Análisis del alud del 8 de mayo de 2012 en los Llanos del Tornu

MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA

José Antonio Vada Manzanal. Geógrafo físico. Colaborador de AEMET y miembro de ACNA

Manuel Frochoso Sánchez. Grupo de investigación de Geografía Histórica del Paisaje. Universidad de Cantabria

Juan José Rodríguez Velasco. Grupo de Predicción y Vigilancia. Delegación Territorial de AEMET en Cantabria

Alberto Mediavilla Serrano. Guía de montaña. Observador nivológico de AEMET

Odón Hernández Holgado. Grupo de Predicción y Vigilancia. Delegación Territorial de AEMET en Cantabria

María Pilar Sanz Moral. Grupo de Predicción y Vigilancia. Delegación Territorial de AEMET en Cantabria

Raquel González Pellejero. Grupo de investigación de Geografía Histórica del Paisaje. Universidad de Cantabria

Glòria Furdada Bellavista. Geóloga. Grupo de investigación de Riesgos Naturales (RISKNAT). Universitat de Barcelona

Figura 1. Localización de los Picos de Europa en la península Ibérica y vista panorámica de un sector del Macizo Central. Foto: A. Mediavilla.

Introducción

Los estudios que analizan casos de aludes concretos en el conjunto de la cordillera Cantábrica en general, y en los Picos de Europa en particular, han sido hasta ahora inexistentes. En este artículo realizaremos un primer análisis de la avalancha producida el día 8 de mayo de 2012 a las 13.20 h en las proximidades del pueblo de Bulnes, situado en el Macizo Central de los Picos de Europa. Para ello disponemos de los datos que registran las estaciones meteorológicas de la Red de Seguimiento del Cambio Global en el Parque Nacional de los Picos de Europa, y los boletines de predicción de peligro de aludes que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) elabora desde el invierno 2009-2010 para este sector de la cordillera Cantábrica. También contamos con la información que recogimos en el campo y que nos ha permitido realizar la cartografía del alud y observar huellas, marcas e indicios sobre su volumen y desarrollo. De forma complementaria utilizaremos información disponible en diferentes webs.

Los Picos de Europa se localizan en el norte de la península Ibérica, a escasos 20 km del mar Cantábrico. Su posición latitudinal, la proximidad de la costa y las características de su relieve (figura 1), muy abrupto y con altitudes que superan los 2.600 m, definen en ellos un clima oceánico de montaña. Las precipitaciones son muy abundantes y las temperaturas experimentan frecuentes e importantes oscilaciones térmicas incluso en cuestión de horas. De este modo,

durante la temporada invernal se alternan periodos en los que se acumula más de un metro de nieve por encima de los 1.000 m de altitud, vinculados a entradas de aire húmedo y frío, con otros dominados por flujos del sur, cálidos y frecuentemente secos, que producen un aumento de las temperaturas y una rápida fusión de la nieve.

El manto nivoso formado durante las sucesivas nevadas se caracteriza de forma general por presentar un gran espesor y ser muy húmedo. Como consecuencia, el gradiente térmico, que se corresponde con la variación vertical de la temperatura del manto nivoso expresada en ° C/cm, frecuentemente es bajo, y los niveles de debilidad internos que favorecen el desencadenamiento de aludes de placa accidental —asociados entre otros al gradiente de temperatura del manto (por ejemplo, granos facetados) o la presencia de nieve granulada tan significativa en los Picos de Europa— se mantienen activos durante un tiempo limitado después de las nevadas. Sin embargo, las características nivoclimáticas del Macizo hacen que adquieran especial relevancia durante toda la temporada invernal los aludes de nieve reciente, debido a la acumulación durante las nevadas, y los aludes de fusión, debido al aumento de las temperaturas y las precipitaciones líquidas.

Características del evento

El alud objeto de estudio consistió en una placa de nieve húmeda que descendió por la ladera norte del Cueto Albo (2.414 m), una vertiente amplia que a través de la encajada canal Ciega conecta la cumbre con el fondo de valle, los Llanos del Tornu (875 m). Por este lugar discurre un sendero de pequeño recorrido de la Red del Parque Nacional de los Picos de Europa hacia el refugio de montaña del Jou de los Cabrones (PR-PNPE 18) (figura 2). Por sus características y recorrido, de unos 2.300 m, se corresponde con una avalancha grande (tamaño 4) según la actual escala europea de clasificación del tamaño de los aludes (tabla 1).

En los aludes de nieve, cualquiera que sea su tamaño, se distinguen tres partes diferenciadas: zona de salida, zona de trayecto y zona de detención (figura 2). La zona de salida se corresponde con la parte superior del alud y se caracteriza por ser el área donde se pone en movimiento la mayor parte de nieve involucrada. El terreno correspondiente a esta zona en la avalancha objeto de análisis presenta una morfología ligeramente cóncava en su conjunto que favorece la acumulación de nieve, además de por su orientación norte (radiación solar baja durante gran parte del invierno) y por el efecto de barrera que ejerce con relación a los flujos más proclives a producir nevadas (los del norte y noroeste). Sin embargo, la pala superior se divide en dos subconcavidades simétricas separadas por un eje rocoso convexo en el sentido de la máxima pendiente hasta la cota 1.900 m, teniendo un comportamiento funcional avalanchoso solidario o independiente según el tipo de nieve.

Como hemos visto una manera de clasificar los aludes es a partir de sus dimensiones o poder destructivo (tabla 1), aunque existen otras clasificaciones. En el caso de las avalanchas que se inician como consecuencia de una nieve sin cohesión o «nieve suelta» se habla de aludes con salida puntual, mientras que en los que presentan nieve con cohesión la salida es de tipo lineal. En los aludes de salida lineal, también denominados aludes de placa, la zona de salida está representada por un área en la que es posible identificar diferentes líneas de fractura del manto nivoso. En el alud objeto de análisis la cicatriz de coronación se sitúa próxima a la cima, en torno a la cota 2.300 m, probablemente a partir del eje rocoso que pudo actuar creando tensión en el manto. Los flancos aparecen delimitados por la forma cóncava del relieve, mientras que la línea de fractura inferior o *stauchwall* es difícil de determinar con seguridad con la información de que disponemos.

Tabla 1. Clasificación del tamaño de un alud a partir de su longitud en la zona de llegada, su volumen y su potencial destructivo

Tamaño	Nombre	Clasificación según la zona de llegada	Clasificación según el daño potencial	Clasificación cuantitativa
1	Purga	Acumulación de nieve sin peligro de enterrar pero con peligro de caída.	Relativamente inofensivo para. las personas	Longitud < 50 m, volumen < 100 m^3
2	Alud pequeño	El alud se para en la pendiente.	Puede enterrar, herir o matar a una persona.	Longitud < 100 m, volumen < 1.000 m^3
3	Alud mediano	El alud alcanza el final de la pendiente.	Puede enterrar o destruir un coche, causar daños a un camión, destruir un edificio pequeño o romper un número pequeño de árboles.	Longitud < 1.000 m, volumen < 10.000 m^3
4	Alud grande	El alud atraviesa zonas planas (considerablemente por debajo de 30°) una distancia de > 50 m y puede llegar al fondo de valle.	Puede enterrar y destruir un vagón de tren, un camión grande, varios edificios o una parte de bosque.	Longitud ~1-2 km, volumen < 100.000 m^3
5	Alud muy grande	Llega al fondo de valle. Alud más grande conocido.	Puede modificar el paisaje. Posibilidad de daños desastrosos.	Longitud ~3 km, volumen > 100.000 m^3

Fuente: European Avalanche Warning Services, www.avalanches.org

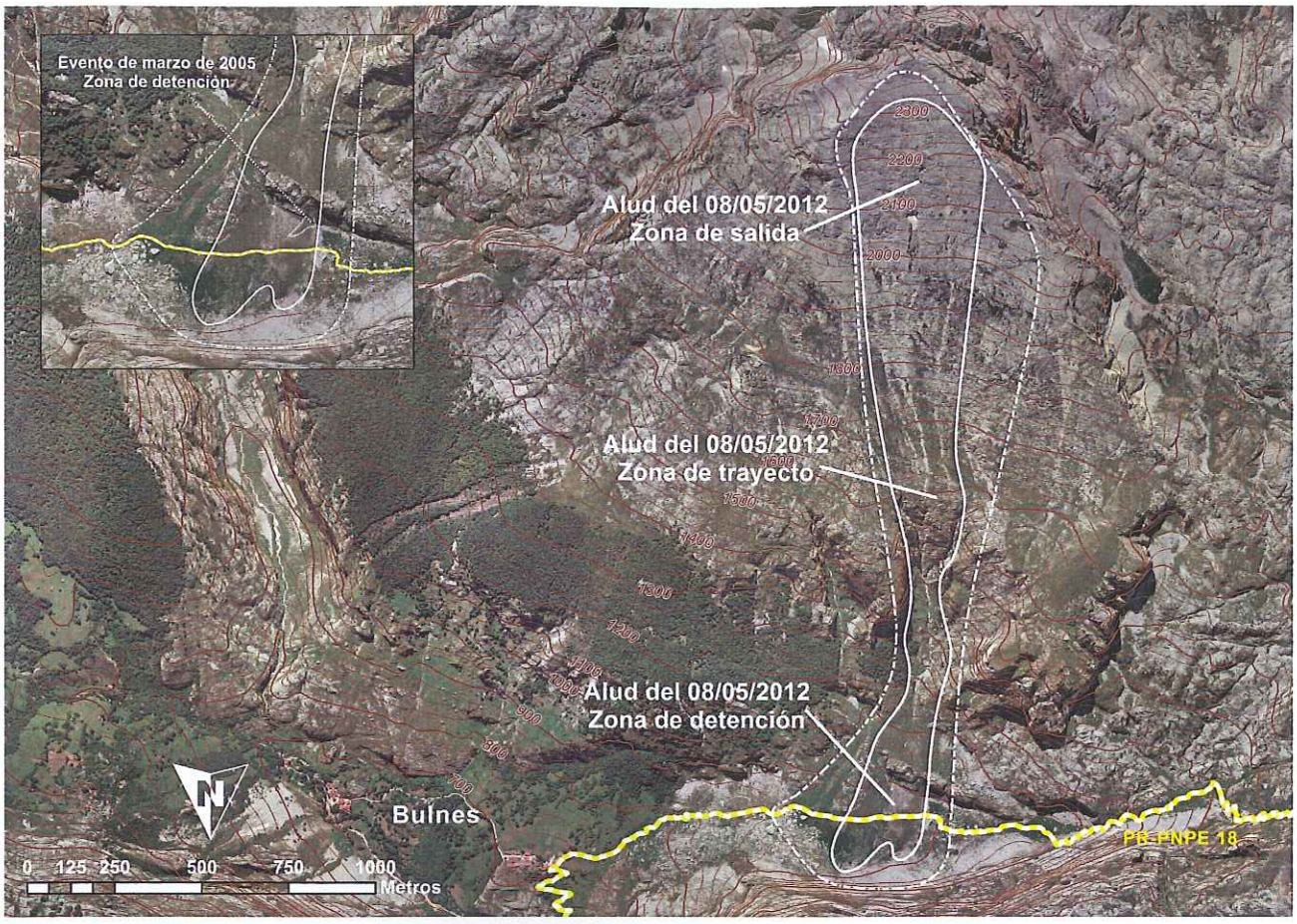


Figura 2. Cartografía del alud producido del 8 de mayo de 2012 (línea continua); límite del alud máximo probable en la vertiente norte del Cueto Albo (línea discontinua) a partir de los indicios geomorfológicos, de vegetación e históricos; en la figura que muestra aumentada la zona de detención aparece una cartografía aproximada del evento de marzo de 2005 (línea de puntos).

La pendiente es la característica principal del terreno que condiciona la formación de avalanchas, al permitir iniciar y acelerar el movimiento. Cuanto más inclinado es el terreno más propicio es al desencadenamiento de las avalanchas, aunque de menor magnitud, de forma que existe una relación inversa entre inclinación y magnitud (Vada *et al.*, 2012). En el caso de estudio, la inclinación media en la zona de salida es de 35°, que, según McClung y Schaerer (1996), se corresponde con el límite superior del intervalo de pendiente característico (25-35°) para la formación de grandes avalanchas de placa muy poco frecuentes (en estas pendientes también pueden desencadenarse aludes de nieve suelta). La información histórica disponible parece mostrar una buena correlación con dicha directriz, ya que los testimonios de la población hacen referencia a la inexistencia de aludes de tal magnitud en el último siglo. Por lo tanto nos encontramos ante un evento excepcional de alud mayor.

La zona de trayecto es el lugar por donde discurre la masa de nieve desde el final de la zona de salida hasta el inicio de su parada, siendo en este sector donde alcanza una velocidad máxima. De los 2.000 m a los 1.600 m de altitud la avalancha consistió en un flujo de nieve densa adaptada a la topografía del terreno. A partir de entonces un cambio brusco en la pendiente, que marca el inicio de la canal Ciega, provocó que el flujo descendiera precipitándose al vacío. En este momento la avalancha experimentó una aceleración al disminuir su rozamiento con el suelo y aumentar la inclinación del flujo e incorporó aire, provocando que la parte menos densa del flujo se comportara como un flujo turbulento en suspensión (figura 3). Sin embargo, el mayor volumen del flujo tomó contacto con la superficie desprovista de nieve en la canal. Los límites laterales bien definidos del corredor, junto con la naturaleza húmeda de la nieve, hicieron que la avalancha se adaptara a su trazado adquiriendo una trayectoria ligeramente curva hacia la derecha en el sentido del flujo.

A diferencia de otros aludes que en la zona de trayecto incorporan nieve al flujo, haciendo aumentar el volumen total de nieve movilizada y su poder destructivo, en este caso la avalancha incorporó derrubios de las pedreras, suelo y vegetación debido a la fricción con el lecho. La gran cantidad de materia sólida y volumen de rocas que desplazó, de hasta varios metros cúbicos, permite hacerse una idea de la magnitud del fenómeno.

La zona de detención se corresponde con la parte final del alud desde el inicio de la desaceleración del flujo de nieve hasta su detención total. De forma general el inicio de la des-

Figura 3: Secuencia fotográfica captando el momento en el que la avalancha recorría la zona de trayecto. Imágenes 2a y 3a: obsérvese como el perfil cóncavo en el recorrido del alud, junto con las características del manto nivoso (menor espesor y con nieve más húmeda), propició la erosión del suelo a partir de la cota 1.800 m. Foto: Héctor, Torres; Mino, José y Chus (montañeros asturianos).

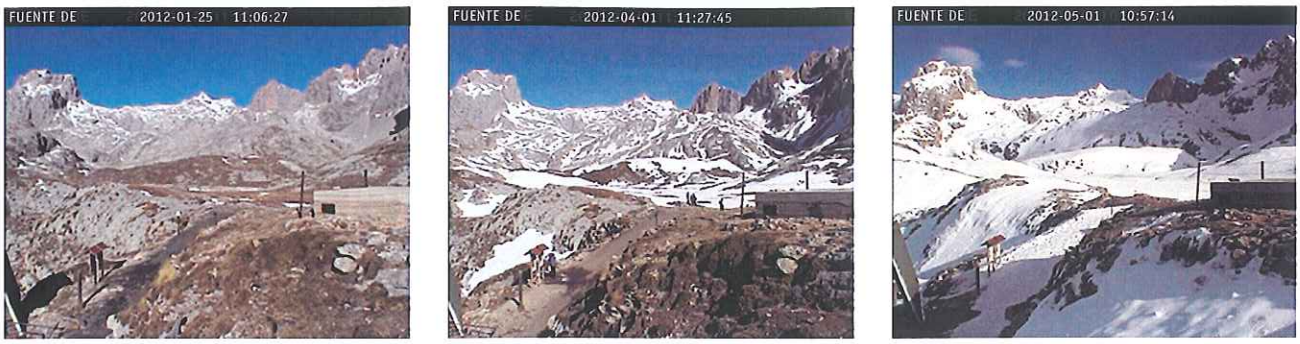
aceleración de los grandes aludes se sitúa en terrenos con una pendiente inferior a los 10° (McClung y Schaerer, 1996). Los Llanos del Tornu se caracterizan por ser una superficie casi plana, con pendientes inferiores a la mencionada, y por estar bien delimitados por la vertiente contraria (Canto Collugos). Esta escasa pendiente fue la que motivó la desaceleración del flujo del alud, unido a la alta fricción de la nieve con el suelo, que acabaría por detenerse en el momento en que comenzaba a remontar la vertiente opuesta, perceptible en la figura 4.

Figura 4. Imagen del alud en la zona de detención en los Llanos del Tornu. Foto: M. Frochoso.

En el depósito observamos diferentes morfologías en relación con la secuencia temporal del flujo del alud. El sector frontal de la avenida, más voluminoso y rápido por su trayectoria rectilínea, se dividió a causa del promontorio rocoso situado en el eje de la zona de evacuación de la canal, dando lugar a la formación de dos lenguas principales; aunque en menor medida este promontorio también fue sobrepasado por la avalancha. La lengua más occidental (margen izquierda del flujo) generó un amplio lóbulo con un espesor máximo del orden de 4 m, pero fue la más oriental (margen derecha del flujo) la que tuvo mayor desarrollo longitudinal y potencia, con un espesor de hasta 6 m. Esta diferencia se explica a causa de la trayectoria curva de la canal en su último tramo, la cual contribuyó al desvió del grueso del flujo hacia este lateral. La ter-

Figura 5. Formación de *levées* o diques laterales en el tránsito de la zona de trayecto hacia la zona de detención. Se observaron once días después del evento, por lo que sus dimensiones seguramente se han visto reducidas debido a la fusión. Foto: J. A. Vada.

Figura 6. Imágenes capturadas por la webcam de la Estación Superior del Teleférico de Fuente Dé (1.880 m) que muestran la evolución de la cubierta nival durante el invierno 2011-2012 (enero, abril y mayo) en la vertiente sur de los Picos de Europa.



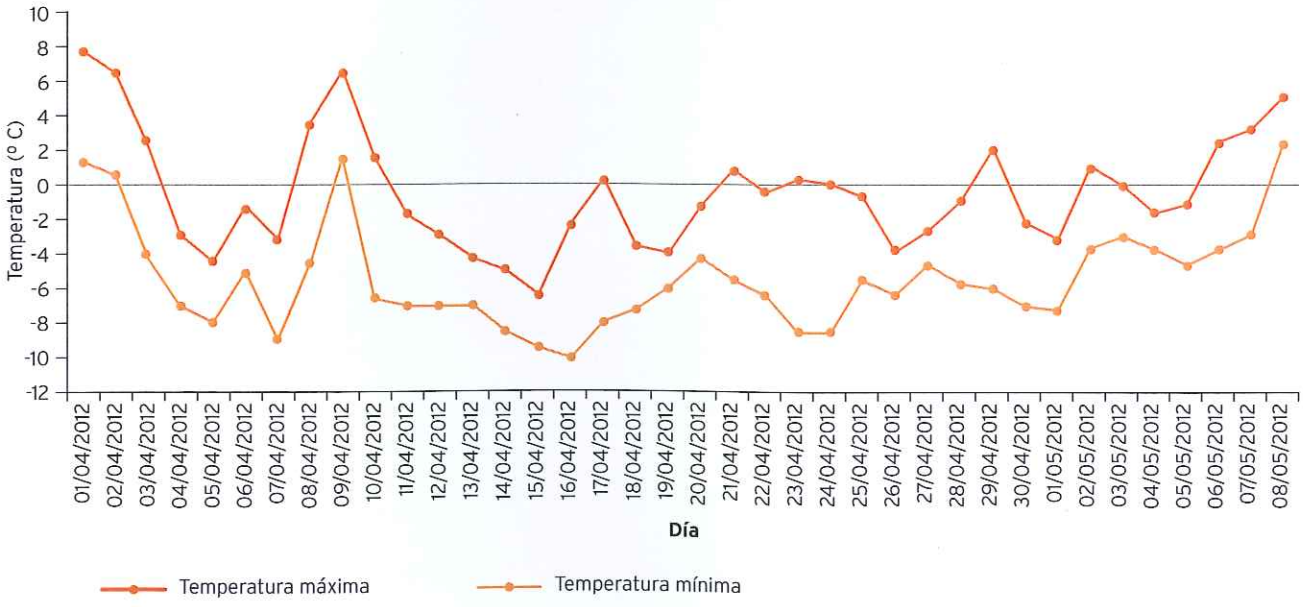
Fuente: Espacio de Nieve y Aludes en la Cordillera Cantábrica (www.facebook.com/proyectoenacc).

minación de la avenida, más lenta y adaptada a la topografía de la canal en la zona de evacuación, dio lugar a la formación de *levées* (márgenes laterales sobreelevados con respecto al eje) (figura 5), y dos conos nivales suprayacentes al arranque del lóbulo occidental, relativamente pequeños con relación al conjunto del depósito (figura 4).

¿Por qué se produjo el alud?

Para entender las causas que motivaron el desencadenamiento de este alud de placa húmeda, y sus dimensiones, resulta apropiado repasar de forma general la evolución nivometeorológica de la temporada invernal 2011-2012 en los Picos de Europa. Las primeras nevadas del invierno se produjeron a finales de octubre y se fueron acumulando durante el conjunto de la temporada en zonas protegidas, y en la vertiente norte del Macizo, por encima de los 1.900 m de altitud. Sin embargo, en la vertiente sur, hasta finales de enero sólo existía un manto persistente por encima de la cota 2.400 m, como se puede observar en la figura 6. Por debajo de estas altitudes nos encontramos con un manto temporal que cubría transitoriamente el suelo y desaparecía con posterioridad a las nevadas. En los primeros días de febrero y durante el mes de abril se producen las precipitaciones más abundantes coincidiendo con periodos prolongados de bajas temperaturas. Entre la última semana de enero y el 15 de febrero las temperaturas se mantuvieron por debajo de 0 °C desde los 1.100 m de altitud, mientras que las precipitaciones fueron especialmente cuantiosas los días 4, 5 y 6 de febrero, acumulándose más de 200 y de 250 mm en las estaciones de Tresviso (900 m) y Sotres (1.050 m), respectivamente. De esta manera, las nevadas provocaron un aumento notable en el espesor del manto nivoso del orden de 60 cm a 1.900 m de altitud, y un descenso de la cota de nieve esquiable, que en la vertiente norte del macizo se mantuvo en torno a los 1.600 m hasta el final de la temporada invernal (mayo).

Gráfico 1. Evolución de las temperaturas en la Estación Meteorológica Automática de Montaña de Cabaña Verónica (2.239 m) del 1 de abril al 8 de mayo de 2012.



En el mes de abril se produce el segundo periodo de precipitación, con un aporte diario considerable, acumulando a lo largo del mes más de 320 mm en las estaciones de Tresviso (900 m) y Sotres (1.050 m), y de bajas temperaturas (gráfico 1). Las nevadas frecuentes provocaron un aumento notable del espesor del manto nivoso, superior a los 120 cm en la cota 1.900 m. Los perfiles nivológicos realizados por personal colaborador de la AEMET reflejan dicho aumento. De este modo el día 2 de abril, después de un mes de marzo en que las precipitaciones fueron poco abundantes, a 1.900 m en la vertiente norte del collado de San Carlos se registra un espesor de 150 cm, mientras que un mes después, el día 10 de mayo, a esta misma altitud en la canal de San Luis se registran 270 cm (máximo en la temporada 2011-2012). Este incremento es coincidente con la información nivoclimática aportada por el programa ERHIN, del cual se extrae que al final de la temporada, entre abril y mayo, se registran los espesores totales máximos (Vada *et al.*, 2012).

El día 6 de mayo comienza a configurarse la situación que acabaría propiciando el desencadenamiento del alud (figura 7). La llegada de un frente cálido generó un aumento de las temperaturas diurnas, registrándose valores positivos en las cumbres más altas (por encima de los 2.200 m), y la alternancia de tiempo soleado y nubes bajas. Estas condiciones propiciaron la fusión de la nieve, haciendo que el manto se fuera humedeciendo y fuera aumentando su densidad. A pesar de ello las heladas nocturnas registradas durante la madrugada del día 7 a partir de la cota 1.900 m mantuvieron el manto estable (gráfico 2).

Sin embargo, el avance de la masa de aire cálido a partir del mediodía del día 7 produjo un aumento continuado de las temperaturas del orden de 4 ˚C. Como consecuencia, la madrugada del día 8 es la primera en la que no se produce rehielo nocturno desde inicios de abril (gráfico 2 y figuras 8). Esta situación continuó favoreciendo la circulación de agua líquida en el interior del manto nivoso, probablemente, hasta un nivel relativamente impermeable. La lubricación de dicha superficie por el líquido, la presión de agua en la

Figura 7. Mapa representativo de la situación sinóptica del día 8 de mayo. Obsérvese la advección del SW con la llegada del aire cálido a 850 hPa (unos 1.500 m). En ese día, la altura de la isocero en la atmósfera libre se situaba en los 3.150 m a las 14.00 h, hora local.

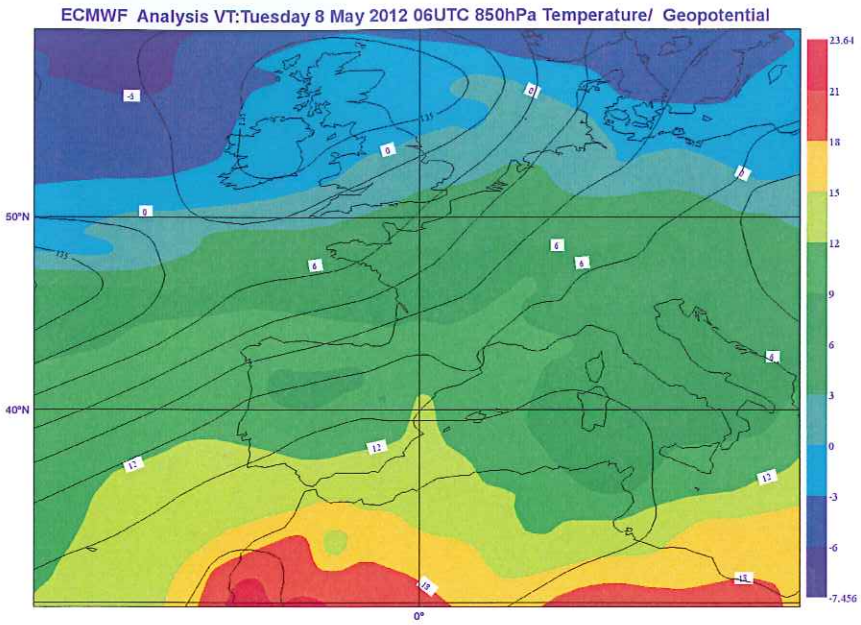


Gráfico 2. Evolución de la temperatura del 5 al 8 de mayo de 2012 en la Estación Automática de Cabaña Verónica (2.239 m). Obsérvese el incremento continuado de la temperatura desde la madrugada del día 7, con temperaturas positivas nocturnas, hasta el momento en que se desencadena el alud, a las 13.20 h, hora local.

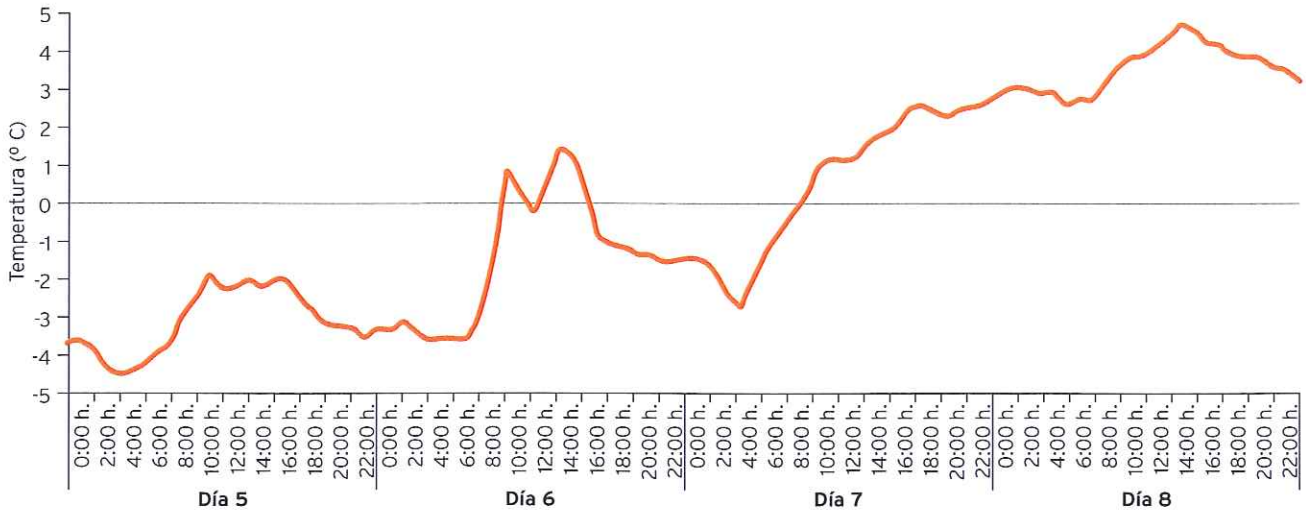


Figura 8. Imagen IR Meteosat correspondiente a la madrugada del 8 de mayo. Puede apreciarse la extensa capa de cirros sobre la cordillera Cantábrica. Su presencia disminuye la irradiación nocturna, lo que favoreció la inexistencia de rehielo y las altas temperaturas nocturnas registradas (gráfico 2).

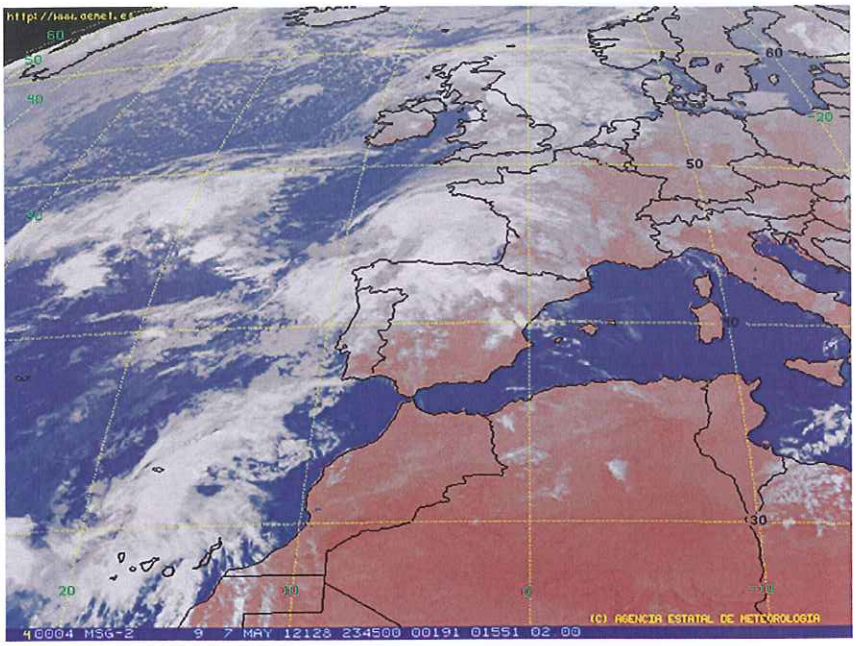
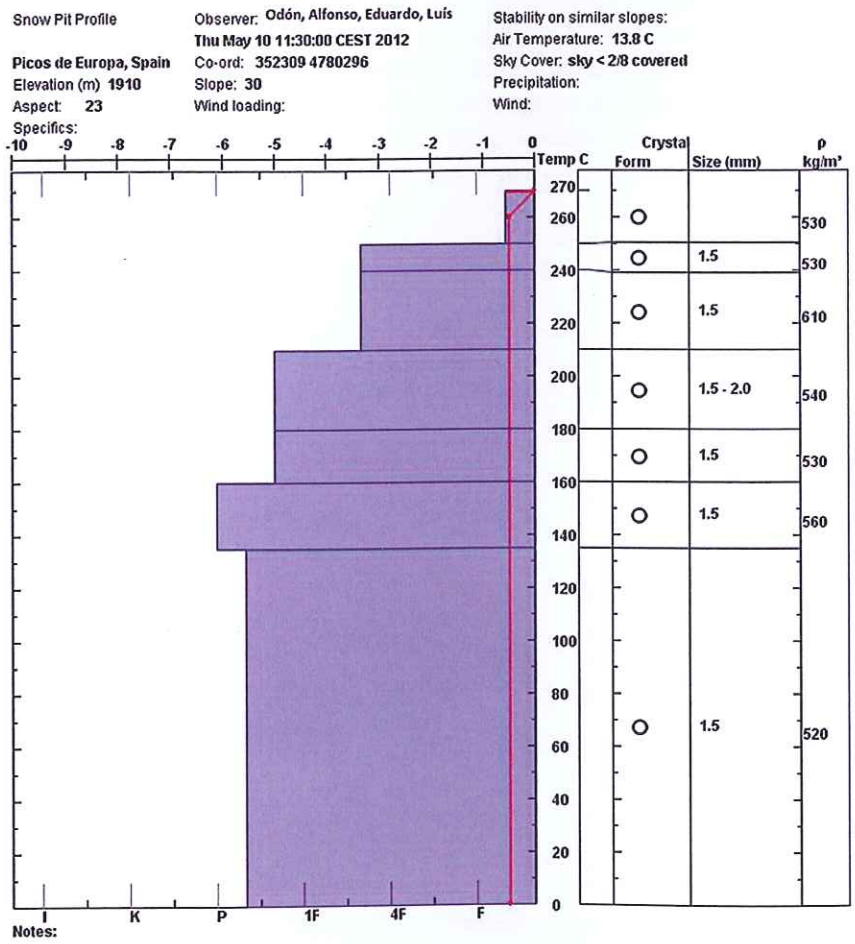


Gráfico 3. Perfil estratigráfico realizado el día 10 de mayo en la canal de San Luis a 1.910 m de altitud.



porosidad y la pérdida de rigidez de la capa más superficial motivaron la pérdida de resistencia al movimiento de cizalla entre las capas de nieve, permitiendo el desencadenamiento de la avalancha.

En el gráfico 3 aparece representada la estructura del manto nivoso dos días después del evento en una localización cercana y con características similares a la zona de salida del alud. A grandes rasgos se observa un manto nivoso en estado de fusión e isotermo, formado por un primer nivel de nieve vieja (desde el suelo a ±140 cm), que podría corresponderse con las nevadas de principios de la temporada (probablemente las nevadas que se produjeron hasta febrero), mientras que por encima de los ±140 cm se distinguen niveles de diferentes durezas, correspondientes a episodios de nevadas más recientes. En la jornada del 10 de mayo no se observaron indicios de actividad de aludes en el área y el manto de nieve era estable según los tests de estabilidad realizados. Para el inicio y la propagación de una posible fractura en el manto nivoso, el test de la compresión (TC), el test de la columna extendida (TCE) y el test del salto o rutschblock (RB) mostraban resultados negativos (figura 13). Sin embargo, el test de la pala (TP) detectaba la existencia de varios niveles de fractura en el contacto entre capas de diferentes durezas (tabla 2).

A pesar de que las condiciones meteorológicas caracterizadas por las altas temperaturas registradas durante los dos días posteriores al evento del 8 de mayo hubieran modificado el manto nivoso, pensamos que la información aportada por este perfil puede servir para apoyar, al menos de forma parcial, nuestro análisis. La estructura piramidal correspondiente a los diferentes estratos de nieve de mayor dureza hacia la base parece indicar, a priori, un manto estable. Sin embargo, el alud de placa desprendido sugiere un manto nivoso con un nivel relativamente impermeable que actuaría como superficie de desliza-

Tabla 2. Resultados de los tests de estabilidad realizados en la canal de San Luis a 1.910 m de altitud dos días después del evento.

Test de estabilidad	Anotación	Interpretación
Test de la pala (TP)	TPMQ3@240	(M) falla con presión moderada; (Q3) superficie de la fractura lisa pero no desliza fácilmente; nivel de fallo a 240 cm del suelo.
	TPMQ2@210	(M) falla con presión moderada; (Q2) superficie de la fractura lisa pero no desliza fácilmente; nivel de fallo a 210 cm del suelo.
	TPDQ2@180	(D) falla con presión firme y sostenida; (Q2) superficie de la fractura lisa pero no desliza fácilmente; nivel de fallo a 180 cm del suelo.
Test de la compresión (TC)	TC26@180	La fractura se produce en el golpe 26 (en una escala del 1 al 30) a 180 cm del suelo.
Test de la columna extendida (TCE)	TCEX	No se fractura.
Test del salto (RB)	RB7	No falla.

miento y que podría corresponderse, inicialmente, con alguno de los niveles de fractura detectados en los tests de estabilidad (tabla 2).

La existencia de un nivel que impida el flujo del agua de fusión hacia el interior del manto nivoso puede ser debida a la existencia de costras o barreras capilares por una diferencia en el tamaño de los granos entre capas adyacentes (Baggi y Schweizer, 2009; Marienthal *et al.* 2012). En el caso de nuestro alud este nivel podría corresponderse con el situado a 210 cm del suelo, en el contacto de estratos con una diferencia relativamente significativa en cuanto al tamaño del grano, la densidad y la dureza (gráfico 3). El estrato inferior (210-180 cm) pudo haberse formado como consecuencia de los ciclos de hielo-deshielo tan característicos en los Picos de Europa. Esto supondría un espesor de nieve movilizable en la zona de salida del orden de 80 cm, teniendo en cuenta la fusión de la capa de nieve superficial durante los dos días posteriores al evento (~10 cm/día), y la mayor altitud de la zona de salida del alud en relación al punto de realización del sondeo. Dicho valor se ha considerado en el cálculo de volumen de nieve movilizada en el área de salida para, posteriormente, ser contrastado con el volumen de nieve en la zona de depósito mostrando una buena correlación.

Conclusiones

La información aportada por el evento de alud analizado en este trabajo es de gran interés para el conocimiento y estudio de los aludes en los Picos de Europa. Se trata del alud de mayores dimensiones conocido recientemente en los Llanos del Tornu, a pesar de que en marzo de 2005 se registrara otro que también alcanzó el fondo del valle. Al encontrarse próximo al pueblo de Bulnes y ser un lugar frecuentado por sus habitantes y los numerosos excursionistas y visitantes del Parque Nacional existe un riesgo que debe ser considerado. Con los datos de que disponemos podemos concluir que las variables fundamentales que han influido en el desencadenamiento de este alud de placa húmeda han sido la temperatura del aire, la presencia de un manto isotermo y la existencia de una superficie de deslizamiento; sin embargo, no podemos afirmar con total seguridad el nivel en que se encontraba y a qué pudo ser debida. Al tratarse de aludes que pueden tener una gran presencia en los Picos de Europa debido a las condiciones nivoclimáticas del Macizo, y cuya predicción resulta difícil debido a la compleja interacción entre el agua líquida, la topografía del terreno y la estructura del manto nivoso, nos planteamos ampliar su conocimiento a partir de futuros eventos.

Agradecimientos

Mostramos nuestro agradecimiento a Olga Costa por acompañarnos en el trabajo de campo para el reconocimiento y la búsqueda de indicios en la zona del alud, y su asesoramiento en la realización de la cartografía; a Alfonso Allende, Eduardo Martínez y Luis Calvo por la realización del sondeo nivológico en colaboración con la AEMET representado en este trabajo; y a Heliodoro Vega por facilitarnos la secuencia fotográfica original del alud.

Referencias

Baggi, S.; Schweizer, J. (2009). «Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland)». *Natural Hazards*, 50, p. 97-108.

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, 17-21 septiembre, 2012, Anchorage, Alaska. Resumen ID: 105695555.

Mcclung, D. M.; Schaerer, P. A. (1996). *Manual de avalanchas*. Ed. Desnivel y SUA.

Vada, J. A.; Frochoso, M.; Vilaplana, J. M. (2012). «Evaluación y cartografía del riesgo de aludes en el camino PR-PNPE 21 de acceso a la Vega de Urriellu, Picos de Europa (noroeste de España)». *Cuaternario y Geomorfología*, 26 (1-2), p. 29-47.

Páginas web consultadas

ESPACIO DE NIEVE Y ALUDES EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA
http://www.proyectoenacc.com/

FOROS DE PICOS DE EUROPA Y CORDILLERA CANTÁBRICA; FOROPICOS
http://www.foropicos.net/

METEOCAMPOO
http://www.meteocampoo.es/