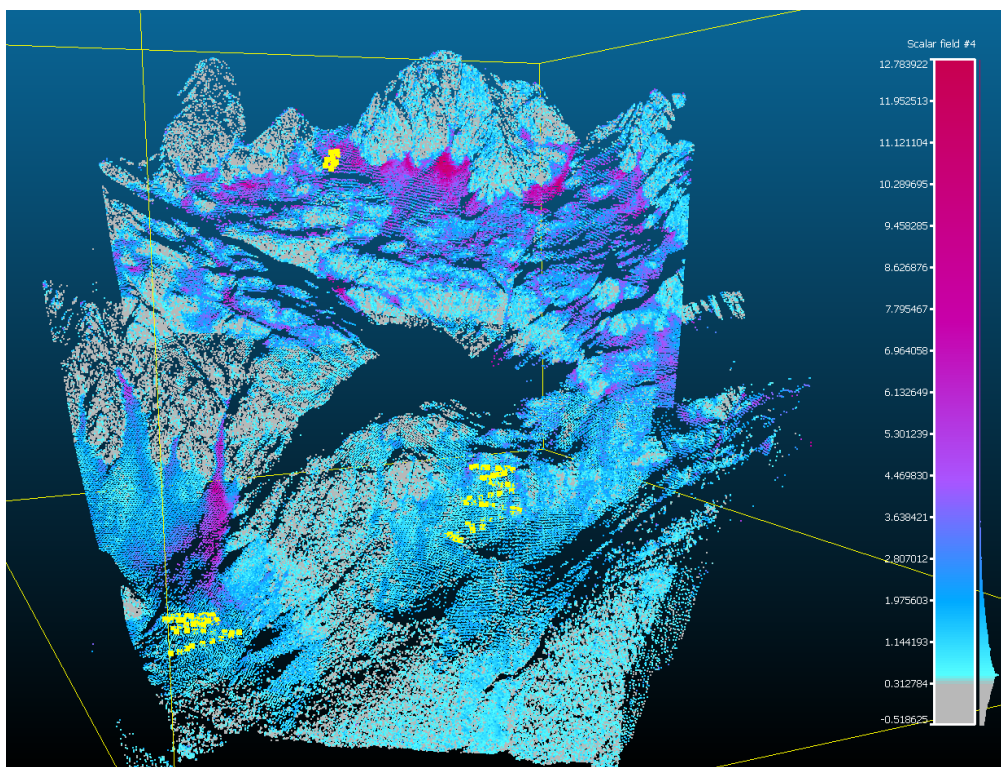


Figura 4: Distribución del espesor de nieve para el día 2 de marzo de 2013. Las zonas en amarillo representan los puntos de medición manual.

Las conclusiones de este trabajo de validación determinaban que el error no supera los 0,5 m ($\pm 0,25$ m) en el 80% de los casos, por lo que según el citado trabajo “se puede considerar esta técnica como una herramienta realmente potente para la monitorización del manto nivoso a muy larga distancia con una elevada resolución espacial.” (Revuelto et al., 2014).

A continuación en la Tabla 1, podemos ver con más detalle los resultados obtenidos en este trabajo de validación.

Tabla 1: Espesores medios de nieve (ASD[m]) y desviación estándar (dSD[m]) de las mediciones del TLS (T) y manuales (M) en zonas de muestreo común. (Revuelto, et al., Septiembre 2014). Los valores 1, 2 y 3 del cabecero de la fila corresponden a los puntos de medición.

	26/12/2012		02/03/2013		17/04/2013	
	aSD	dSD	aSD	dSD	aSD	dSD
T1	0.81	0.33	2.10	0.55	1.44	0.47
M1	0.56	0.09	2.91	0.70	1.90	0.34
T2	1.17	0.41	1.72	0.71	0.90	0.49
M2	0.8	0.09	2.36	0.49	1.32	0.23
T3	---	---	4.60	0.90	---	---
M3	---	---	4.80	0.31	---	---

Por otro lado, existe otra forma de validar los resultados, hay zonas que debido a la

configuración del terreno deben de tener valores de 0 m de espesor de nieve. Esto es, las zonas con pendientes de 90° o superiores que forman paredes de roca. Se delimitó una amplia zona de pared vertical en la parte más alejada de la medición.

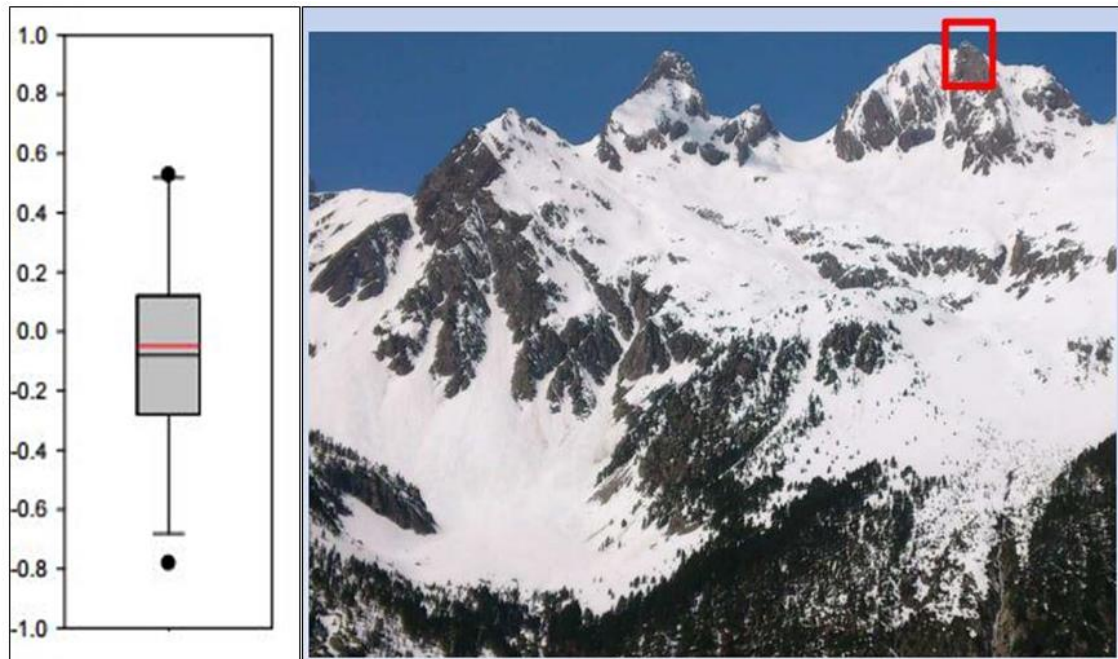


Figura 5: Zona seleccionada para la validación mediante el software CloudCompare con el gráfico de cajas representa la distribución de los errores de las mediciones (m).

Los resultados dieron un error medio absoluto de 0,28 m. (López-Moreno et al., 2015), que teniendo en cuenta su lejanía respecto del TLS, es un resultado asumible y dentro de los valores predichos por el trabajo anterior de validación.

3. Objetivos

3.1. Objetivos generales.

Realizar una modelización de la distribución de la capa de nieve en función de diferentes variables topográficas, mediante información obtenida a muy larga distancia con tecnología LIDAR

3.2. Objetivos específicos.

- Confirmar que el uso de esta tecnología a larga distancia es una herramienta válida para el estudio de la nieve, demostrando el potencial de la misma para futuros estudios.
- Conocer cómo afectan las variables topográficas estudiadas a la distribución de la nieve.

4. Material y métodos

4.1. Toma de datos LIDAR

4.1.1 Escáner láser terrestre.

Para la obtención de los datos se ha usado un dispositivo LIDAR de medición de tiempo de vuelo terrestre o TLS (Terrestrial Laser Scan) de largo alcance, modelo RIEGL LPM-321, que en condiciones óptimas puede alcanzar distancias de muestreo de 6000 m.

Este TLS realiza las mediciones mediante haces de luz de 905 nm de longitud de onda (infrarrojo cercano), el cual es ideal para obtener datos de nieve debido a las características espectrales de esta (Prokop, 2008). Presenta un movimiento angular mínimo de $0,0188^\circ$ y una divergencia del haz laser de $0,0468^\circ$. La velocidad de muestreo depende del modo de toma de datos que puede variar entre 10 y 1000 Hz, velocidades que permiten muestrear grandes áreas en periodos razonables de tiempo. (Revuelto et al., 2014)

4.1.2. Metodología de la toma de datos.

Quizás, una de las mayores dificultades para trabajar con este tipo de dispositivos es la logística en campo. Hay que tener en cuenta que estamos hablando de un ambiente de alta montaña, por el que hay que mover un dispositivo que, con baterías, trípode, cableado y ordenador para manejarlo, pesa casi 45 kg, a los que hay que sumar el peso del material mínimo de cualquier actividad a desarrollar en la alta montaña invernal.

En determinadas circunstancias de luz solar, ya que el sol emite en infrarrojo cercano, con ángulos de incidencia del láser muy oblicuos y a causa de las propiedades ópticas de la nieve (Painter & Dozier, 2004), el TLS no es capaz de reconocer la señal (v. Figura 6). Ello obliga en muchas ocasiones a escanear a últimas horas de la tarde o incluso de noche.

Las condiciones meteorológicas deben de ser de una gran visibilidad. No es posible escanear con niebla o en condiciones de baja visibilidad como pueden ser las nevadas. No siempre las condiciones meteorológicas son fáciles de predecir en la montaña invernal, por lo que el estudio de la meteorología, antes de tomar las mediciones, es una parte importante del trabajo de campo.

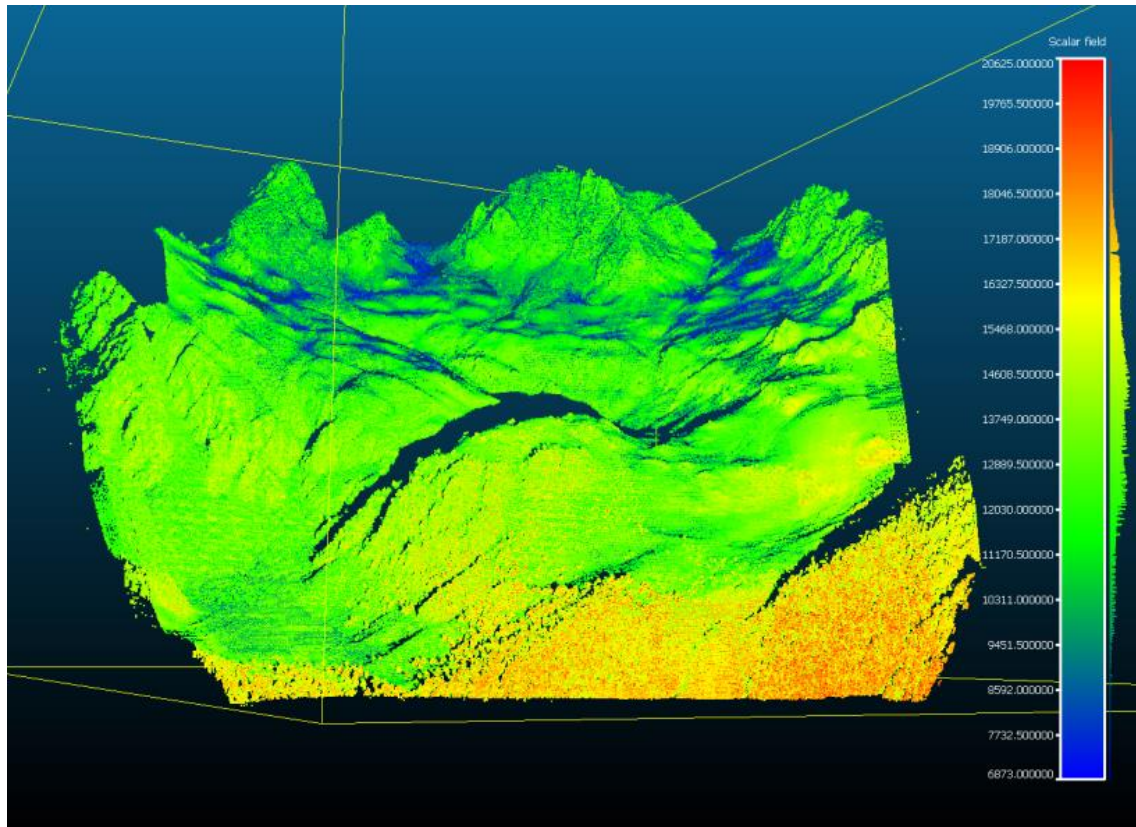


Figura 6: Mapa de intensidad de señal (dB). En azul podemos ver las zonas donde la intensidad de la señal es menor (Marzo de 2013).

El dispositivo LIDAR tiene diferentes modos de escaneo, los más potentes tienen la capacidad de medir casi en cualquier condición. El problema aquí es el tiempo, ya que la cantidad de tiempo necesaria para escanear en los modos más potentes todo el área estudiada sería altísima (las velocidades varían entre 1000 Hz y 10 Hz), teniendo en cuenta que los escaneos, cuando todo va bien, pueden alargarse 6 horas en los modos normales. Además de la imposibilidad de estar tanto tiempo escaneando debido a lo adverso de las condiciones, se presentaría el problema de la duración de las baterías, por lo que los modos de escaneo más potentes se reservan para pequeñas áreas que dan verdaderos problemas debido a sus ángulos de incidencia o la distancia.

Existen tres sistemas de coordenadas diferentes con los que tendremos que trabajar. Cuando el TLS comienza su escaneo, los puntos obtenidos se referencian respecto a su posición, siendo el cabezal del aparato el centro de coordenadas XYZ. Para comparar unos escaneos con otros, debido a la imposibilidad de situar siempre el cabezal en el mismo sitio con suficiente precisión, es necesario establecer puntos de referencia que permitirán al TLS construir un sistema de coordenadas para la zona. El posicionamiento GPS de estos puntos de referencia nos permitirá a su vez situar los datos obtenidos en el contexto de una proyección global.

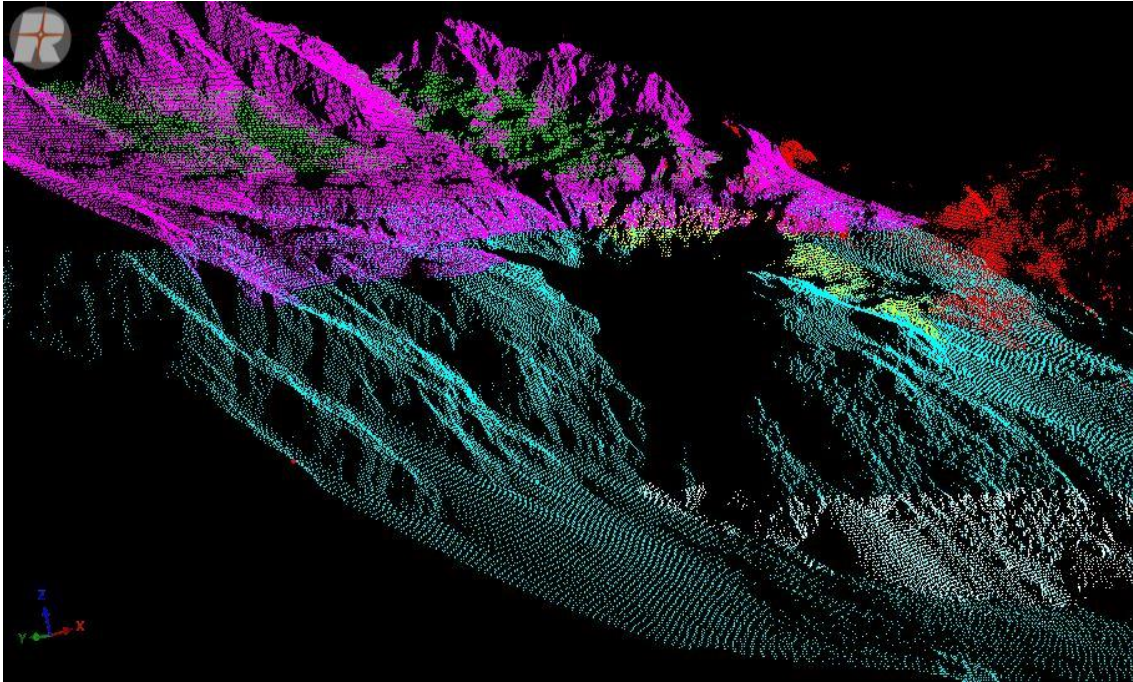


Figura 7: Diferentes escaneos de un mismo día. Cada color representa un escaneo distinto.

Estos puntos de referencia son reflectores constituidos por chapas metálicas forradas de un material reflectante que en nuestro caso, por estar a gran distancia, son cuadrangulares de 50 cm de largo. Estos reflectores deben ponerse en lugares visibles durante todo el año y que no sufran perturbaciones con el tiempo, teniendo en cuenta sobretodo factores como las grandes nevadas que podrían taparlos impidiendo el posicionamiento de los datos.

El número de reflectores debe de ser siempre superior a tres, aunque la recomendación es usar un número mayor para aumentar la precisión.

A excepción del último, la mayor parte de los escaneos han sido proporcionados por Jesús Revuelto Benedí, estudiante de doctorado que ha desarrollado su actividad en el Instituto Pirenaico de Ecología dependiente del Centro Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC).

4.1.3. Puntos de distribución de nieve

El resultado de los escaneos es una nube de puntos, con la cual se puede construir un MDE del terreno innivado. Si a este modelo se le superpone un modelo digital de elevaciones sin nieve, podemos restar las cotas de los puntos y de esta manera asignar un valor de espesor de nieve para cada punto.

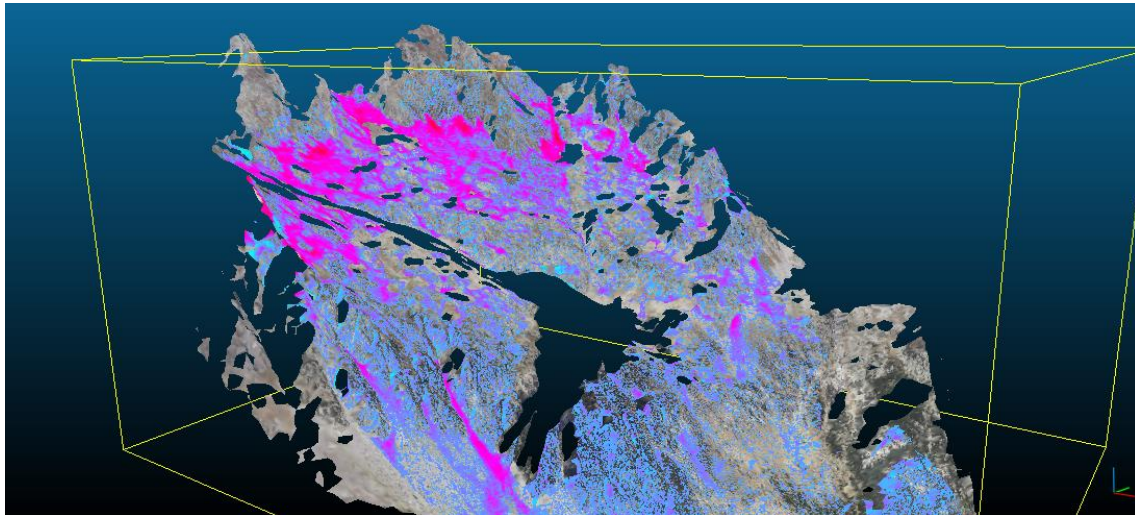


Figura 8: Mapa base y escaneo con nieve superpuestos. Los colores representan los valores que cada punto tiene asociado de su valor de nieve.

Estas nubes de puntos que tienen asociados valores de espesor de nieve, son las que más tarde se usarán para generar las matrices de espesores de nieve, asignando a celdas del mismo tamaño que el MDE la media de los valores de cada punto de nieve contenido en ellas.

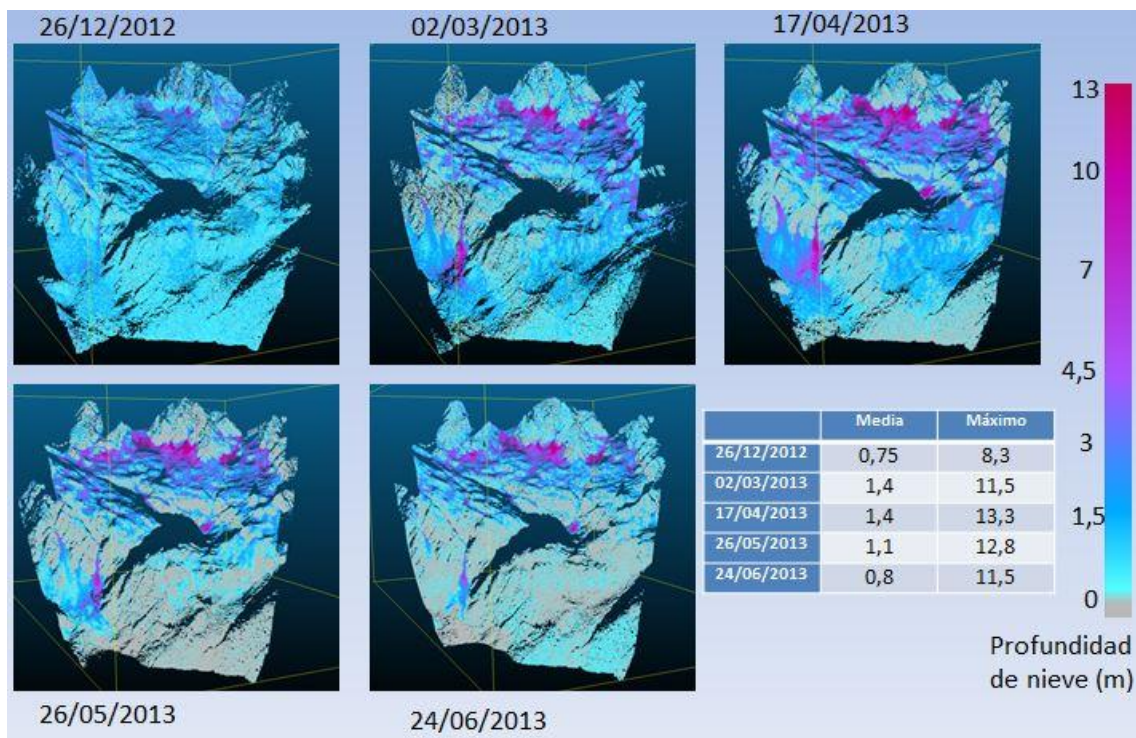


Figura 9: Mapas de espesores de nieve de la primera temporada analizada.

4.2. Variables topográficas

En este estudio se ha buscado la correlación entre los datos de espesor de nieve y diferentes variables topográficas que han sido calculadas a partir de un modelo digital de elevaciones de 5 m de resolución de la zona.

Todos los datos cartográficos han sido obtenidos mediante la herramienta ArcGIS 10.1

En todos los mapas se representan las zonas digitalizadas como zonas de aludes

4.2.1. Altitud sobre el nivel del mar

Este dato se ha tomado directamente del modelo digital de elevaciones realizado por un vuelo LIDAR de la zona de estudio, para cada uno de los datos usados en la muestra.

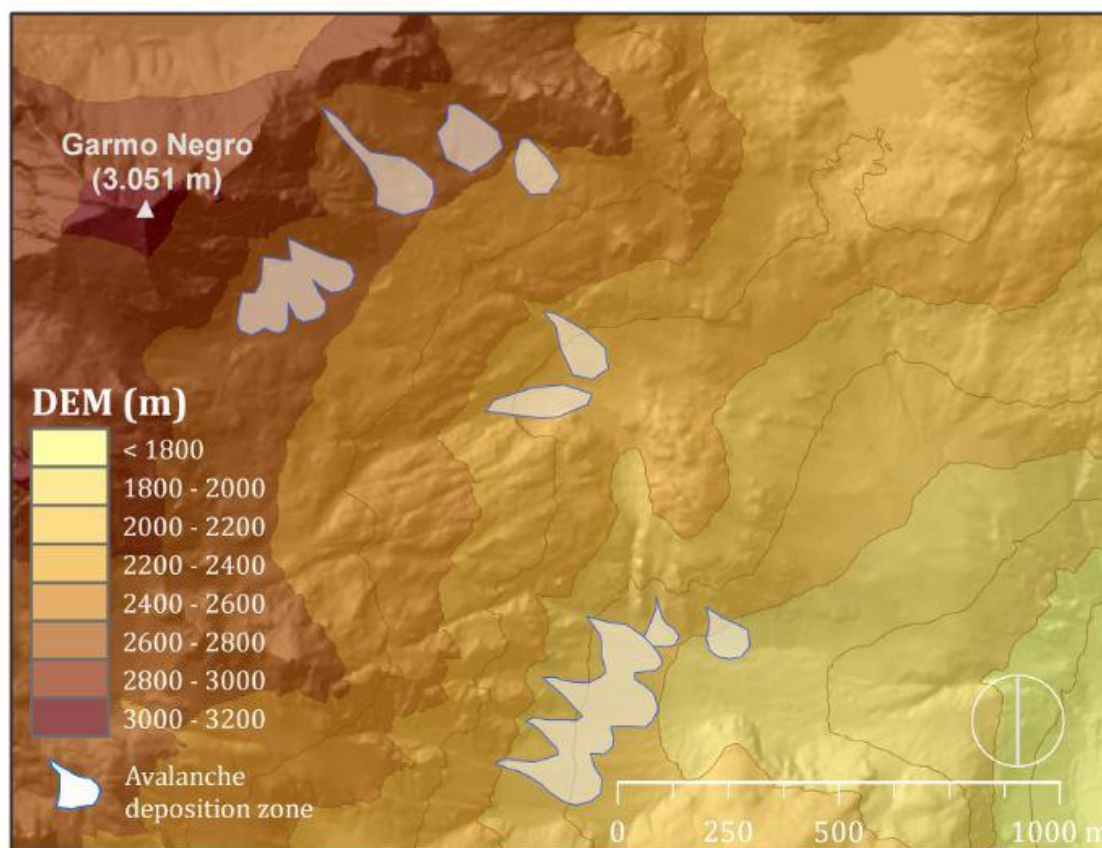


Figura 10: Mapa de distribución de la altitud sobre el nivel del mar.

4.2.3. Topographic Position Index (TPI).

Topographic Position Index (TPI) (Jenness, 2006), nos permite realizar una clasificación de la morfología de la zona en función de la relación del pixel a estudiar con su entorno. Ha sido usada en ecología para delimitar, por ejemplo, barreras geográficas, pudiendo hacer una clasificación en criterios como valle, montaña, ladera a partir del MDE. Ha sido calculado a partir de una extensión desarrollada para ArcGIS.

Este índice, se diferencia con el parámetro "Curvatura" de ArcGIS en que este solo

estudia la posición de un pixel con los contiguos mediante su segunda derivada, por lo que los resultados que arroja pueden no ser apropiados para los análisis de nieve debido a que zonas con una curvatura muy convexa pueden estar totalmente enterradas en nieve.

Mientras en curvatura solo podemos hablar de cóncavo, convexo y plano, el autor de la herramienta propone clasificaciones que pueden diferenciar entre varios tipos de morfología. (Valle, montaña, cresta, cañón,...) (Jenness, 2006). Por esta razón se decantó por introducir TPI en los análisis y no la curvatura, ya que los dos no podían estar por problemas de colinealidad (Revuelto et al., 2014).

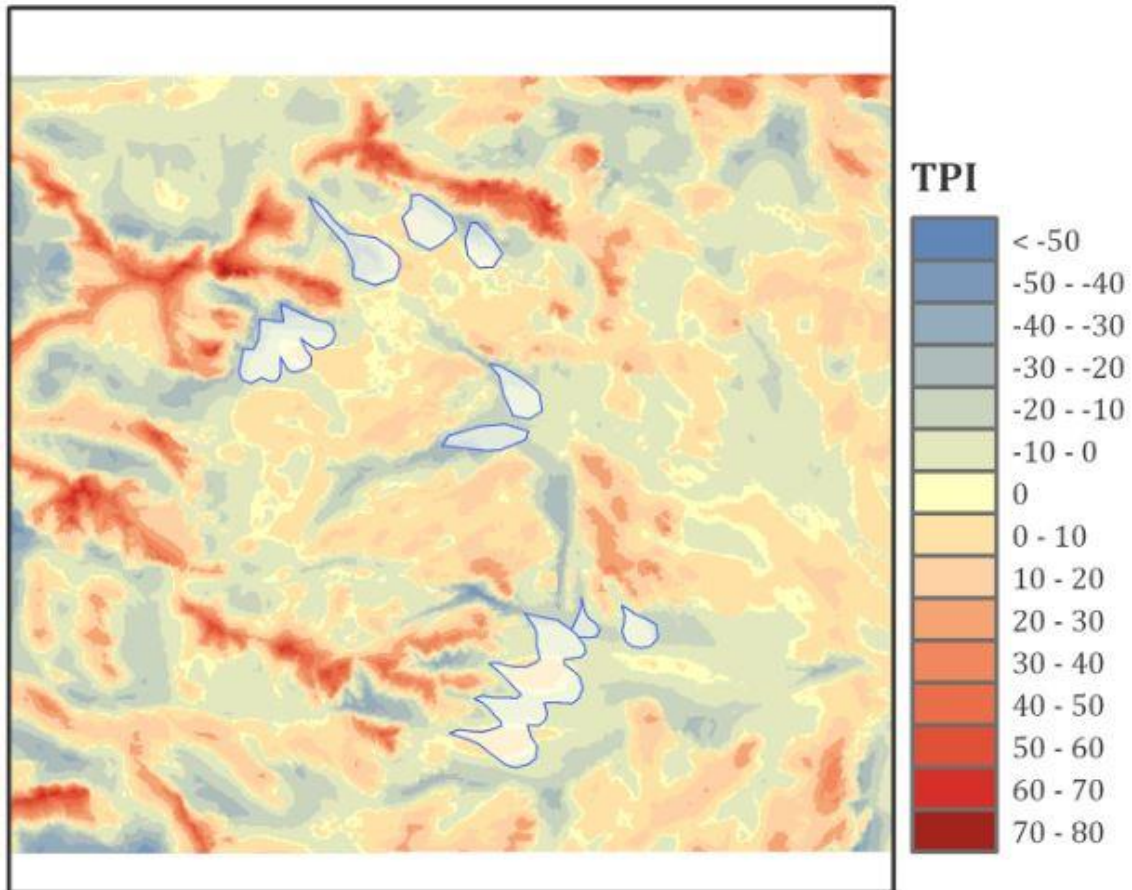


Figura 11: Ejemplo de mapa de TPI (200). Valores positivos indican posiciones que en conjunto son convexas sobre sus vecinos.

Es importante definir el radio de búsqueda que se va a tomar como referencia. Entre dos radios de búsqueda diferentes puede haber resultados muy diferentes como podemos observar en la Figura 12.

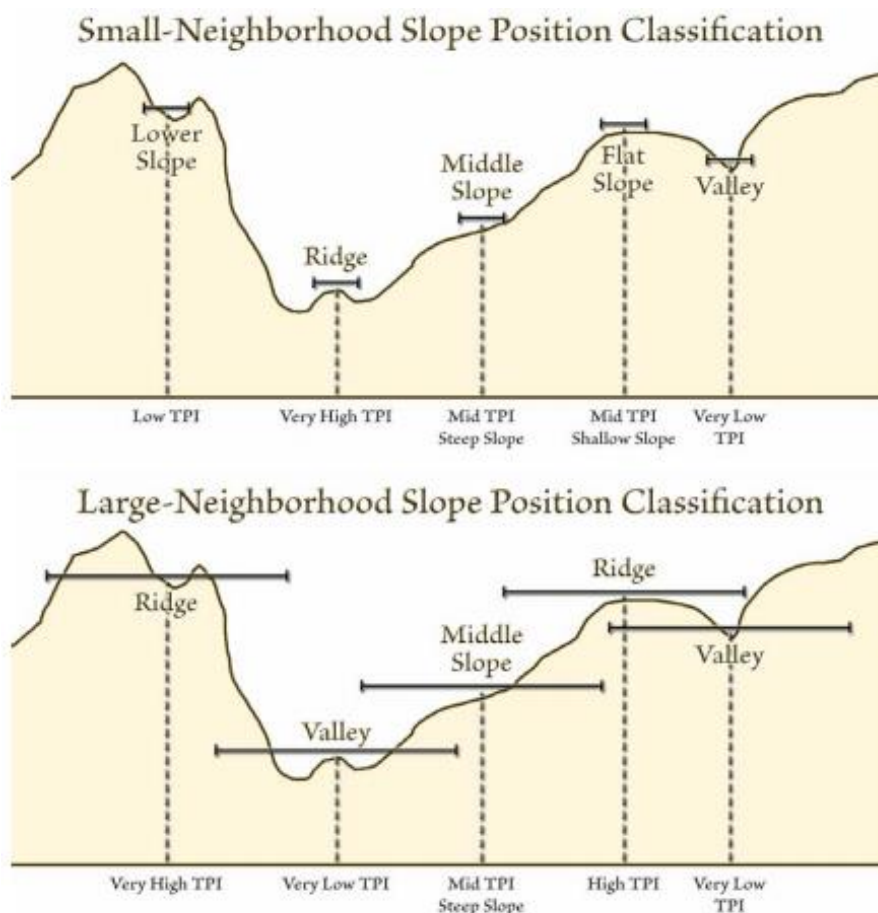


Figura 12: Representación de los cambios en TPI en función del radio de búsqueda (Jenness, 2006).

Es muy difícil saber qué resolución de trabajo es la adecuada para el TPI, así que se ha trabajado a diferentes resoluciones y se han estudiado las correlaciones a distancias de trabajo de 25 m, 50 m, 100 m y 200 m para elegir la más apropiada.

4.2.4. Pendiente

El análisis de la pendiente se ha realizado mediante la herramienta “Slope” de ArcGIS a partir del MDE. Esta herramienta devuelve una imagen ráster en el que los píxeles contienen el valor en grados de la pendiente de esa superficie.

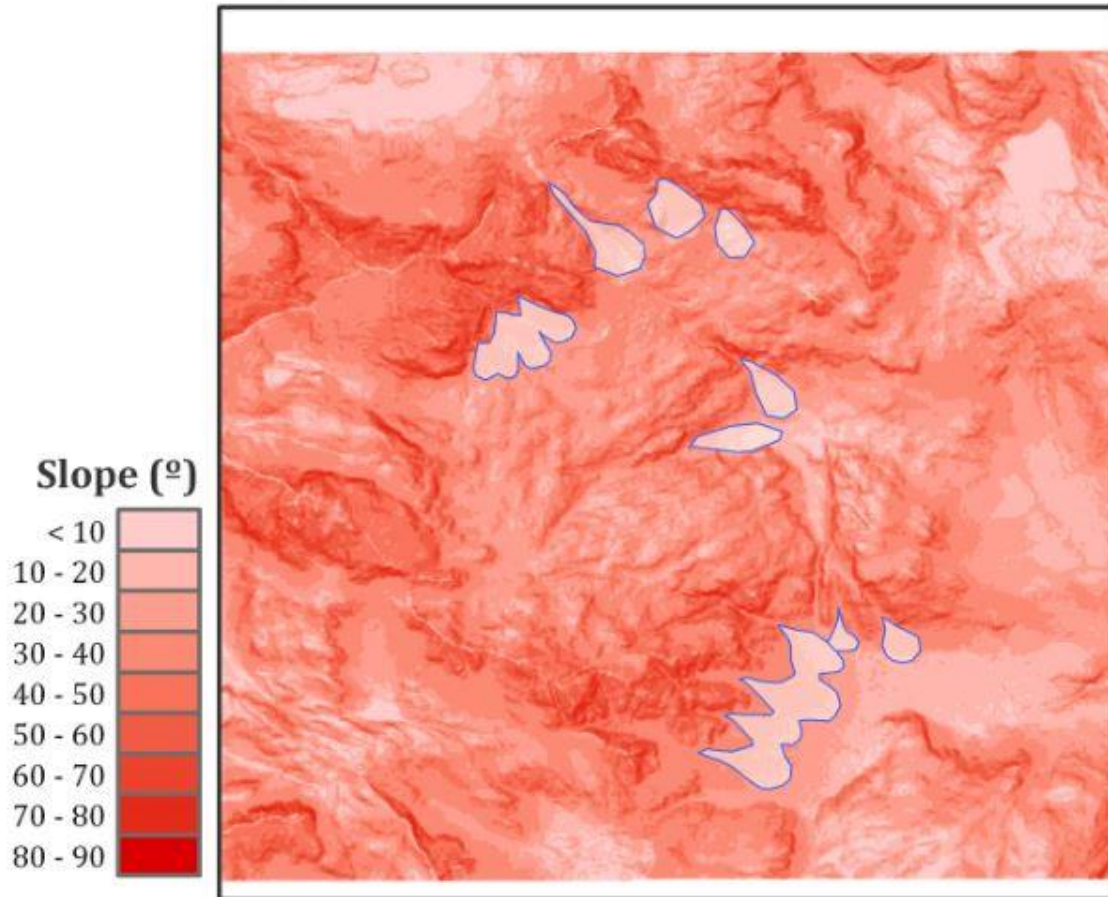


Figura 13: Mapa de pendientes en el que se representan las zonas de avalanchas delimitadas.

4.2.5. Redistribución por viento

El viento juega un papel muy importante en la distribución de la nieve (Erleben et al., 2002) (Trujillo et al., 2007). Para estimar el papel que juega el viento en esta zona se ha utilizado la aplicación “maximun upwind slopes-maxus”, algoritmo desarrollado por Adam Winstral (Winstral & Marks, 2002) que analiza la exposición que tienen las zonas al viento en función del MDE y del azimut. Se calcularon 8 diferentes azimuts a 45° cada uno.

Esta aplicación asigna valores de exposición a partir del MDE de 5x5m de resolución de la zona. Con esta imagen, tenemos pixeles con valores negativos y positivos, los cuales podemos correlacionar con los valores de los mapas de distribución de nieve.

Como en el caso del TPI, se pueden utilizar diferentes criterios para calcular el valor de exposición del viento que vienen dados por la distancia radial de búsqueda que se puede indicar. Para este trabajo se han utilizado 200 y 500 m para ver con cual presenta más correlación.

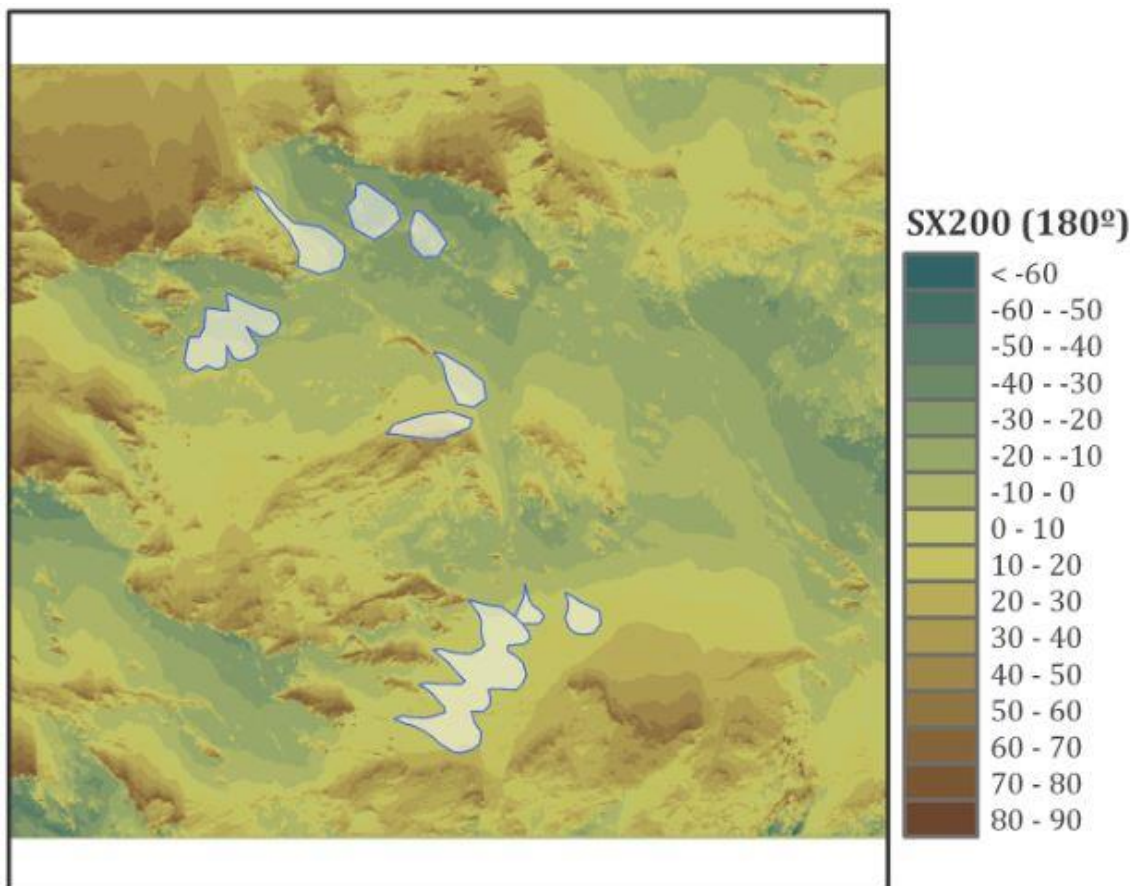


Figura 14: Ejemplo de mapa de exposición al viento de 180° de Azimut. Valores positivos indican protección frente al viento mientras los negativos indican áreas de exposición.

4.2.6. Zonas de avalancha

Las zonas de avalancha han sido delimitadas siguiendo criterios geomorfológicos, analizando las ortofotos aéreas de diferentes años. Este análisis tuvo como resultado una capa vectorial, a la que se le dieron valores y se rásterizó, dando a las zonas de avalancha el valor 1 y al resto el valor 0.

El resultado es una imagen ráster con los valores 0 y 1 de la misma extensión que el resto de capas, lo que permite asociar a cada valor de muestra uno de los dos valores binarios.

El objetivo es ver si existen diferencias entre las poblaciones de muestras tomadas en zonas de avalancha frente a las que no ya que se sospecha que las avalanchas juegan un papel importante en la distribución de la nieve en esta zona.

4.2.7. Topographic Wetness Index (TWI)

Topographic Wetness Index también llamado Compound Topographic Index (CTI) (Evans, 2004), es una función que relaciona la pendiente en un punto con su área de aporte aguas arriba. En diferentes estudios se ha visto muy relacionado con diferentes características del suelo como su profundidad, o con la humedad del mismo

La función que da los valores de TWI es la siguiente:

$$CTI = \ln\left(\frac{As}{(\tan(\alpha))}\right)$$

Dónde:

As: Es el valor de área de acumulación de flujo (calculado mediante la herramienta "Flow accumulation")

A: Es la pendiente, obtenida a partir de la herramienta "Slope" y pasado a radianes.

En otros estudios de este tipo no se ha observado una gran correlación entre este índice y el espesor de nieve (Revuelto et al., 2014), pero se sospecha que en la zona las avalanchas juegan un papel importante en la distribución de la nieve, por lo que ha resultado interesante introducir este índice.

4.2.8. Radiación potencial.

La radiación es una estimación de la energía que recibe el suelo en Wh/m² asumiendo una ausencia total de nubosidad, analizando un periodo de tiempo determinado en función de la latitud de la zona así como su topografía.

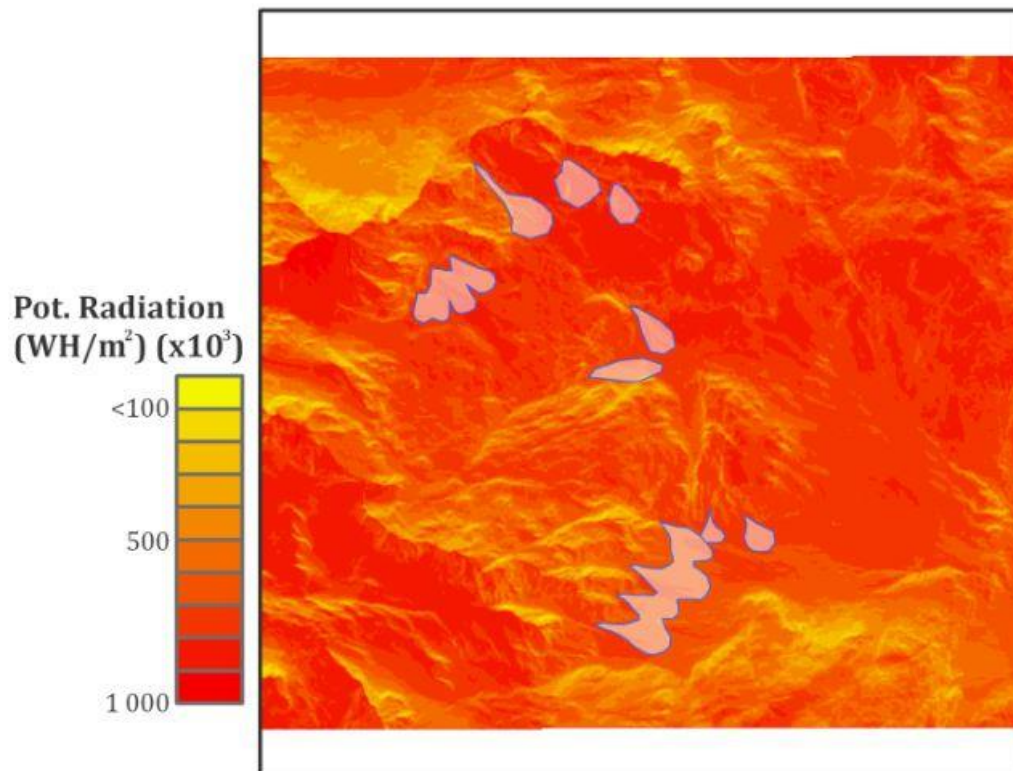


Figura 15: Mapa de distribución de la radiación potencial.

Hay que decir que los valores obtenidos distan de la realidad, ya que el análisis es tremendamente teórico y se hace bajo la premisa de que las condiciones atmosféricas permiten una transmisión óptima de la luz, obviando días nublados o con niebla.

Por otro lado nos permite tener un valor que comparar con el espesor de nieve. Aunque este dato no sea real, es suficiente para buscar correlaciones entre el espesor

de nieve y la exposición a la radiación, lo que nos permitirá buscar la relación que tiene la radiación con el espesor de nieve.

4.3. Procesado de datos LIDAR y obtención de datos

Las nubes de datos obtenidas mediante TLS necesitan de un procesado mediante diferentes softwares. A continuación se explicará pormenorizadamente el proceso seguido para poder interpretar la gran cantidad de información proporcionada por el TLS;

Como se ha comentado anteriormente, el TLS obtiene puntos que en un principio referencia a sí mismo, siendo el cabezal del aparato el centro de coordenadas XYZ.

Una vez instalados los reflectores, se puede asociar cada escaneo a los reflectores, de este modo el sistema de coordenadas viene dado por la posición de los reflectores. Esto permite que no sea estrictamente necesario que el TLS escanee desde exactamente la misma posición, ya que cada vez que se empieza a trabajar se toman los puntos de referencia, colocando cada nube de puntos obtenida en el mismo contexto global aunque se escanee desde diferentes posiciones. Permite comparar con exactitud una toma de datos con otras, teniendo la seguridad de que siempre se toman las muestras en el mismo sitio.

Por último, dando coordenadas GPS a los reflectores mediante un GPS diferencial, como estos a su vez dan la referencia a cada escaneo, tenemos cada escaneo posicionado por GPS lo que nos permite posicionarlo en una superficie y compararlo con datos de otras fuentes.

Todo el trabajo de georreferenciación se ha realizado mediante el software RiPROFILE, y que además es el software de control del TLS.

Una vez se tienen todas las posiciones de escaneo de un mismo día referenciadas y juntas como un mismo escaneo, es necesario realizar un procesado de los errores. Existen errores fácilmente identificables porque sus valores no tienen sentido debido a su magnitud, los cuales se descartan directamente, es decir, los que están entre -0,5 m y más de 25 m. Estos errores pueden ser producidos por pequeños errores en zonas críticas, haciendo que al desviarse el TLS apenas un milímetro, la medida se tome en otro punto completamente distinto.

El proceso de rásterización de los datos es un paso clave ya que, en función de como se realice, los datos de espesor de nieve asociados a cada pixel pueden ser muy diferentes. La resolución a la que se ha decidido trabajar fueron 5 m, por lo que la resolución de los rásters de espesores nieve debería ser de 5 m.

Por otro lado, la herramienta ArcGIS proporciona en su paquete "conversión" la posibilidad de convertir a ráster un "dataset" con formato ".laz", que es el formato con el que se trabaja para el tratamiento de datos LIDAR. El problema viene de que mediante esa metodología cada píxel es colocado según la distribución que ArcGIS entiende más representativa, por lo que cada día de nieve tendría una distribución de píxeles diferente entre ellas y con las variables cartográficas. Esta situación produciría que, en el muestreo, se obtuvieran valores repetidos en algunos puntos, o poco representativos del pixel en concreto a muestrear por estar algunos puntos en el centroide del pixel de una capa y en el borde de la siguiente.

Para paliar este problema, se construyó un ASCII, con valores consecutivos, con el mismo formato que los ASCII de las variables topográficas, que son todas iguales al

haber sido calculadas a partir del mismo MDE. Este ASCII se pasó a formato vectorial, consiguiendo así una malla de cuadrados perfectos en la que cada uno de ellos tenía la misma forma que cada uno de los píxeles de los rásters topográficos.

Después, se superpusieron los puntos y se asociaron a cada cuadrado mediante un identificador que permitió hacer la media de los puntos asociados a cada cuadrado, asignando así un valor de espesor de nieve a cada uno de los cuadrados.

En un paso final se convirtieron las redes vectoriales con los valores asociados a formato ráster, teniendo así todas las capas con el mismo formato.

Una vez se tienen todas las capas superpuestas cada una con sus diferentes valores asignados para cada píxel, se dispusieron puntos distribuidos homogéneamente de forma que cada píxel tuviera un punto en el centro para, más adelante, mediante la herramienta “*Sample*” de ArcGIS, sacar las diferentes matrices de datos en las que para cada par de coordenadas con su identificador se tienen relacionados los diferentes valores topográficos y de espesor de nieve.

5. Resultados y discusión

5.4.1. Correlaciones

A modo exploratorio se comenzó buscando correlaciones entre las diferentes variables. Todo el trabajo estadístico se ha realizado mediante el software R-studio. Los análisis explicados a continuación se han realizado mediante muestreos aleatorios de cien datos repetidos cien veces.

Para los análisis estadísticos se eliminaron datos anómalos así como las zonas de bosque para quitarlas de los análisis. Por otro lado también se retiraron los datos de nieve inferiores a 0,15 cm ya que valores sin nieve los encontramos en todos los rangos de datos de otras variables. Por último se retiraron los datos de los puntos con pendientes mayores de 50° ya que con pendientes mayores no habrá nieve o se encontrarán muy afectados por el efecto de las avalanchas (Marangunic, 2008).

5.4.1.1. Correlación entre el espesor de nieve en diferentes días.

En un primer paso, para ver si la distribución de la nieve sigue patrones espaciales similares entre los distintos escaneos disponibles, se correlacionaron los datos de todos los días de nieve entre sí, dando como resultado las siguientes matrices de correlaciones.

Tabla 2. Coeficientes de Pearson de correlación entre diferentes días de nieve, temporada 2012 – 2013 con el resto de temporadas.

		2012-13				
Días		20121226	20130302	20130417	20130526	20130624
2012-13	20121226	1.00	0.45	0.54	0.55	0.54
	20130302	0.45	1.00	0.87	0.83	0.71
	20130417	0.55	0.87	1.00	0.92	0.79
	20130526	0.54	0.83	0.92	1.00	0.87
	20130624	0.53	0.71	0.80	0.87	1.00
2013-14	20140121	0.44	0.67	0.72	0.68	0.56
	20140317	0.55	0.82	0.89	0.85	0.72
	20140407	0.57	0.82	0.91	0.87	0.75
	20140605	0.53	0.72	0.80	0.85	0.86
2014-15	20150311	0.55	0.77	0.85	0.84	0.77
	20150420	0.58	0.68	0.75	0.81	0.81

Tabla 3: Coeficientes de Pearson de correlación entre diferentes días de nieve, temporada 2013 – 2014, 2014 - 2015 con el resto de temporadas.

		2013-14				2014-15	
Días		20140121	20140317	20140407	20140605	20150311	20150420
2012-13	20121226	0.46	0.54	0.54	0.56	0.55	0.56
	20130302	0.67	0.82	0.82	0.72	0.77	0.69
	20130417	0.73	0.89	0.91	0.80	0.85	0.74
	20130526	0.69	0.84	0.88	0.85	0.83	0.80
	20130624	0.53	0.71	0.74	0.87	0.75	0.82
2013-14	20140121	1.00	0.69	0.71	0.60	0.71	0.57
	20140317	0.70	1.00	0.94	0.81	0.81	0.71
	20140407	0.71	0.94	1.00	0.83	0.84	0.73
	20140605	0.58	0.82	0.82	1.00	0.76	0.83
2014-15	20150311	0.70	0.82	0.84	0.77	1.00	0.82
	20150420	0.57	0.69	0.73	0.81	0.83	1.00

En cuanto a los p-valores de cada uno de los análisis ha resultado que en un **99,69%** de los casos el valor p-valor es inferior a 0,05 por lo que podemos afirmar que la correlación entre los diferentes valores de espesor de nieve guarda patrones estadísticamente significativos. Esto se puede interpretar como que la distribución de la nieve presenta patrones que se repiten a lo largo de cada temporada y entre días distintos de temporadas distintas.

Este resultado es muy importante, ya que indica que si hay determinados factores que están condicionando la distribución de la nieve, y que afectan de forma muy similar durante todos los días analizados.

También podemos ver que las correlaciones tienden a aumentar cuando se comparan días de nieve que están en posiciones similares a lo largo del año. Esto es, que un día de final de temporada parece que aumenta su correlación según se va comparando con días más cercanos con el final de temporada. Esto nos hace sospechar que aunque la distribución general de la nieve presenta patrones similares, existen diferencias entre los periodos de acumulación y fusión.

5.4.1.2. Correlación entre el espesor de nieve y la altitud.

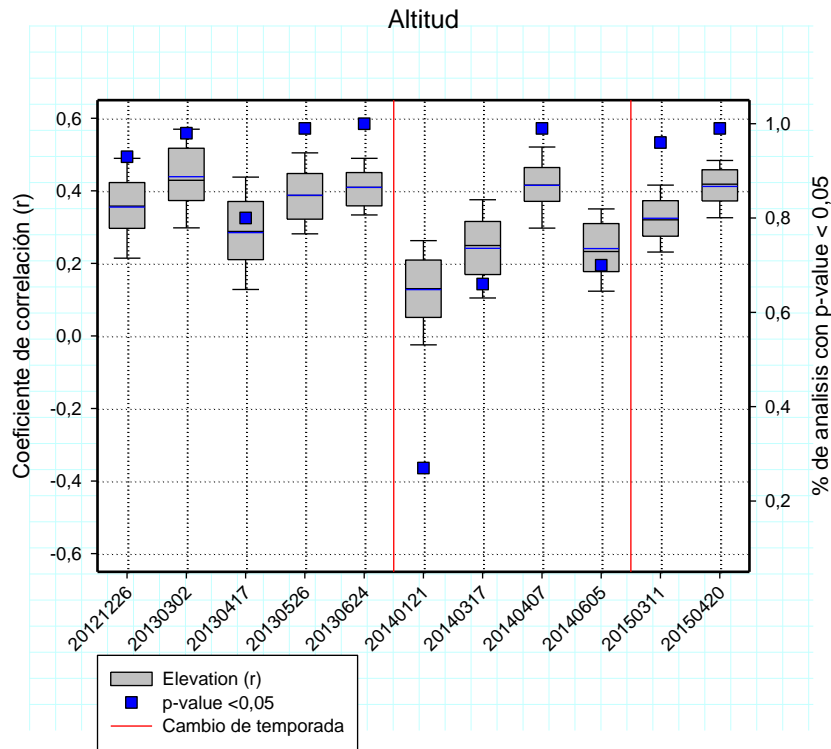


Figura 16: Correlaciones entre la altitud y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

En la Figura 16, podemos ver los diagramas de caja de los valores de correlación de la nieve con los valores de altitud. Podemos observar como en la mayor parte de los casos los valores del porcentaje de p-valores <0,05 ronda el 90% por lo que se puede afirmar que la cantidad de nieve tiende a incrementarse con la altitud de forma estadísticamente significativa.

5.4.1.3. Correlación entre el espesor de nieve y el TPI.

En este apartado, se representa la correlación con la variable TPI. Es una correlación negativa, debido a que los valores de concavidad están representados por valores de TPI negativos y por lo tanto serán los valores que mayor espesor de nieve reciban, es decir que a menos TPI mayor espesor de nieve.

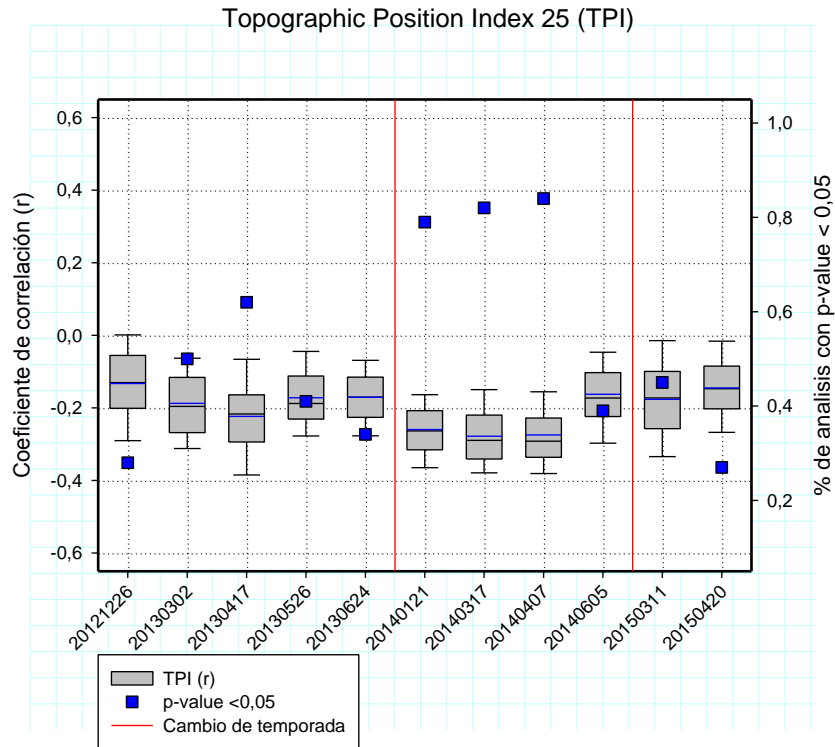


Figura 17: Correlaciones entre TPI25 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

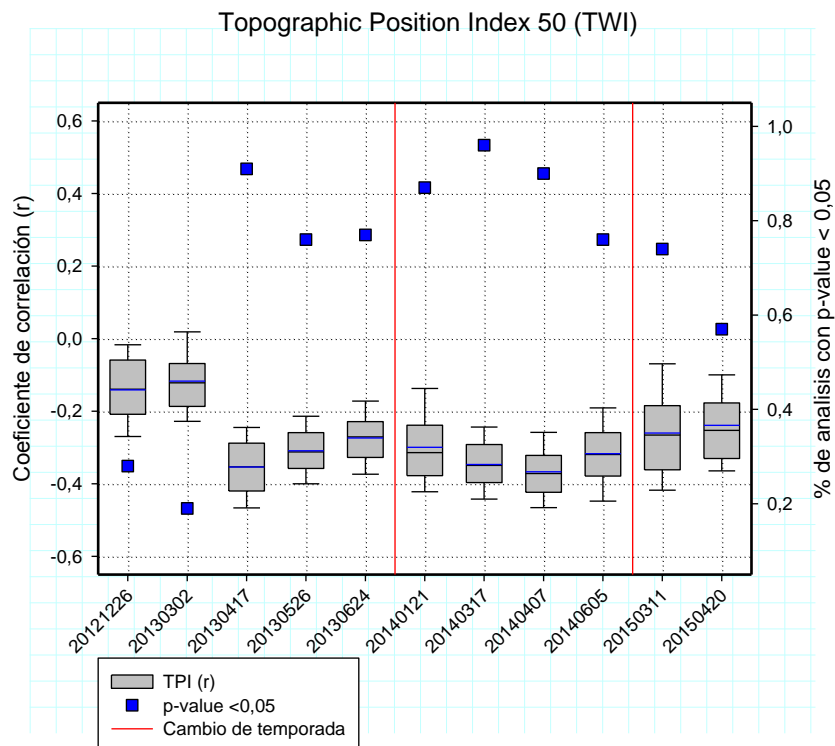


Figura 18: Correlaciones entre TPI50 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

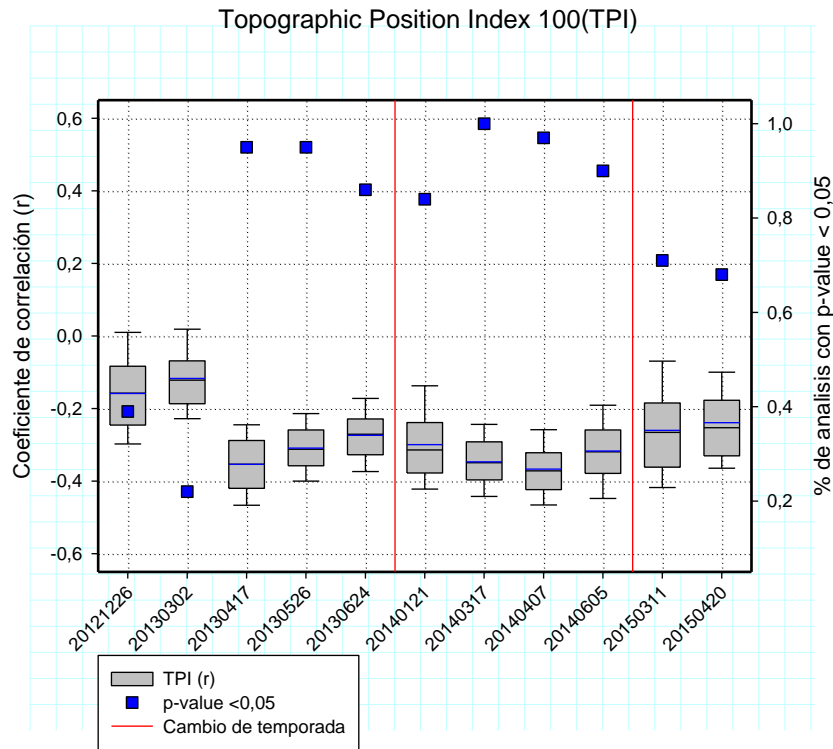


Figura 19: Correlaciones entre TPI100 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

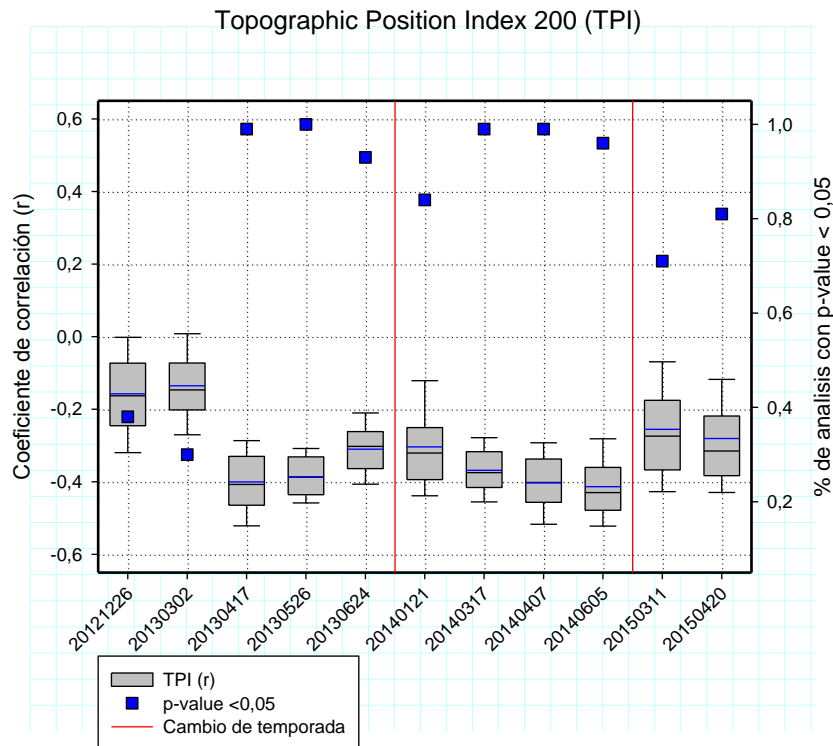


Figura 20: Correlaciones entre TPI200 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

Alumno: Esteban Alonso González

UNIVERSIDAD DE VALLADOLID (CAMPUS DE PALENCIA) – E.T.S. DE INGENIERÍAS AGRARIAS

Titulación de Máster en Ingeniería de Montes

Se crearon 4 diferentes rásters considerando diferentes radios de búsqueda, de 25, 50, 100 y 200 metros. Se ve claramente como a mayor TPI la relación se vuelve más estadísticamente significativa, por lo que se eligieron los valores de TPI200 para los futuros análisis.

5.4.1.3. Correlación entre el espesor de nieve y la pendiente.

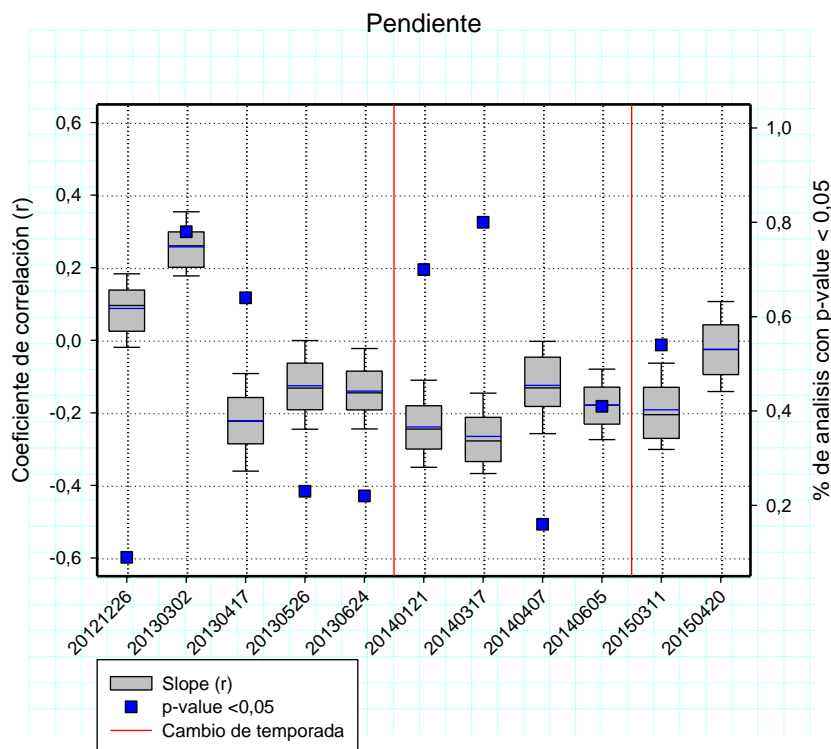


Figura 21: Correlación entre la pendiente y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

Es complejo interpretar la Figura 21. Según esta, las correlaciones entre la pendiente y el espesor de nieve posee valores muy bajos, además de que los valores del porcentaje de p-valores<0,05 son muy irregulares de un día a otro, pero tienden siempre a valores más bien bajos. Será necesario esperar a realizar análisis más complejos para ver la verdadera importancia de la pendiente.

Lo que sí se puede observar es una tendencia a presentar correlaciones negativas, lo cual tiene sentido, ya que con pendientes medias la nieve se redistribuye en forma de avalanchas y con pendientes muy altas ni siquiera se acumula (Marangunic, 2008).

5.4.1.4. Correlación entre el espesor de nieve y el factor Sx.

Para representar el factor Sx se ha elegido para cada día el azimut más correlacionado. Los valores más correlacionados se encuentran cuando el viento viene del cuadrante Oeste-Norte, donde se encuentran las montañas más altas que protegen la zona de los vientos de ese azimut.

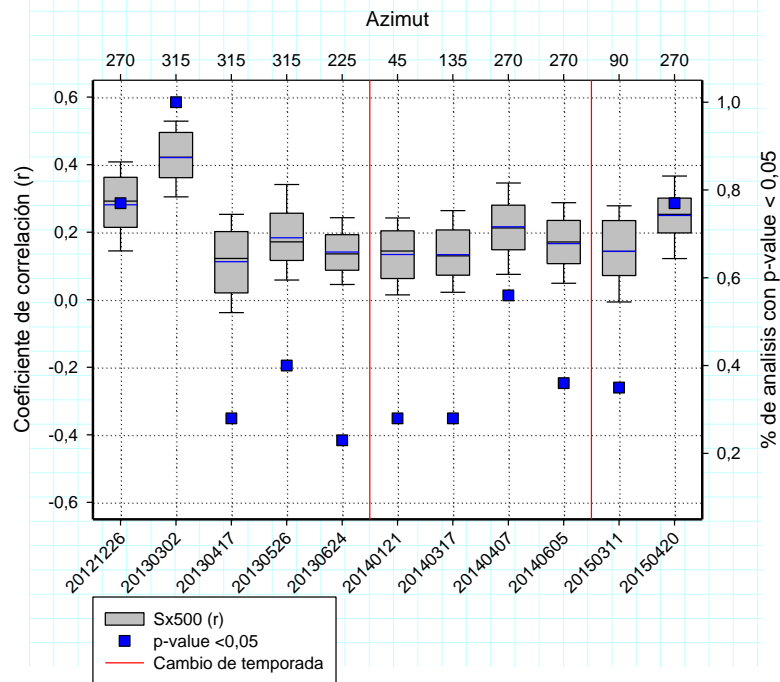


Figura 22: Correlación entre el factor Sx200 y el espesor de nieve con la media de los p-valores

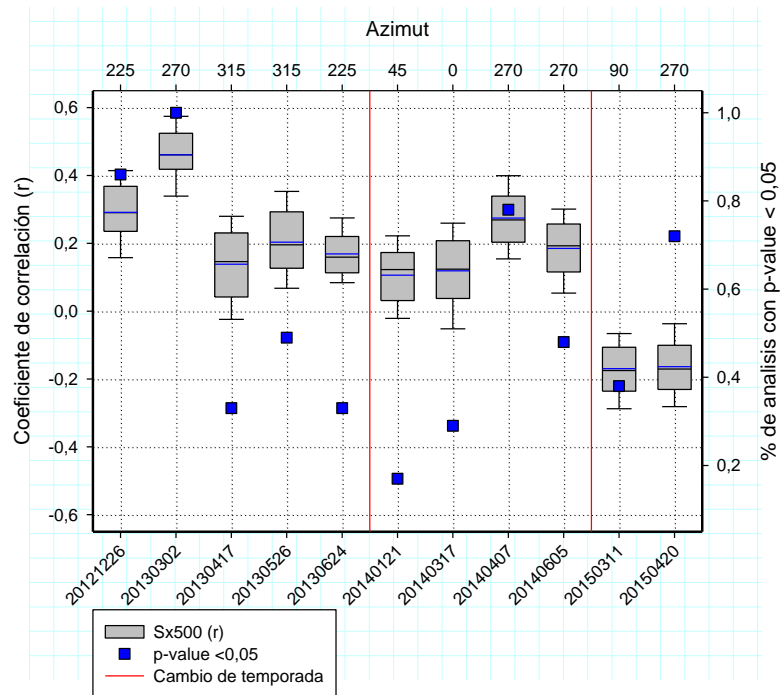


Figura 23: Correlación entre el factor Sx500 y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

De todas formas, como en el caso de la pendiente, este análisis es demasiado sencillo para interpretar la relación que existe entre el factor Sx y los valores de espesor de nieve, por lo que se esperará a realizar análisis más complejos para valorar la

importancia de esta variable. Como se puede ver en las gráficas el porcentaje de muestreos estadísticamente significativos cambia mucho de unos días a otros. Quizás podría interpretarse simplemente como que unos días el viento ha tenido influencia y otros no.

5.4.1.5. Correlación entre el espesor de nieve y la radiación potencial.

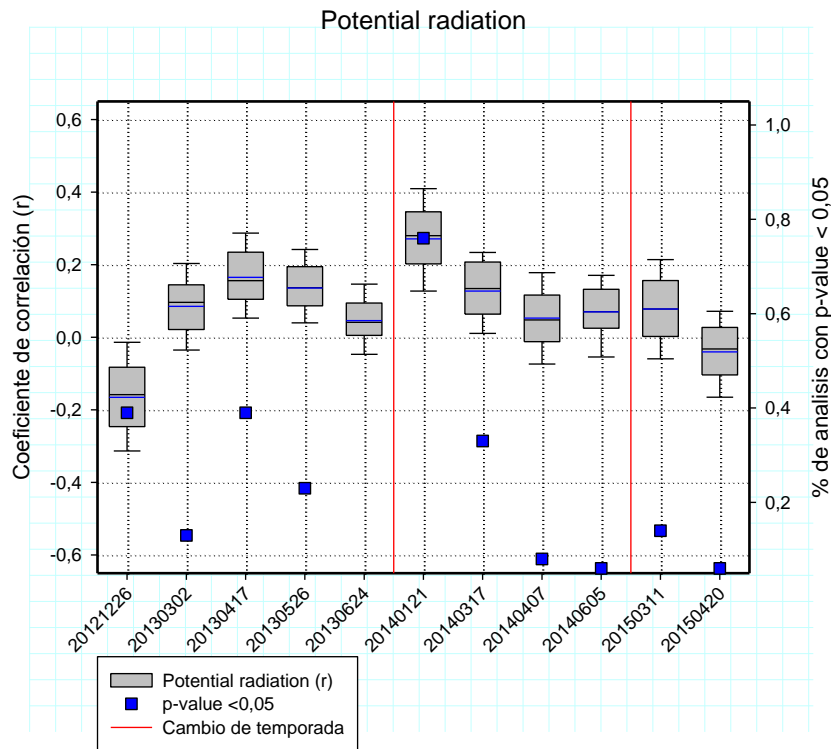


Figura 24: Correlación entre el factor radiación solar y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

Llama la atención la poca correlación que se ha encontrado entre la radiación solar y el espesor siendo, intuitivamente, una variable que, al menos durante los periodos de fusión, debería presentar correlación.

Esto puede ser debido a la perspectiva del escaneo. Cuando se escanea solo desde un punto se producen sombras topográficas. Al escanear, solo es posible analizar un determinado número de exposiciones, quedando otras siempre escondidas inevitablemente. Aquí encontramos una limitación en nuestros análisis que no tiene fácil solución, ya que se escanea una ladera con una clara orientación principal, y la posibilidad de escanear desde distintas posiciones en este caso no se contempla, debido a que la posición de escaneo tendría que ser desde una posición al Oeste de la zona de estudio donde se presentan grandes paredes verticales y montañas de más de 3000 m.

En cualquier caso, todas las exposiciones de la zona son similares, por lo que probablemente no exista una correlación muy fuerte entre espesor de nieve y la insolación, debido a que zonas con mucho espesor y zonas con poco espesor tienen la misma insolación, y las zonas de sombra topográfica quedan reducidas a zonas muy poco representativas de la dinámica general de la nieve en la zona.

4.4.1.6. Correlación entre el espesor de nieve y el TWI.

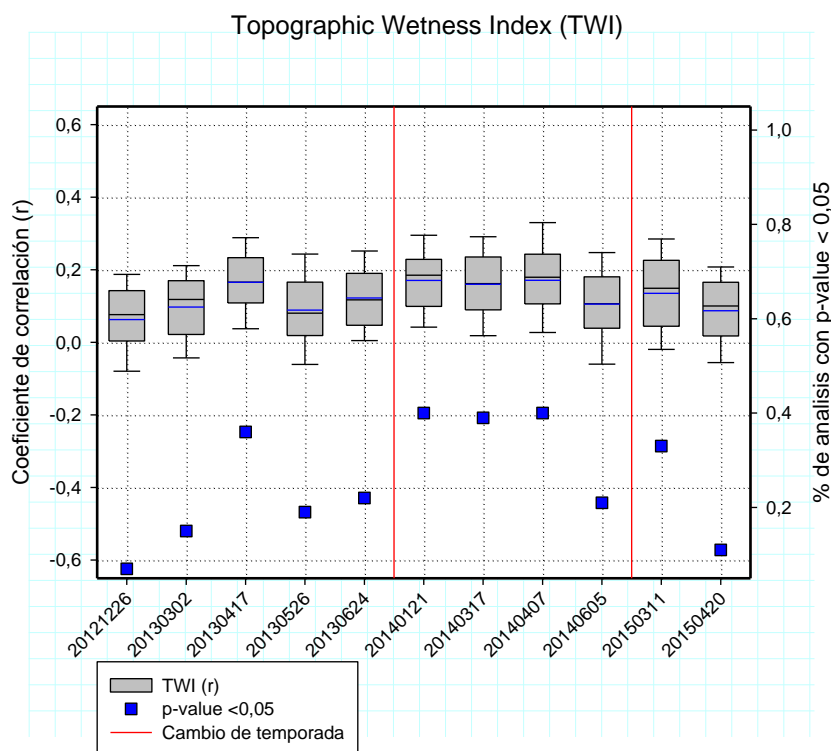


Figura 25: Correlación entre el factor TWI y el espesor de nieve con la media de los p-valores.

Parece que el factor TWI es el menos correlacionado de todos, y además de una forma bastante regular. El porcentaje de muestras estadísticamente significativas siempre se encuentra por debajo del 40% y los valores de las correlaciones se mantienen constantes en valores cercanos a 0

5.4.2. Influencia de las avalanchas en la redistribución del manto de nieve.

Para estudiar la influencia de las avalanchas, se ha realizado una prueba no paramétrica llamada test de Whitney-Wilcoxon. Este test, nos permite ver si dos muestras de datos son estadísticamente diferentes. En concreto este test permite comprar muestras que no deben poseer necesariamente una distribución normal o gaussiana. Los resultados los encontramos a continuación en la Figura 26.

Esta prueba ha sido importante para entender la influencia de las avalanchas, ya que aunque se podía observar estudiando los escaneos que en las zonas de avalancha se depositaba más nieve, había que saber si realmente era por avalanchas o por otro factor significativo a tener en cuenta, además de poder cuantificar así la diferencia en la concentración de nieve

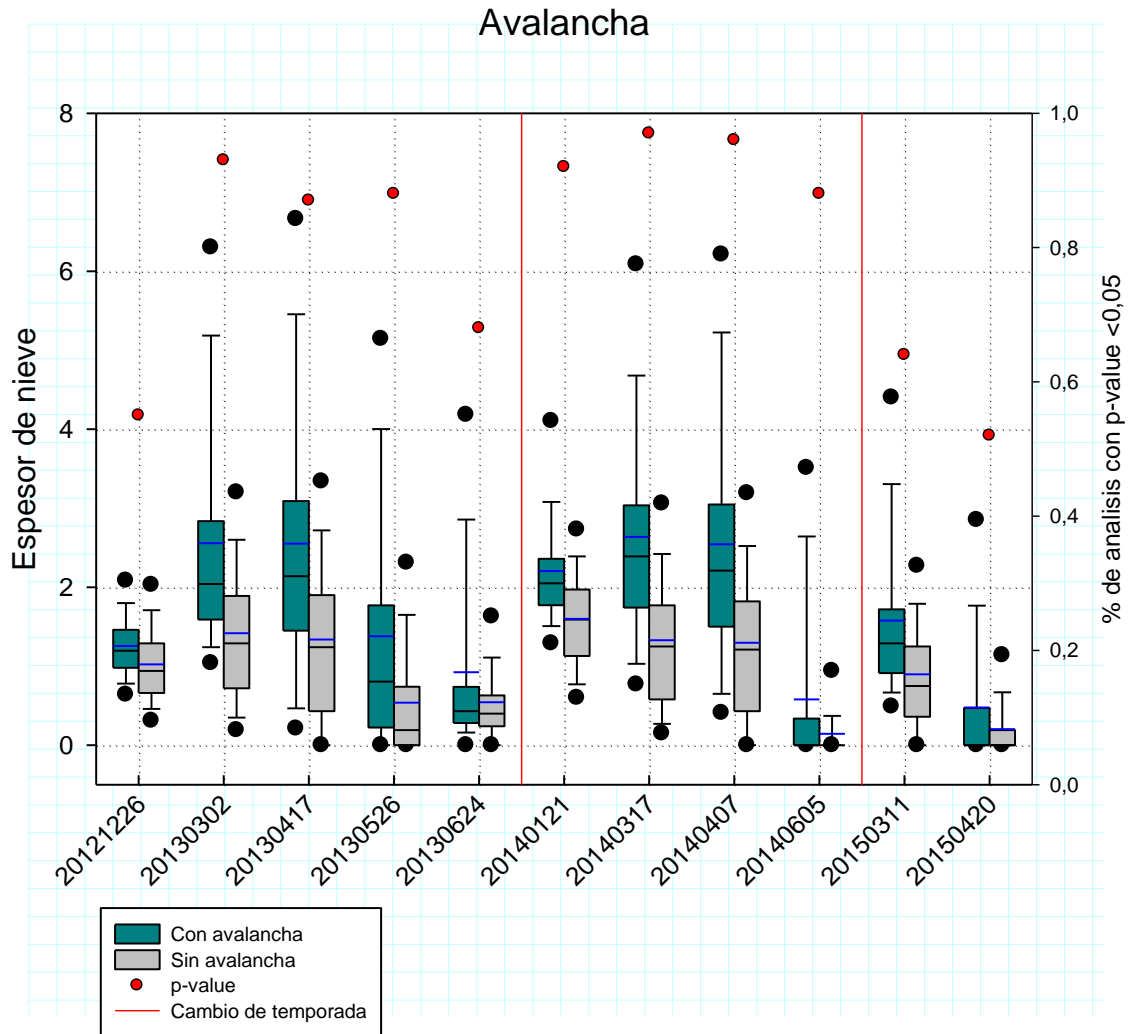


Figura 26: valores de espesor de nieve en avalanchas y fuera de ellas con los p-valores del test de Whitney-Wilcoxon.

De promedio, un **80%** de las veces que se hace el test el p-valor es menor del 0,05, por lo que el 80% de las veces las muestras aleatorias en zona de avalancha son de una población distinta a las zonas que no son de avalancha de una forma estadísticamente significativa. Es decir, que las avalanchas afectan de forma clara y estadísticamente significativa a la distribución del manto de nieve independientemente de los demás factores topográficos analizados anteriormente.

En el grafico podemos observar la representación de los espesores de nieve en las zonas de avalancha y en las zonas sin avalancha, donde se ve que las zonas de avalancha sí que presentan más nieve. Si nos fijamos lo valores de avalancha del percentil 95%, alcanzan valores altísimos de espesor de nieve, que trabajando a una resolución e 5x5m implica valores medios de más de 6 metros de nieve en las zonas de avalancha en una superficie de 25 m²

5.4.3. Identificación de patrones espaciales de distribución del manto de nieve

Para ver que patrones de nieve se repiten se realizó un test de componentes principales (PCA) con los valores de espesor de nieve. Los resultados se muestran a continuación en la Tabla 4;

Tabla 4: Días de escaneo con sus puntuaciones en el PCA.

Días	PC1	PC2	PC3
20121226	0,27	0,25	0.91
20130302	0,84	0,36	0,01
20130417	0,85	0,39	0,22
20130526	0,66	0,64	0,2
20130624	0,23	0,88	0,21
20140121	0,78	0,16	0,31
20140317	0,85	0,35	0,19
20130407	0,84	0,38	0,22
20140605	0,42	0,8	0,06
20150311	0.71	0,47	0,3
20150420	0,38	0.79	0,27
Porcentaje de la varianza	0,44	0,3	0,12
Varianza acumulada	0,44	0,74	0,86
Porcentaje explicado	0,51	0,35	0,14
Porcentaje explicado acumulado	0,51	0,86	1

Después de realizar el análisis vemos que existen tres patrones distintos de distribución que suman un 86% de la varianza existente.

Es interesante comentar que existe una explicación para cada uno tres modelos. El PC1, que tiene un mayor peso en las muestras de los días representados en azul más arriba, coincide en los días de acumulación de nieve, mientras que los días en los que el PC2 tiene una mayor puntuación, vienen representados por los días de final de temporada donde la nieve está desapareciendo. El PC3 explica solo el primer día, que en todos los análisis es el que peor se correlaciona y que con toda probabilidad es debido a la poca cantidad de nieve que presentaba y por ser una fecha muy temprana y por tanto poco representativa si se compara con el resto de los días de escaneo.

Por esto, los siguientes análisis se realizarán sobre los días que mejor representan el PC1 y el PC2, que son el día 17/Marzo/2014 para el PC1 y el día 24/Junio/2013. (Los mapas de distribución de nieve de esos días los podemos ver en la Figura 27 y la Figura 35 en los apartados 5.4.4.1. Random forest del PC1 (17/Marzo/2014) 5.4.4.2. Random forest del PC2 (24/Junio/2013))

5.4.4. Interacción entre variables topográficas para explicar la distribución del manto de nieve

Random Forests (Breiman, 2001) es un método estadístico mediante el cual se pueden realizar modelos. Esta técnica hace uso de varios árboles predictores, cada uno de los cuales se ha realizado mediante muestreos aleatorios.

Los árboles predictores son algoritmos mediante los cuales se pueden realizar predicciones de la variable estudiada (en este caso, el espesor de nieve), diferenciando los diferentes caminos mediante los valores de cada uno de los factores estudiados.

Para la realización de estos árboles predictores se obtienen vectores aleatorios de datos, realizando un árbol para cada uno de los muestreos aleatorios. El número de árboles predictores debe de ser tal que el error de las predicciones se estabilice.

El trabajo estadístico con este método se ha llevado a cabo mediante el paquete randomForestSRC (Ishwaran & Kogalur, 2014), en lenguaje de programación “R-statistics”, además de con la ayuda de otros paquetes de menor importancia para la mejora de los colores de los gráficos o el renderizado 3D (toda la metodología viene pormenorizada en “ggRandom Forests for Regression” (Ehrlinger, 2015)

En este trabajo se ha usado este método ya que permite hacer un modelo sobre los datos que se tienen y pondera la importancia de cada una de las variables predictoras, valorando así la importancia que tiene cada una en la distribución de la nieve e incluso las interacciones entre ellas. Se realizaron dos modelos distintos, uno por cada uno de los PCA explicados en el apartado anterior. Después de diferentes pruebas, se vio que el modelo se estabilizaba al alcanzar los 100 árboles, por lo que fue el número de árboles escogidos.

5.4.4.1. Random forest del PC1 (17/Marzo/2014)

El día escogido como representativo del PC1, y en general de los días correspondientes a periodos de acumulación de nieve, ha sido el 17 de marzo de 2014.

El número de árboles usados fue de 100, con árboles de 38 nodos.

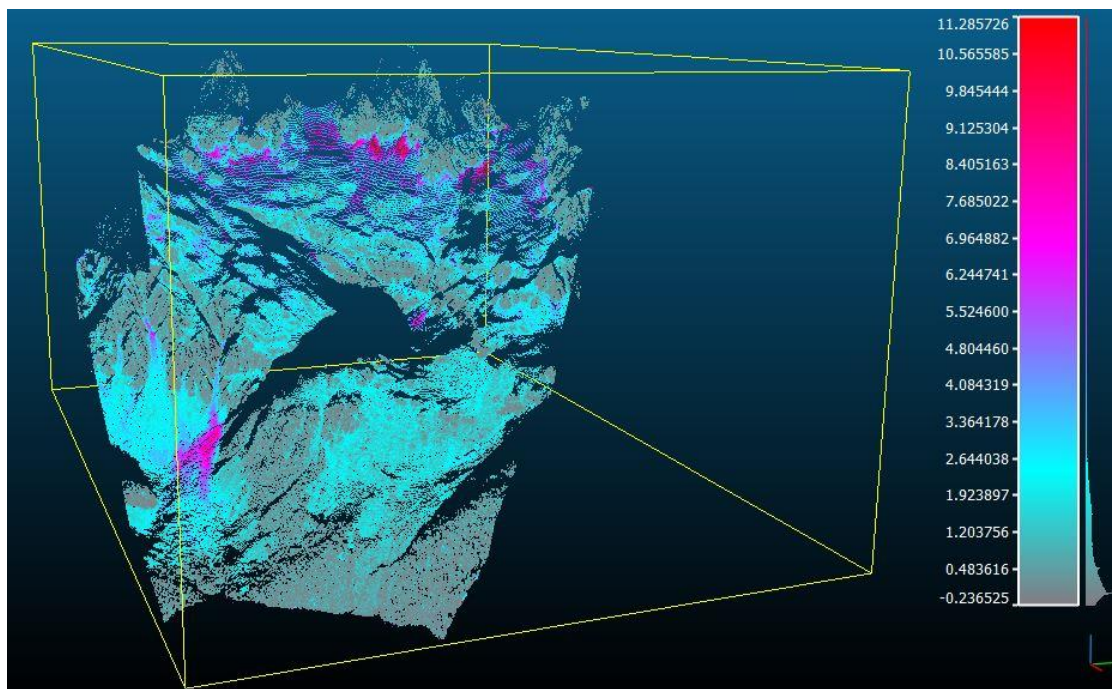


Figura 27: Distribución del espesor de nieve para el día 17/Marzo/2014, día escogido como representante del PC1.

Lo primero que se realizó es un análisis exploratorio de todas las variables, introduciendo también el indicador binario de “Avalancha”. El resultado obtenido es un conjunto de gráficos de dispersión que nos dan una idea de cómo es el manto de nieve ante las distintas condiciones topográficas.

Podemos intuir al estudiar la Figura 28 algunos resultados bastante interesantes antes de profundizar en el modelo. Se puede ver como los mayores valores de espesor de nieve se concentran en valores negativos de TPI (concavidades) así como las zonas de avalancha se concentran en las regiones que rondan los valores de pendiente de 30°, situación bastante contrastada (Marangunic, 2008). También podemos ver como en el factor Sx los mayores espesores de nieve se concentran en los valores negativos, que representan las zonas protegidas frente al viento.

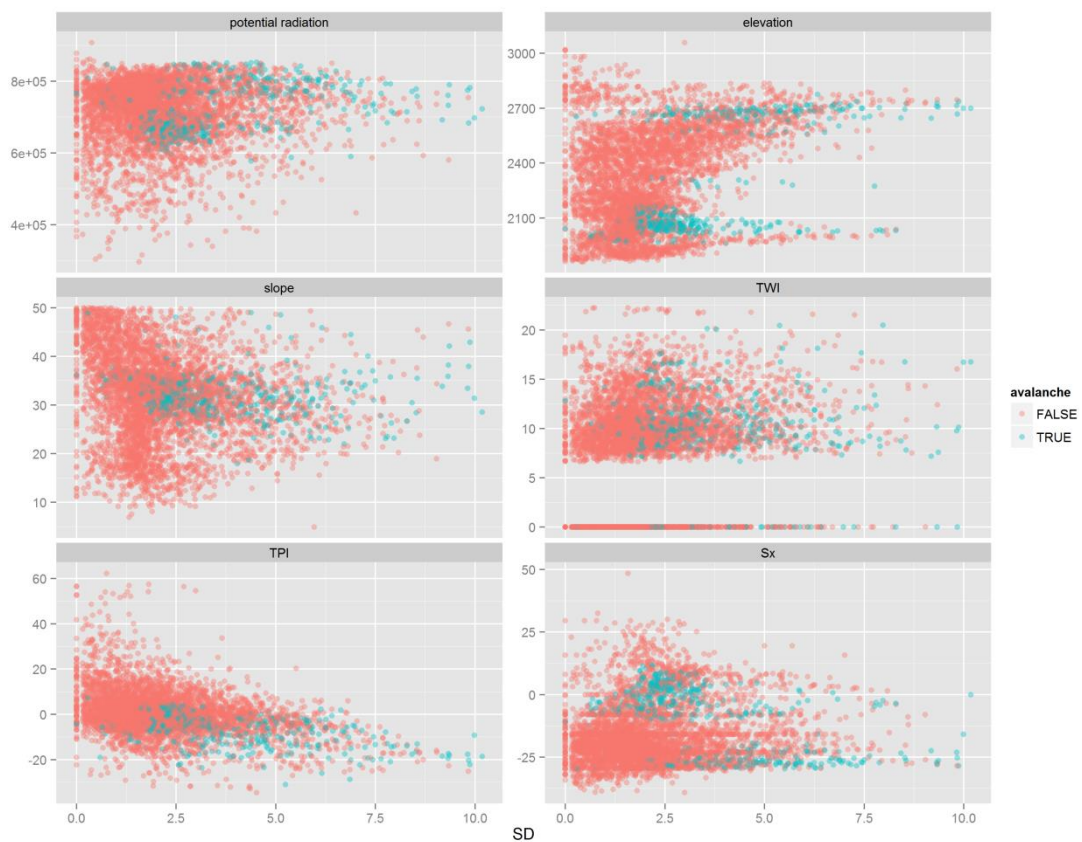


Figura 28: Visualización exploratoria del espesor de nieve enfrentada a diferentes variables en el PC1.

Los resultados del modelo se evalúan correlacionando los valores reales con los valores predichos por el modelo, concretamente 5000 observaciones, además de estudiando los errores directamente. En la Figura 29 podemos ver, que existe un coeficiente de determinación de $R^2=0,629$, por lo que podemos asumir que los resultados del modelo son suficientemente representativos de la realidad, al menos para el tipo de estudio que estamos realizando ya que el objeto de la realización de este modelo es comprender como diferentes variables topográficas interaccionan con la distribución de la nieve, y no predecir valores de nieve en función de los factores estudiados. Los puntos de valores altos de nieve observada pueden ser errores de medición del TLS, o incluso alguna variable que no se hubiera tenido en cuenta.

En cuanto al error, como se ve en la Figura 30, cerca del 80% de los valores se mantienen dentro del rango de error ± 1 m, con un error absoluto medio de 0,69m y un error medio de 0,00034 m.

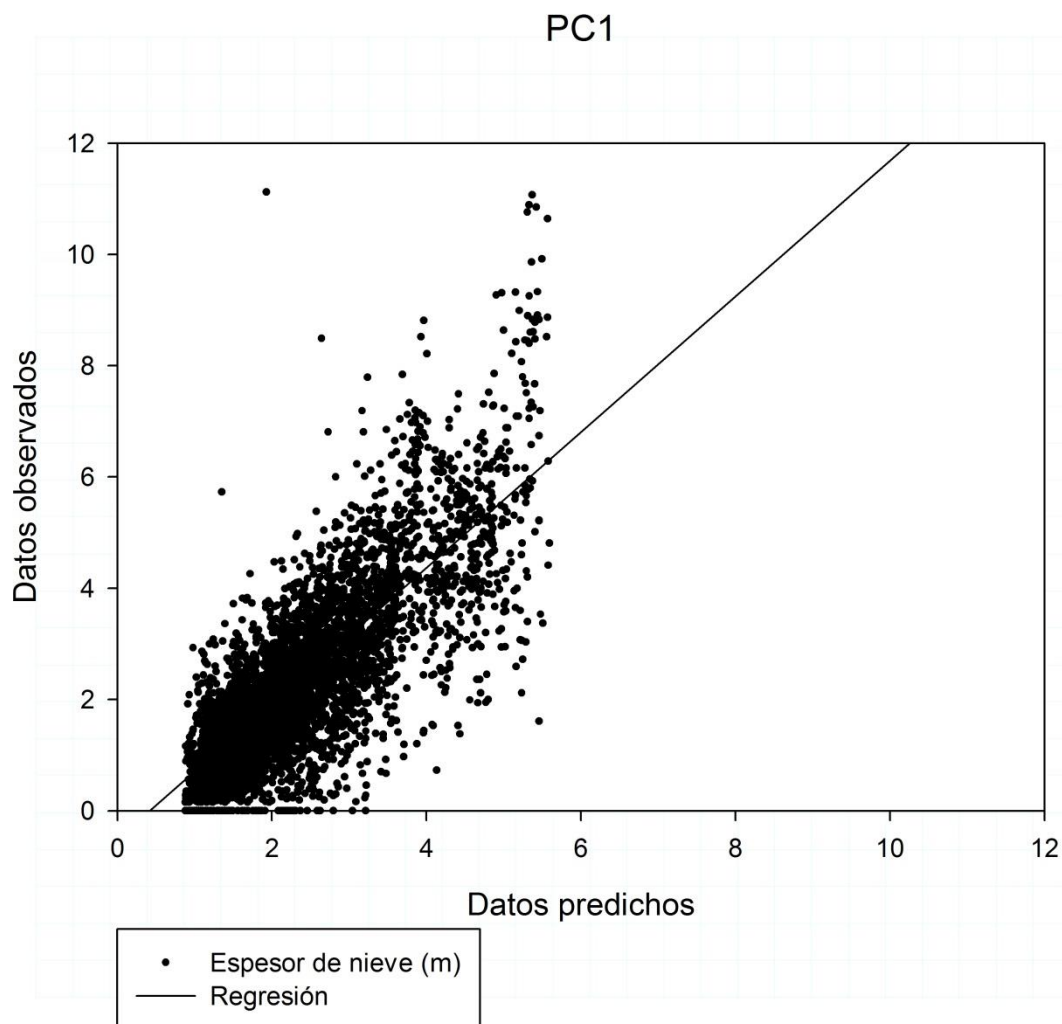


Figura 29: Datos de espesor de nieve observados frente a datos predichos.

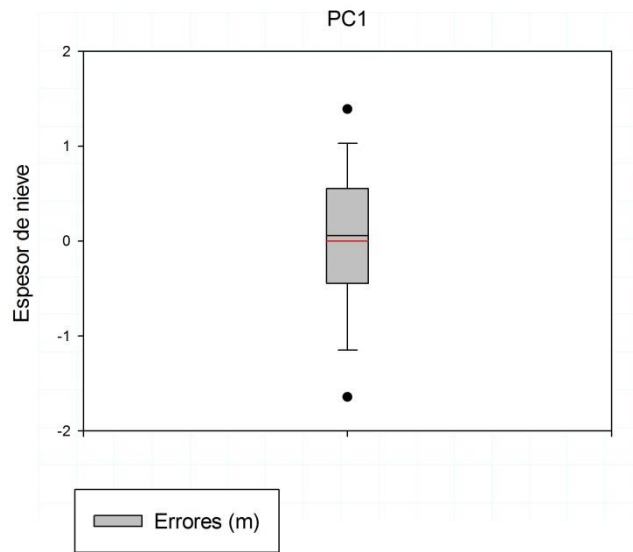


Figura 30: Diagrama de caja de los errores del modelo en el PC1.

A continuación, vamos a estudiar los diferentes criterios que se pueden usar en este método para ponderar la importancia de las diferentes variables estudiadas, así como la interacción entre las mismas.

El modelo ordenó las variables por importancia según se muestra en la Figura 31. Los valores positivos indican que influyen de manera importante, valores de cero indican no importancia, y valores negativos indican que la precisión predictora mejora cuando desaparecen del análisis. Con esto, según este modelo podemos afirmar que la distribución de la nieve en el PC1 para esta zona está determinada por la altitud, TPI, pendiente y factor Sx mayoritariamente.

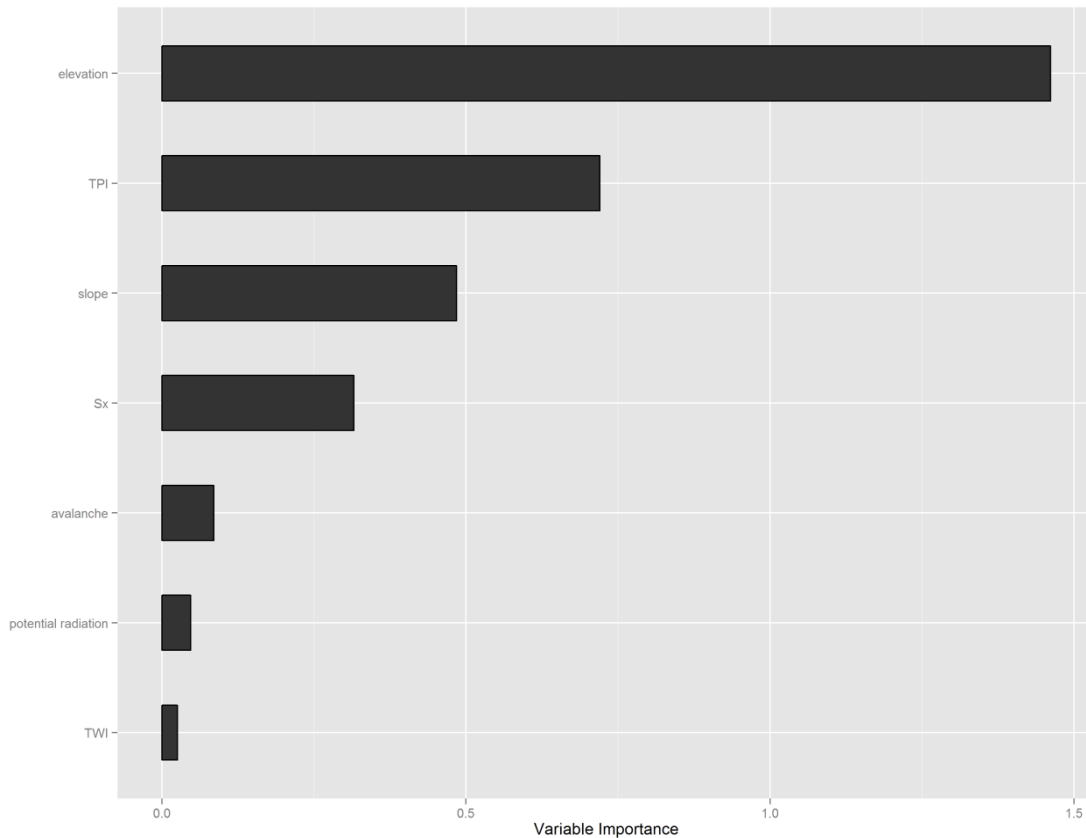


Figura 31: Importancia de las variables predictoras del PC1.

Otra forma que el modelo tiene de ponderar la influencia de cada variable es con la profundidad mínima “minimal depth”. Este criterio, asume que las variables más importantes serán las que con más frecuencia dividen los nodos de los árboles cerca de la raíz de los mismos. Para ello, la profundidad mínima promedia la profundidad de la primera división en todos los árboles del bosque. Por lo que valores bajos según este criterio indicarán variables importantes para la predicción. En la Profundidad mínima de las variables del PC1. Se puede ver que según este criterio las variables que influyen en la distribución de la nieve siguen siendo las mismas, aunque se observan ligeras diferencias con respecto al primer criterio.

Tabla 5: Profundidad mínima de las variables del PC1.

Variables	Profundidad
TPI	0,90
Altura	1,04
Sx	1,80
Pendiente	1,84
Promedio	2,67
Radiación potencial	3,52
TWI	3,90
Avalancha	5,68

La dependencia parcial, es una forma de estimar la importancia de cada variable estudiada a la hora de predecir valores. Para ello, se crean gráficos que evalúan la interacción de una variable con el resto de variables. Para construir estos gráficos, el modelo coge datos distribuidos uniformemente sobre la “x” de la variable de interés y se calcula el promedio del valor predicho por el modelo con el resto de variables. En resumen, tenemos gráficos de medias de predicciones para diferentes valores de “x” en cada variable.

En la Figura 32, podemos ver cómo influye cada variable, en los valores que predice, de manera que se puede apreciar la gran influencia de las cuatro variables principales, mientras que la radiación potencial o el TWI mantienen valores de espesor de nieve aproximadamente iguales para todo su rango.

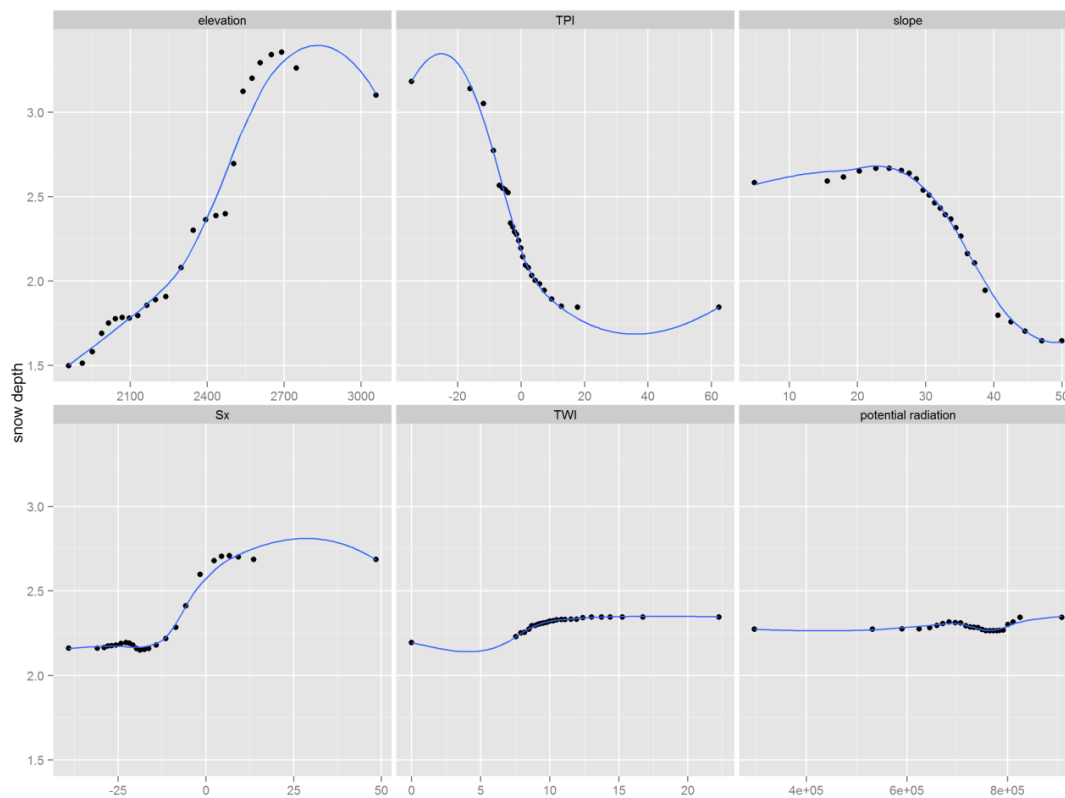


Figura 32: Dependencia parcial del PC1

El método “Random Forest” también nos permite evaluar las interacciones de las variables por parejas. Esto no es más que una evaluación por el método de profundidad mínima, explicado anteriormente, teniendo en cuenta dos variables. Esto se representa en forma de gráficos (v. Figura 33), de forma que los valores más bajos representan mayores interacciones entre las dos variables. Podemos ver cómo, mientras las cuatro variables más importantes son las que más interactúan entre sí, las avalanchas no parecen interactuar de una manera muy clara con el resto de variables.

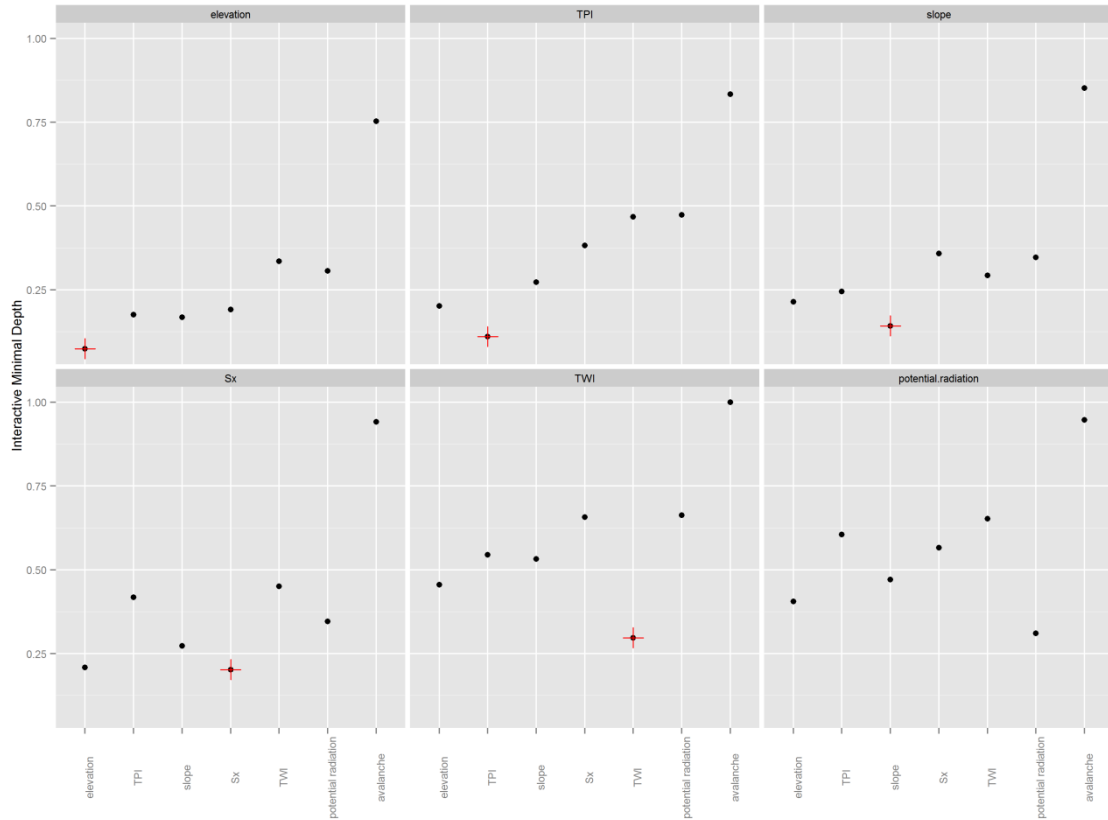


Figura 33: Interacciones entre variables. Se resalta en rojo la interacción de cada variable consigo misma a modo de referencia.

Por último, “Random forest” permite de una forma muy visual analizar las interacciones entre parejas de variables. El modelo realiza un gráfico de área en el que se puede visualizar cómo influyen dos variables cualesquiera en los valores de espesor de nieve predichos. Para esto, se eligieron las variables TPI y pendiente enfrentadas a la altitud, por considerarse las variables más influyentes, y poder ver de una forma gráfica como interaccionan en la Figura 34.

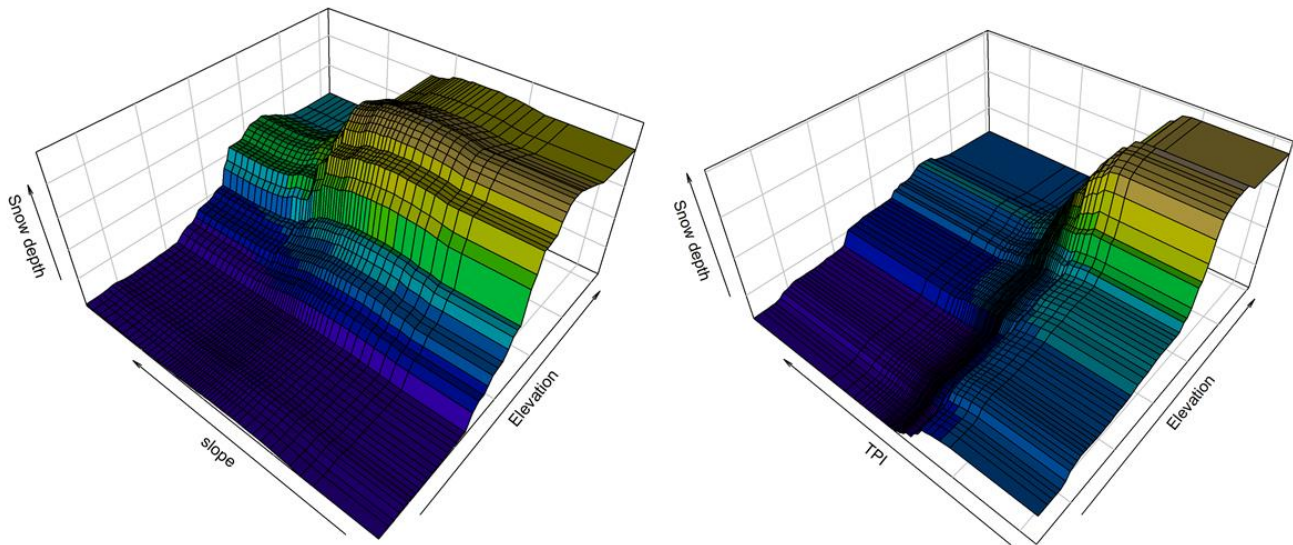


Figura 34: Interacciones entre la altura, la pendiente y el TPI.

Estos gráficos, son simplemente una representación visual a modo de resultado final de cómo interactúan las variables más importantes entre si de una forma más comprensible y sencilla.

En ellos podemos observar en el plano Altura - Profundidad de nieve, como a más altura más nieve pero condicionado por los otros factores.

5.4.4.2. Random forest del PC2 (24/Junio/2013)

En este apartado no se explicará la metodología que utiliza “Random forest” para obtener los resultados que ya fue descrita pormenorizadamente en el apartado 5.4.4.1. Random forest del PC1 (17/Marzo/2014). Se recomienda la lectura del mismo, para la correcta comprensión de este apartado.

El día escogido como representante del PC2 ha sido el 24 de Junio de 2013 por ser el día que mejor puntuación saco en el test de “componentes principales” para el PC2, que agrupa a los días de finales de temporada donde la nieve está desapareciendo.

El número de árboles usados fue de 100, con árboles de 37 nodos de media.

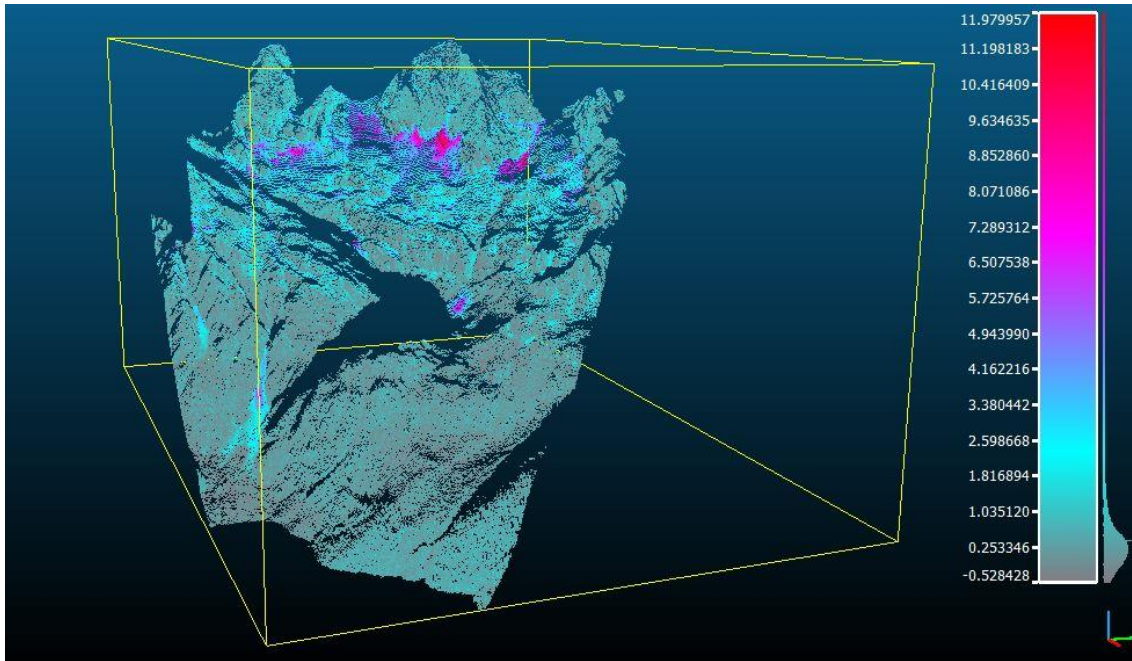


Figura 35: Distribución del espesor de nieve para el día 24/Junio/2013, día escogido como representante del PC2.

Del análisis exploratorio inicial podemos sacar conclusiones similares al PC1. Es interesante destacar, que las tendencias parece hacerse más evidentes que en el caso anterior. Por ejemplo se concentran los mayores valores de nieve en mayores alturas. Y esto es debido a que las variables topográficas han estado influenciando a lo largo de todo el año al ser el modelo de fusión. Es un buen indicador observar como en el caso del TPI los valores de nieve se concentran en los menores valores (concavidades) y además con valor de avalancha.

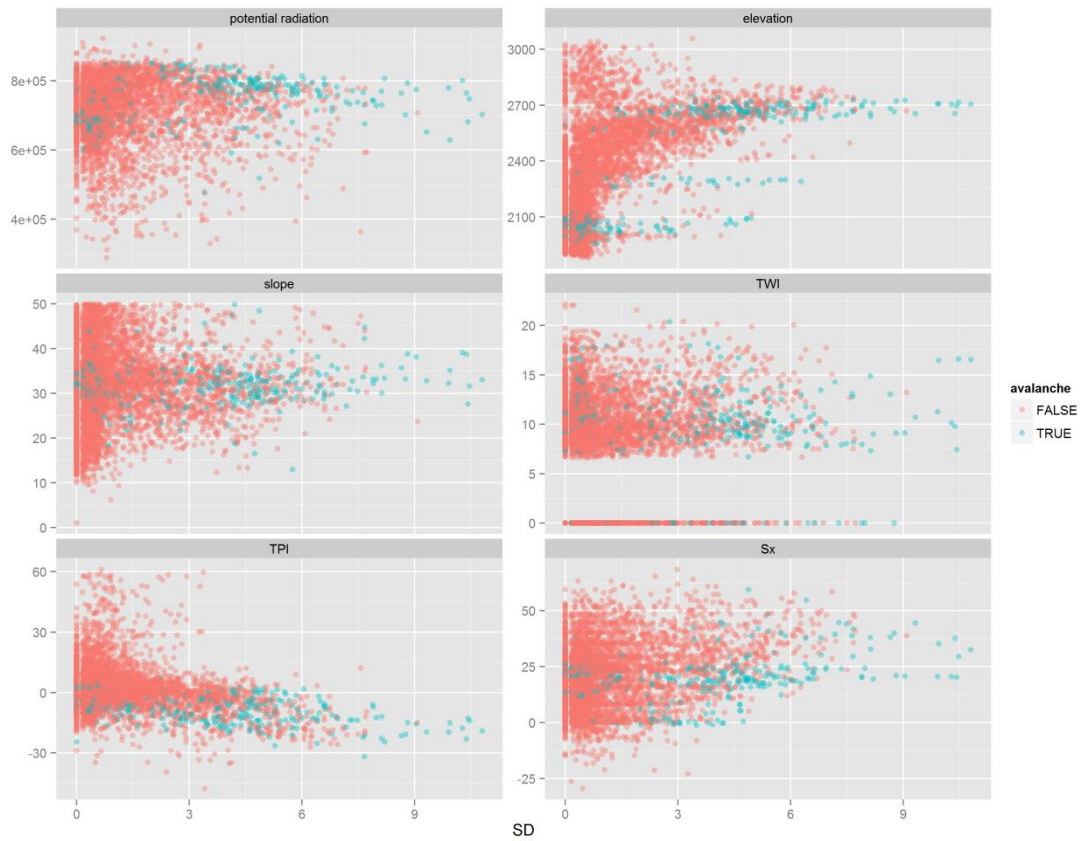


Figura 36: Visualización exploratoria del espesor de nieve enfrentada a diferentes variables en el PC2.

La correlación de los valores predichos contra los valores observados la podemos ver a continuación en la Figura 37, análisis del que resulta un coeficiente de determinación de $R^2 = 0,698$.

En este caso, al enfrentarse los datos de espesor de nieve con los datos predichos, vemos que aumenta ligeramente la correlación con respecto al primer modelo. Una vez más tiene suficiente precisión como para interpretar la importancia de las variables topográficas estudiadas.

En cuanto a los errores, cuya distribución la podemos ver en la Figura 38, tenemos que, una vez más, el 80% de los errores se distribuyen en el rango de errores ± 1 m, con un error medio absoluto de 0,57 m y un error medio de -0,0012 m.

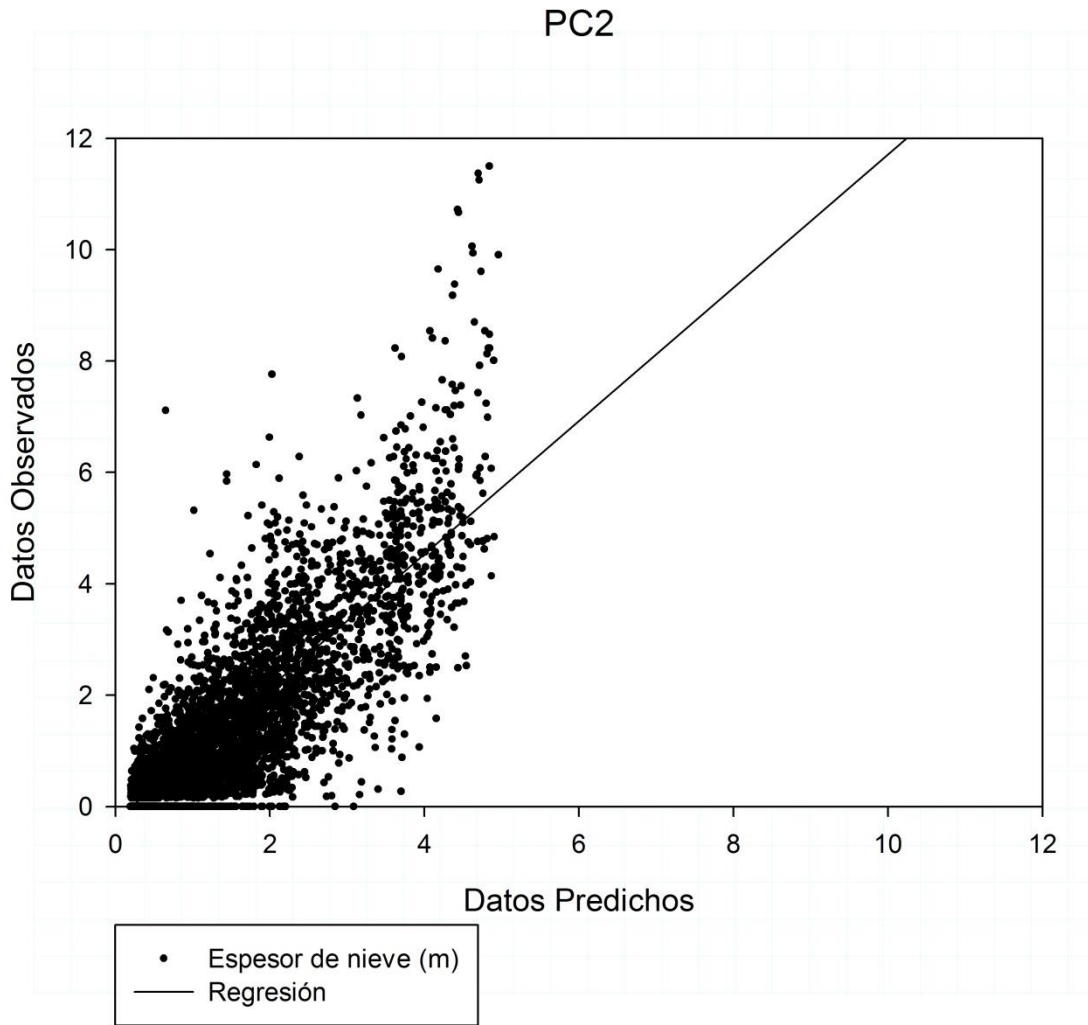


Figura 37: Correlación entre valores predichos y valores observados.

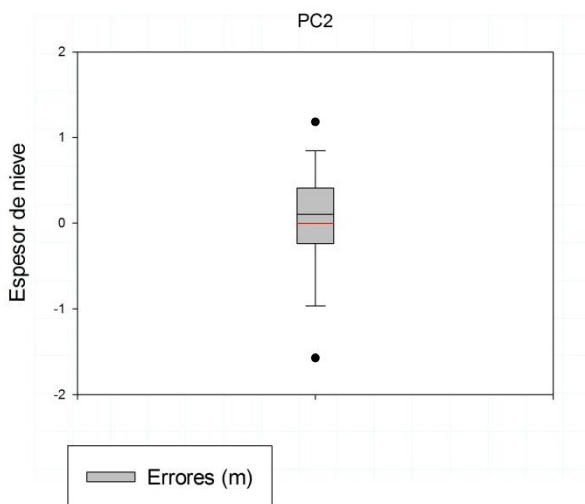


Figura 38: Diagrama de caja de los errores del modelo en el PC1.

Alumno: Esteban Alonso González

UNIVERSIDAD DE VALLADOLID (CAMPUS DE PALENCIA) – E.T.S. DE INGENIERÍAS AGRARIAS

Titulación de Máster en Ingeniería de Montes

El análisis de importancia de las variables, arroja resultados interesantes si lo comparamos con los del PC1. Para empezar, la altura gana importancia, con toda probabilidad porque se mantienen temperaturas frías durante más tiempo en las zonas más altas. El factor del Sx pierde mucha importancia, hasta el punto de quedarse por detrás de las avalanchas.

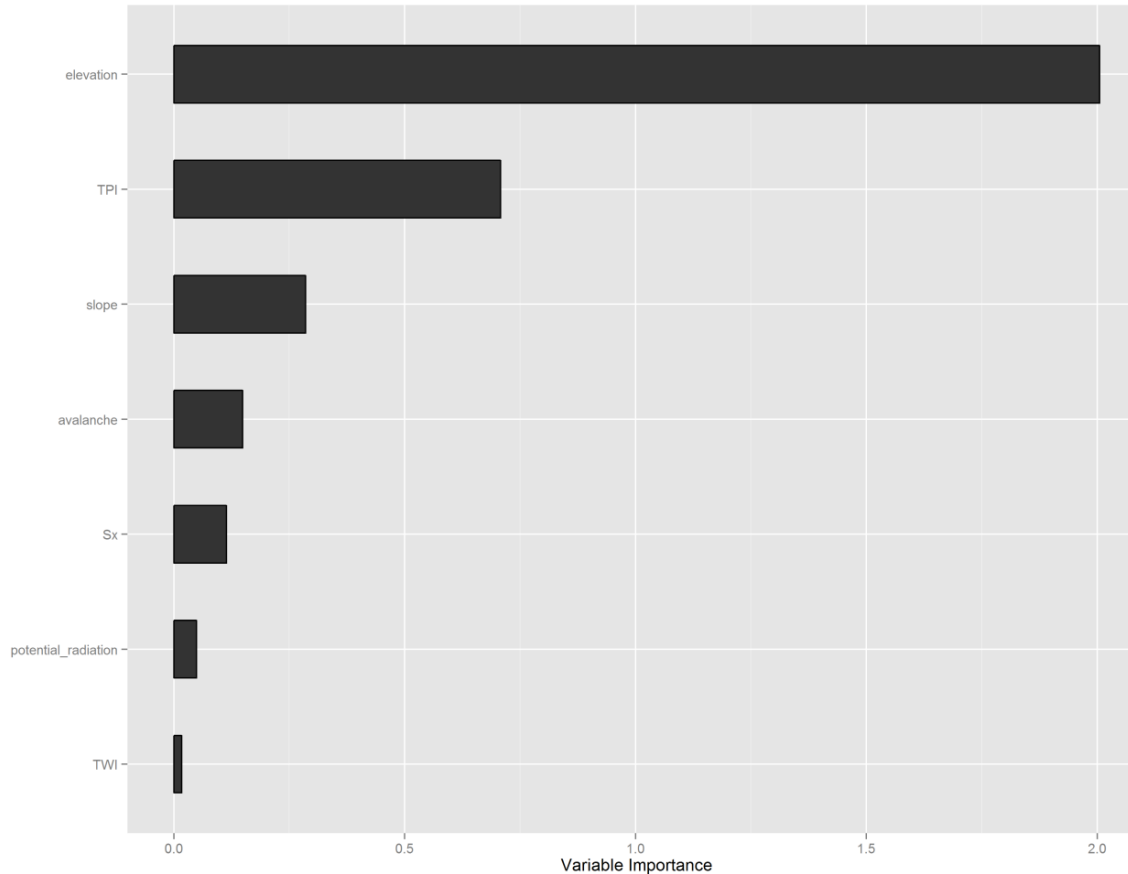


Figura 39: Importancia de las variables predictoras del PC2.

Los valores de profundidad mínima para el PC2 asientan a la Altura como la variable más importante en la distribución de la nieve para este modelo de distribución (v. Tabla 6)

Tabla 6: Profundidad mínima de las variables del PC2.

Variables	Profundidad
Altura	0,76
TPI	1,14
Pendiente	2,46
Promedio	2,62
Sx	2,88
Avalancha	3,34
Radiación potencial	3,36
TWI	4,46

Como se ha comentado anteriormente, parece que las tendencias son más claras en el PC2 que en el PC1. Podemos verlo reflejado en la Figura 40 donde parece que prácticamente la altura y el TPI distribuyen la nieve.

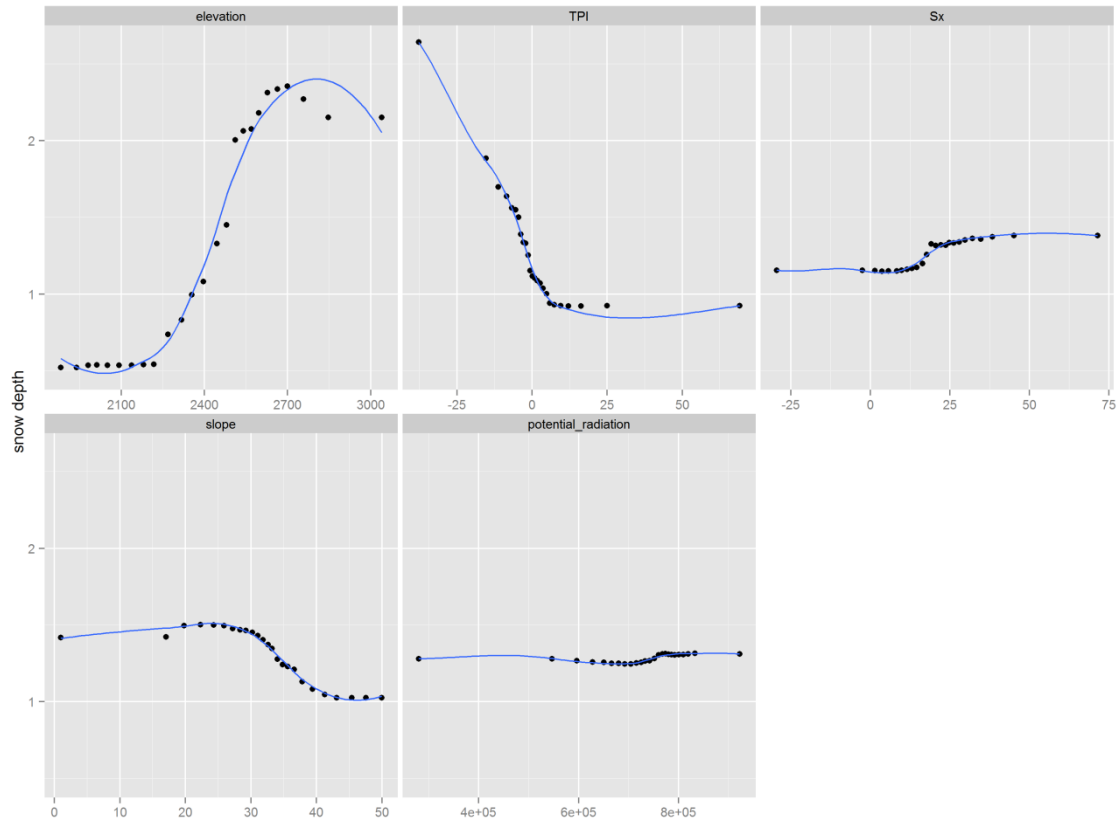


Figura 40: Dependencia parcial del PC2.

En cuanto a las interacciones entre variables, como podemos ver en la Figura 41, no se observan grandes diferencias con respecto al modelo del PC1, por lo que podemos decir que las variables interaccionan de manera similar en los dos días.

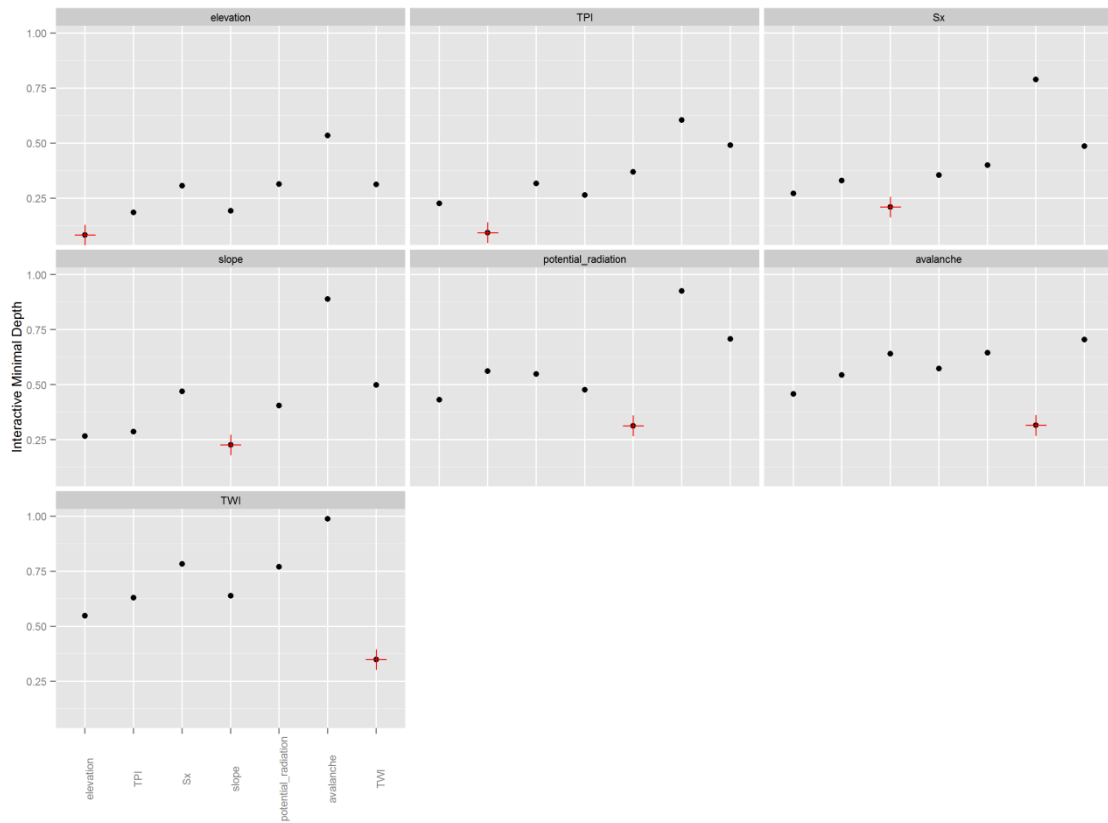


Figura 41: Interacciones entre variables. Se resalta en rojo la interacción de cada variable consigo misma a modo de referencia.

Por último, en la Figura 42 podemos observar cómo interactúan las mismas tres variables que se analizaron en el PC1, viendo que interactúan entre ellas de forma similar al PC1.

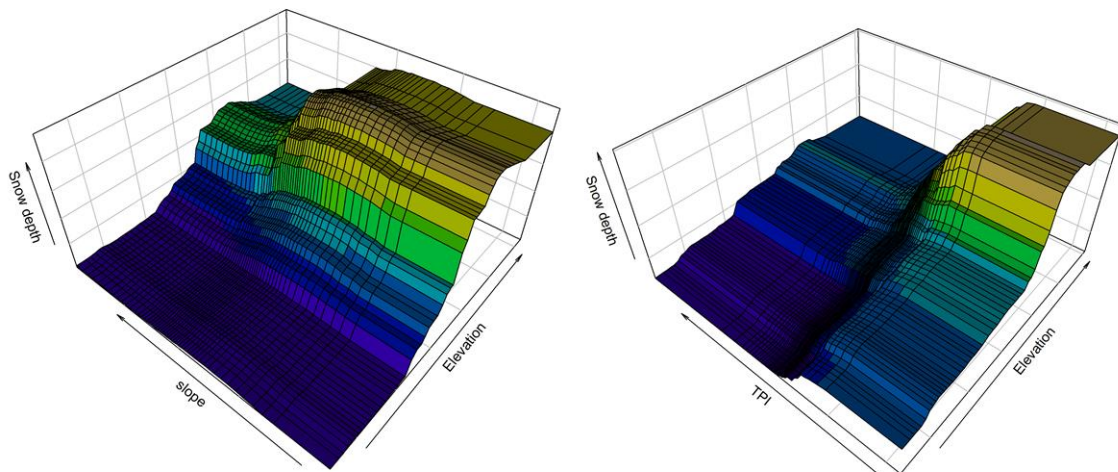


Figura 42: Interacciones entre la altura, la pendiente y el TPI.

Alumno: Esteban Alonso González

UNIVERSIDAD DE VALLADOLID (CAMPUS DE PALENCIA) – E.T.S. DE INGENIERÍAS AGRARIAS

Titulación de Máster en Ingeniería de Montes

6. Conclusiones

Sin duda, a la luz de los resultados obtenidos, el uso de la tecnología LIDAR terrestre es una potente herramienta para el estudio de la distribución del manto de nieve a muy larga distancia ya que los resultados obtenidos son coherentes y coinciden con las observaciones en campo. Esto, aumenta las posibilidades de esta tecnología que, aun conociendo sus limitaciones en cuanto a precisión y movilidad, puede ser una herramienta realmente interesante para realizar estudios del manto de nieve en áreas a las que no sea posible acercarse debido a la morfología del terreno o por su peligrosidad.

6.1. Distribución de la nieve

En cuanto a la distribución de la nieve en la zona de estudio, sin duda presenta patrones que se repiten en el tiempo, entre diferentes temporadas y entre diferentes épocas, ya que siempre presentan una elevada correlación entre ellos (salvo en el caso del primer día de escaneo). Por esto, todo parece indicar que existen factores que siempre influyen de la misma manera, independientemente de la fecha y de la temporada, acumulando siempre la nieve en los mismos lugares.

De entre todos los días analizados, y a pesar de que las distribuciones presentan altas correlaciones entre diferentes días de espesor de nieve, del análisis de componentes principales resulto que existen dos patrones que explican la distribución de la nieve. De estos patrones, uno es el que presentan los primeros días de temporada y el segundo viene a representar los días de final de temporada. Esto es, que un modelo de distribución se repite en diferentes años mientras la nieve se está acumulando y otro se repite cuando la nieve está desapareciendo.

El primer día de medición de nieve presenta correlaciones bajas tanto con los demás días de nieve como con las variables topográficas estudiadas. Tanto es así, que el análisis de componentes principales le da un modelo para él solo, en el cual explica casi el total de la varianza para ese día. Se plantean dos posibles respuestas a esta situación:

- Fue un día que en términos generales había poca nieve, por lo tanto puede que los errores del TLS no permitan una medición fiable de los datos.
- Es un día de principio de temporada, donde la nieve no ha tenido tiempo de redistribuirse en función de las variables estudiadas.

En cualquier caso son solo hipótesis, ya que no podemos saberlo con los datos de los que disponemos. Por lo tanto, se retiró esta medición de los análisis.

6.2. Variables topográficas.

En cuanto a la interacción entre la capa de nieve con las diferentes variables topográficas, el método Random Forest ha resultado ser una potente herramienta para valorar el peso de cada una de ellas. Los resultados indican que la interacción de la capa de nieve con las diferentes variables topográficas es semejante en los dos modelos de distribución de nieve, con algunos matices.

Según los resultados de los análisis de profundidad mínima, parece ser que de todas las variables analizadas, la altitud, el factor Topographical Position Index, el factor Sx y la pendiente son los mejores predictores del espesor del manto de nieve.

La altitud tiene más influencia en el PC2, probablemente porque el gradiente térmico gana importancia en el periodo de fusión de la nieve. En cualquier caso, la altitud se relaciona con el espesor de nieve de manera que a mayor altitud, mayor espesor de nieve en los dos modelos.

En cuanto al TPI, este se relaciona con el espesor de nieve de manera que a mayor TPI, menor espesor de nieve. Esto quiere decir, que la nieve tiende a acumularse en las grandes depresiones del terreno (radio de búsqueda 200m)

EL papel que juega la pendiente no ha sido una sorpresa, pero ha servido como indicador de la validez del modelo y de la metodología. Se puede observar en los dos modelos como el espesor de nieve mantiene valores más o menos constantes hasta que llegamos a valores cercanos a los 30° para volverse a estabilizar a los 50°. Es más que sabido, tanto por estudiosos como por montañeros que precisamente este es el rango de pendientes en el que se desencadenan más avalanchas ((Marangunic, 2008) (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 2014) (Pelaz, 2004), entre otros). Esto es debido a que es justamente el rango de pendientes donde la nieve todavía tiene capacidad de acumularse, pero es suficientemente pendiente como para que cuando se acumula en cantidad suficiente se escape en forma de aludes. Con pendientes mayores, en cambio, la nieve no se acumula suficientemente y con pendientes menores no se provocan aludes con tanta frecuencia.

El factor Sx es la variable que más modestamente influye, dentro de las variables más importantes. Es interesante reseñar como en el PC2 pierde importancia, dejando paso a la distribución por avalancha. Probablemente, esto es debido a que, en el momento que empieza el periodo de fusión, existe mucha nieve acumulada en las zonas de deposición de avalancha, por lo que al empezar a fundirse la nieve, es en los lugares que más queda. De esta manera al realizar los análisis, los lugares delimitados como avalancha tenían nieve, mientras puede que otros no, perdiendo importancia la exposición al viento de esos lugares y ganándola la distribución por avalancha.

Las avalanchas no parecen jugar un papel muy importante en la distribución de nieve, aunque sí es cierto que las zonas delimitadas como zona de deposición de avalancha presentan por lo general bastante más nieve de media que las que no lo están.

En cuanto a la radiación, juega un papel despreciable en este análisis. Esto será debido a que toda la cuenca observada presenta exposiciones semejantes, por lo que para todos los valores de radiación obtenidos encontramos un rango enorme de valores diferentes, ya que las otras variables tienen mayor influencia en la profundidad de la capa de nieve.

No se ha detectado ninguna relación con el factor TWI.

La interacción de las parejas de variables es semejante en los dos modelos analizados, por lo que parece que, aun con lo matizado anteriormente, las variables interaccionan de forma semejante en los dos modelos analizados.

Resulta imprescindible estudiar las interacciones entre variables para entender el papel que juega cada variable en la distribución de la nieve, ya que, por ejemplo, aún siendo la altura la variable más importante, cuando la pendiente es máxima podemos ver que la nieve no se acumula, y lo mismo para el TPI, zonas de gran altura con valores muy altos de TPI no acumulan nieve, pese a que la altura es, según el modelo, la variable más importante.

6.3. Mirando al futuro.

El confirmar la aplicabilidad de esta técnica a distancias de hasta 3000m supone convertir el TLS en una potente herramienta para el estudio de grandes superficies de nieve o en zonas inaccesibles. En el futuro, este tipo de trabajos podrán mejorar el conocimiento que tenemos de la distribución de la nieve.

Esto, tiene bastantes aplicaciones en el ámbito de la hidrología, pudiendo realizar mejores previsiones en cuanto al agua almacenada en forma de nieve. En un futuro cercano, tendremos la capacidad de realizar modelos de distribución de nieve con pocos escaneos, de manera que conociendo el espesor de nieve en determinadas partes clave de una cuenca mediante estacas, podamos predecir la cantidad de agua total que la nieve almacena en ese momento, con lo que ello implica en la gestión del agua.

Conocer la dinámica de la acumulación de la nieve tiene también aplicaciones en el ámbito de la protección civil. Las acumulaciones de nieve que pueden desembocar en avalanchas muchas veces ponen en peligro áreas pobladas y vías de comunicación. Conocer cómo se distribuye la nieve nos permitirá tener criterios para el dimensionado de obras de protección que muchas veces se diseñan sin tener nada a los que atenderse.

Otra línea interesante, puede ir en el ámbito del estudio del cambio climático. El manto de nieve puede ser utilizado como indicador de cambio climático, conocer su dinámica en grandes superficies a lo largo de diferentes años puede ser una valiosa base de datos en el futuro.

El estudio de la distribución de la nieve, puede aplicarse también a la innivación artificial, apoyo más que necesario en muchas estaciones de esquí, motor económico de muchas zonas de montaña.

7. Bibliografía

- Breiman, L., 2001. Random Forests. *Machine Learning*, volumen 45, pp. 5-32.
- Burgos, A., 2009. *Slección de variables en problemas multiclase*. Bogotá: Universidad Nacional de Rosario, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.
- Corripio, J., 2004. Snow surface albedo estimation using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing*, Volumen 25:24, pp. 5705-5729.
- Deems, J. & Painter, T., Octubre 2006, Telluride Colorado. LIDAR measurements of snow depth: accuracy and errorsources.. *ISSW International Snow Science Workshop*, pp. 331-338.
- Ehrlinger, J., 2015. *ggRandomForests: Random Forests for Regresion*, Cleveland: Cleveland Clinic.
- Erxleben, J., Elder, K. & Davis, R., 2002. Comparison of spatial interpolation methods for stimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains. *Hydrol. Process.*, Volumen 16, pp. 3627-3649.
- Evans, J., 2004. *Compound topographic Index*, s.l.: s.n.
- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, M. & Lehning, M., 2010. Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates ina a small mountain catchment.. *The Cryosphere*, volumen 4, pp. 215-225.
- Hopkinson, C., Demuth, M., Sitar, M. & Chasmer, L., 2001. Mapping the spatial distribution of snowpack depth beneath a variable forest canopy using airborne laser altimetry. *58th Eastern snow conference, Ontario, Canada*, pp. 249-253.
- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 2014. *Pendiente en la zona de salida del alud.[Online]* Disponible en: http://www.igc.cat/web/pdf/pdf/es/allaus_estadistiques_estad211.pdf [Acceso] 14-07-2015
- Ishwaran, H. & Kogalur, U., 2014. *Random Forests for Survival, Regression and Classification (RF_SRC), Rpackage version 1.6.*, s.l.: URL <http://CRAN.R-project.org/package=randomForestSRC>..
- Jenness, J., 2006. *Topographic Position Index (tpi_jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.2*, Flagstaff, USA: s.n.
- López-Moreno, J., 2005. Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antartic and Alpine Research*, Volumen 37, pp. 253-260.
- López-Moreno, J. et al., 2015. *Using terrestrial laser scanner (TLS) to analyze snow depth distribution at very long distances: validation and identification of drivers of variability*.. Prague, 26 th UIGG General Assembly.
- López-Moreno, J. & Vicente-Serrano, S., 2007. Atmospheric circulation influence on the interannual variability of snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century. *Nord. Hydrol.*, Volumen 38 , pp. 33-44.

- Marangunic, C., 2008, *Manual de Nieve y Nivometría*. C. Geostudios LTDA. Santiago de Chile: Dirección General de Aguas.
- Painter, T. & Dozier, J., 2004. The effect of anisotropic reflectance on imaging spectroscopy of snow properties. *Remote Sensing of Environment*. Volumen 89, pp. 409-422.
- Pelaz, J., 2004. *Alpinismo y desafío de la alta montaña: Manual Técnico*. s.l.:Desnivel.
- Prokop, A., 2008. Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. *Cold Regions Science and Technology*, Volumen 54, pp. 155-163.
- Prokop, A. & Panholzer, H., n.d. Monitoring landslides using terrestrial laser scanning. Informe final: "EU-Research Project ClimChAlp (Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space), Work Package 6: Monitoring, Prevention & Management of Effects of Climate Change". pp. 31-34/108-112.
- Rees, W., 2006. *Remote Sensing of Snow and Ice*. Estados Unidos de America: Taylor and Francis Group.
- Reshetyuk, J., 2006. *Investigation and calibration of pulsed time-of-flight terrestrial laser scanners*. Stockholm: PhD-thesis. Royal Institute of Technology (KTH). Department of Transport and Economics, Division of Geodesy.
- Reshetyuk, Y., 2006. *Investigation and calibration of pulsed time-of-flight terrestrial laser scanners. PhD dissertation. Royal Institute of Technology (KTH), Department of Transport and Economics, Division of Geodesy*. Stockholm: s.n.
- Revuelto, J., López-Moreno, J., Azorín-Molina, C. & Vicente-Serrano, S., 2014. Topographic control of snowpack distribution in a small catchment in the central Spanish Pyrenees: intra- and inter-annual persistence. *The Cryosphere*, Issue 8, pp. 1989-2006.
- Revuelto, J., López-Moreno, J., Azorín-Molina, C. & Vicente-Serrano, S., 2015. Canopy influence on snow depth distribution in a pine stand determined from terrestrial laser data. *Water Resources Research*, Volumen 51, p. 3476–3489.
- Revuelto, J. et al., Septiembre 2014. *Very long range snow depth measurements with a Terrestrial Laser Scanner in Aragon's Pyrenees*. Cáceres, España, s.n.
- Revuelto, J. et al., 2014. Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long range terrestrial laser scanning. *Journal of Maps*, Issue 0, pp. 1-15.
- RIEGL, n.d. *LPM-321 Technical Documentation and Users Instructions*. s.l.:s.n.
- Sovilla, B., Burlando, P. & Bartelt, P., 2006. Field experiments and numerical modeling of mass entrainment in snow avalanches. *Journal of Geophysical Research and Earth Surfaces* 111 (F3), F03007 Art. No.

- Trujillo, E., Ramírez, J. & Elder K.J., 2007. Topographic, meteorologic, and canopy controls on the scaling characteristics of the spatial distribution of snow depth fields.. *Water Resources*, Volumen 43.
- Winstral, A. & Marks, D., 2002. Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catschment. *Hydrological Process*, Volumen 16, pp. 3585-3603.
- Yankielun, N., Rosenthal, W. & Davis R.E., 2004. Alpine snow depth measurements from aerial FMCW radar. *Cold Region Science and Technology*, Volumen 40, pp. 123-134.

