



**MODELIZACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN DEL PERMAFROST
EN LA SIERRA DE TELERA (PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL)
A PARTIR DEL EMPLEO DE SISTEMAS
DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA**

Modelling of permafrost distribution in the Sierra de Telera (Central Pyrenees, Spain) by using Geographic Information System techniques

Modelización distribución permafrost (Sierra de Telera, Pirineos)

A. Julián Andrés¹ y J. Chueca Cía²

(1) *Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio; Facultad de Filosofía y Letras; Universidad de Zaragoza; Campus Plaza San Francisco; 50009 Zaragoza (España)*
E-mail: ajulian@posta.unizar.es; Fax: 976 761506

(2) *Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio; Facultad de Ciencias Humanas y de la Educación; Universidad de Zaragoza; Plaza de la Universidad, 3; 22002-Huesca (España)*

Resumen: Este trabajo modeliza la distribución del permafrost en una zona de montaña de baja altitud, la vertiente norte de la Sierra de Telera (Pirineo central español), mediante el empleo de Sistemas de Información Geográfica y un enfoque empírico-estadístico. La posible presencia de permafrost en el área fue determinada a partir de la realización de 223 mediciones BTS. Se efectuaron tres análisis de regresión lineal múltiple para modelizar las relaciones entre valores BTS y las variables predictoras (altitud, persistencia de la cubierta nival y tres entradas diferentes de radiación solar: mayo, anual y estival). Se obtuvo una cartografía con la distribución estimada del permafrost para cada modelo (MRSM, MRSA y MRSV), considerando las categorías de permafrost probable, permafrost posible y no permafrost. De cara a evaluar la significación y fiabilidad de los modelos, se calcularon sus valores Kappa y varias medidas de calidad adicionales derivadas de la matriz de confusión. Los tres modelos fueron estadísticamente significativos, pero su nivel de calidad difirió: MRSM y MRSA predijeron moderadamente bien la distribución del permafrost en la zona de estudio (MRSM $K = 0,505$; MRSA $K = 0,458$), mientras que MRSV predijo la localización de permafrost de forma débil (MRSV $K = 0,296$).

Palabras clave: distribución permafrost de montaña, modelización, Sistemas de Información Geográfica, Pirineos, España.

Abstract: This work analyzes the permafrost distribution in a low altitude mountainous area, the northern slope of the Sierra de Telera (Central Pyrenees, Spain), by using a GIS empirical-statistical modelling approach. The ground thermal conditions in the area were determined by conducting 223 BTS measurements. Preliminary exploratory analysis showed that incoming potential short-wave solar radiation may be the main factor explaining permafrost distribution, a variety of models was generated including elevation, snow cover persistence and three different solar radiation inputs (annual, summer and May solar radiation values). Three multiple linear regression analyses were then performed to model the relationship between BTS measurements and the predictor variables. A cartography of the predicted permafrost distribution based on BTS measurements was obtained for each model (MMSR, MASR and MSSR). In order



A. Julián & J. Chueca (2005). Modelización de la distribución del permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español) a partir del empleo de Sistemas de Información Geográfica. *Rev. C. & G.*, 20 (1-2), 25-46.

to assess the accuracy of the models, Kappa values and additional quality measures derived from the error matrix were obtained. The three models were statistically significant, but their performance was different: MMSR and MASR predicted moderately well the BTS distribution in the study area (MMSR $K = 0.505$; MASR $K = 0.458$) while MSSR predicted BTS location only fairly well (MSSR $K = 0.296$). The overall accuracy of the models ranged from very good (MMSR and MASR) to good (MSSR). The observations and analysis conducted strongly suggest the importance of solar radiation in order to explain ground thermal conditions in low altitude mountain areas with steep topography such as Sierra de Telera, placed well below the regional permafrost limit.

Keywords: mountain permafrost distribution, modelling, Geographic Information Systems, Pyrenees, Spain.

1. Introducción

El estudio de la distribución del permafrost en zonas de montaña se ha convertido en un tema de interés en el actual contexto de variabilidad climática, debido a sus repercusiones en la dinámica de las laderas y los riesgos naturales asociados. El permafrost en los Pirineos centrales, aunque probablemente ampliamente distribuido en los sectores más elevados de todos los macizos principales (Balaitús, Infiernos, Vignemale, Monte Perdido, La Munia, Posets, Perdiguero, Maladeta, etc.), ha sido sin embargo constatado mediante técnicas de prospección geofísicas y el empleo de mediciones BTS (temperatura basal del manto de nieve invernal) en solamente algunas de esas áreas: los macizos de Argualas (Fabre *et al.*, 1995), Posets (Serrano *et al.*, 2001; Lugon *et al.*, 2004) y Maladeta (Serrano y Agudo, 2004). Allí, la localización del permafrost ha sido confirmada en altitudes en general por encima de los 2.700 m s.n.m. (vertientes norte) y 2.900 m s.n.m. (vertientes sur). Recientemente, la presencia de permafrost esporádico a altitudes mucho menores, entre 1.900-2.400 m s.n.m., en las laderas septentrionales de la Sierra de Telera, ha sido citada por Chueca y Julián (2004) y Julián y Chueca (2004): en el primer trabajo, estos autores realizaron una estimación de la distribución del permafrost en la zona a partir de mediciones BTS y sondeos eléctricos verticales; en el segundo, evaluaron las relaciones detectadas entre la localización del permafrost y las entradas de radiación solar potencial. Sin embargo, ninguno de estos estudios ha abordado la modelización del permafrost en la Sierra de Telera.

Referencias a la existencia de permafrost en zonas de baja altitud han sido hechas en el ámbito europeo para los Alpes y las montañas del Jura (Pancza, 1989; Hoelzle, 1994; Harris y Pedersen, 1998; Kneisel *et al.*, 2000; Delaloye, 2004) y, en

contextos de montaña media, para varias laderas de derrubios localizadas en las montañas de Harz y Bohemia (Gude *et al.*, 2003). En la mayoría de estos casos, como en Telera, condiciones topoclimáticas particulares, con entradas muy reducidas de radiación solar debidas a la localización en exposiciones norte, o presencia de condiciones de drenaje de aire frío, permiten el desarrollo de permafrost incluso en áreas donde la temperatura media anual del aire (TMAA) es mayor de 0°C.

La modelización del permafrost de montaña se apoya fundamentalmente, hoy en día, en el empleo de Sistemas de Información Geográfica (SIG), utilizándose dos aproximaciones básicas (Hoelzle *et al.*, 2001): i) modelos empírico-estadísticos, que relacionan la presencia de permafrost con algunos factores geomorfológicos o topoclimáticos fácilmente medibles en el campo, adquiridos por fotointerpretación, o calculados a partir de modelos digitales de elevaciones (MDE), tales como localización de glaciares rocosos, altitud, pendiente, orientación, TMAA, temperatura media anual del suelo, radiación solar, persistencia de la cubierta nival o espesor de la nieve: ejemplos son los modelos PERMAKART (Keller, 1992; Keller *et al.*, 1998), PERM (Imhof, 1996) y PERMAMAP (Hoelzle, 1992; Hoelzle *et al.*, 1993), diseñados para sectores localizados de los Alpes; o los trabajos de Tanarro *et al.* (2001) para Sierra Nevada, Lewkowicz y Ednie (2004) para el Yukon Territory, o Janke (2005) para el Colorado Front Range. Modelos comparables han sido diseñados usando otras variables climatológicas y biológicas (en algunos casos derivadas de imágenes de satélite), tales como distribución de la vegetación, abundancia de la vegetación, temperatura del agua o signos de actividad animal: ejemplos para los Alpes son los modelos PERMAMOD (Frauenfelder *et al.*, 1998) y PERMACLIM (Guglielmin *et al.*, 2003), o el

estudio de Gruber y Hoelzle (2001), y los trabajos de Ødegård *et al.* (1999), Etzelmüller *et al.* (2001a, b) e Isaksen *et al.* (2002) para el sur de Noruega; ii) modelos orientados al análisis de procesos, que se centran en la investigación más detallada de los flujos de energía existentes entre la atmósfera y el permafrost. Estos modelos parametrizan explícitamente factores como la radiación solar, los flujos de calor o el albedo; son a menudo complejos, y necesitan un mayor aporte de datos medidos sobre el terreno con gran precisión o computados con detalle. PERMEBAL (Mittaz *et al.*, 2002; Stocker-Mittaz *et al.*, 2002) es el mejor ejemplo disponible de modelos de este tipo, y ha sido aplicado en varias zonas de los Alpes.

El objetivo principal del presente trabajo es analizar la distribución del permafrost en la Sierra de Telera utilizando para la modelización una aproximación del primer tipo (empírico-estadística), basada en el empleo de un SIG. La probabilidad de la presencia de permafrost en el área de estudio fue determinada a partir de la realización de 223 mediciones BTS que cubrían la vertiente norte de la Sierra de Telera entre las altitudes de 1600-2400 m s.n.m. Las tres variables relacionadas con el desarrollo de permafrost incorporadas a los modelos fueron: i) radiación solar, ii) altitud y iii) persistencia de la cubierta nival. Dado que los análisis exploratorios preliminares mostraron que la radiación solar podría ser el principal factor a la hora de explicar la distribución del permafrost, se generó una serie de modelos incluyendo tres entradas diferentes de radiación solar (valores de radiación solar potencial anuales, de verano y del mes de mayo) de cara a comprobar esa hipótesis. A partir de cada modelo, se obtuvo una cartografía de la distribución predicha del permafrost basada en mediciones BTS. Los tres modelos fueron validados, y su significación y fiabilidad establecidos, obteniendo sus valores Kappa y medidas de calidad adicionales.

Las observaciones y análisis efectuados en la Sierra de Telera apoyan las hipótesis planteadas en otros sectores alpinos (Haeberli, 1975), acerca del posible desarrollo de permafrost de montaña en enclaves extremadamente umbrosos localizados por debajo de los límites regionales del permafrost, confirmando en nuestro caso la importancia del factor radiación solar en su distribución local, de detalle.

2. Área de estudio

La Sierra de Telera se localiza en el sector central de los Pirineos españoles, en el alto valle del Gállego (Fig. 1). La sierra se extiende en una dirección ONO-ESE y tiene una longitud aproximada de unos 10 km, siendo sus máximas elevaciones los picos Corona del Mallo (2.540 m), Telera (2.764 m), Tríptico (2.630 m), Peña Retona (2.781 m) y Pala Rayos (2.610 m). El área estudiada se ubica en su vertiente norte, formada por un marcado escarpe rocoso de entre 600-800 m de altura (pendiente media 45-55°), y una zona con pendientes más suaves (10-15°) extendida desde los 2.000 m s.n.m. hasta los 1.600 m s.n.m., aproximadamente (Fig. 2). Toda la sierra es un relieve plegado y asimétrico en cuesta compuesto por calizas y areniscas del Cretácico y Paleoceno, con el mencionado escarpe frontal orientado al norte y, el reverso, al sur. Materiales pizarrosos del Devónico afloran en las proximidades del río Lana Mayor, en las zonas con pendientes menores (García Ruiz, 1989). La vertiente norte de la sierra está cubierta por: i) depósitos de aludes y canchales de gravedad emplazados en la base del escarpe principal (la actividad de los aludes es considerable en primavera); y ii) tills y arcos morrénicos, correspondientes a las últimas fases del proceso de deglaciación registrado en esta parte del valle del Gállego desde el Último Máximo Glaciar, y situados entre los depósitos mencionados y el cauce del río Lana Mayor. Localmente se ven afectados por movimientos en masa rápidos (pequeños deslizamientos y coladas) y, en general, por procesos de soliflucción (García Ruiz *et al.*, 2001) (Fig. 3).

El clima es típico de la zona de transición pirenaica entre rasgos mediterráneos y atlánticos (aunque estos últimos son aún bastante marcados), y está caracterizado por inviernos fríos y veranos frescos. De la Riva (2000), usando datos de varios observatorios localizados en el Alto Gállego (Escarrilla, Sallent, La Sarra, Balneario de Panticosa y Pueyo de Jaca), extrapolaron valores de TMAA entre 6°C a 1.674 m, 4°C a 2.050 m, 2°C a 2.427 m y 0°C a 2.804 m s.n.m. La isoterma invernal de 0°C, una aproximación a la localización altitudinal de la línea de nieve, se localiza en torno a los 1.600-1.900 m s.n.m. (diciembre, 1.917 m; enero, 1.663 m; febrero, 1.611 m; marzo, 1.850 m).

La cubierta nival está usualmente presente en la zona desde octubre-noviembre hasta avanzado el verano (manteniéndose pequeñas manchas de nieve durante todo el año en algunos enclaves si la actividad de los aludes ha sido intensa en los meses de primavera). La precipitación media anual calculada por De la Riva (2000) para el tramo altitudinal estudiado aquí oscila entre 1.600-2.000 mm, registrados principalmente durante el invierno y el otoño. Los valores mínimos se recogen en verano, asociados a precipitaciones de tipo convectivo.

Aunque se localiza potencialmente en el piso geocológico montano, la zona comprendida entre los 1.600 m s.n.m. y el contacto con la base del escarpe rocoso de la sierra se encuentra cubierta casi únicamente por pastizales de tipo pseudoalpino, ligados a la masiva deforestación que experimentó el sector en época medieval de cara a acomodar espacios para uso ganadero. Los depósitos de avalancha y canchales emplazados bajo el escarpe frontal están prácticamente libres de vegetación (García Ruiz, 1989).

3. Métodos

3.1. Obtención de datos

3.1.1. Mediciones BTS

Las mediciones de la temperatura basal del manto nival invernal (BTS) son un fiable indicador de cara a predecir la distribución del permafrost. El método ha sido ampliamente usado en los Alpes y otras cadenas montañosas del planeta (Haeberli y Patzelt, 1982; Hoelzle, 1992; King *et al.*, 1992; Hoelzle *et al.*, 1993; Gardaz, 1997; Ødegård *et al.*, 1999; Gruber y Hoelzle, 2001; Tanarro *et al.*, 2001; Ikeda y Matsuoka, 2002; Lewkowicz y Ednie, 2004) desde su primera descripción por Haeberli (1973), pero aún ha sido poco utilizado en el contexto pirenaico (Serrano *et al.*, 2001; Chueca y Julián, 2004; Lugon *et al.*, 2004; Serrano y Agudo, 2004). El método se basa en la premisa de que una cobertera nival profunda (con grosores de al menos 0,8-1 m), mantenida hasta el final del invierno, aísla la interfaz nieve-suelo de pequeños cambios temporales en el flujo de energía; así, los valores

BTS estarían determinados por el flujo de calor procedente del subsuelo, reflejando sus condiciones térmicas. Las siguientes tres clases BTS y sus categorías de permafrost asociadas se han considerado habitualmente (Haeberli, 1973; Hoelzle, 1992): i) permafrost probable (PPR) ($BTS < -3^{\circ}C$); ii) permafrost posible (PP) ($-3^{\circ}C < BTS < -2^{\circ}C$); y iii) no permafrost (NP) ($BTS > -2^{\circ}C$).

Algunos trabajos recientes han sugerido que los mencionados límites térmicos ($-2^{\circ}C$ y $-3^{\circ}C$) serían significativos únicamente para las áreas donde la relación entre valores BTS y permafrost fue observada inicialmente (Alpes suizos). Dado que las condiciones nivales en otras regiones montañosas pueden diferir de las de los Alpes suizos (espesores muy bajos, distribución más irregular del manto), no sería sorprendente encontrar en ellas límites térmicos BTS distintos, aunque igualmente válidos (Ishikawa, 2003; Lewkowicz y Ednie, 2004). Las condiciones en nuestra zona de estudio, sin embargo, son bastante similares a las de los sectores alpinos donde se realizaron las primeras observaciones: debido a su topografía y orientación en umbría, la acumulación nival durante el invierno es continua y puede fácilmente sobrepasar los 2-3 m en los canales de aludes y las áreas localizadas al pie de los escarpes mayores de la Sierra de Telera, y suele sobrepasar 1 m en los tramos de menor altitud (las proximidades del cauce del Lana Mayor). Asumiendo, en cualquier caso, estas líneas recientes de trabajo, y mientras no dispongamos de registros fiables del régimen térmico del suelo (actualmente en proceso de obtención) que permitan validar las relaciones entre espesores nivales, valores BTS y permafrost, convendría tener en cuenta que el resultado de las modelizaciones expuesto en este trabajo está más relacionado con las distribuciones espaciales de valores BTS que, estrictamente, con la distribución espacial del permafrost.

En nuestro caso, un total de 223 mediciones BTS fueron llevadas a cabo a finales de marzo de 2002 (53 puntos) y 2003 (65 puntos) y comienzos de abril de 2004 (105 puntos) (los resultados de las mediciones de las campañas de 2002 y 2003 se analizan en Chueca y Julián, 2004), cubriendo la vertiente norte de la Sierra de Telera a altitudes comprendidas entre los 1.600-2.400 m s.n.m. (Fig. 1); las condiciones nivales a lo largo de los inviernos 2002-2004 fueron similares y típicas de la zona

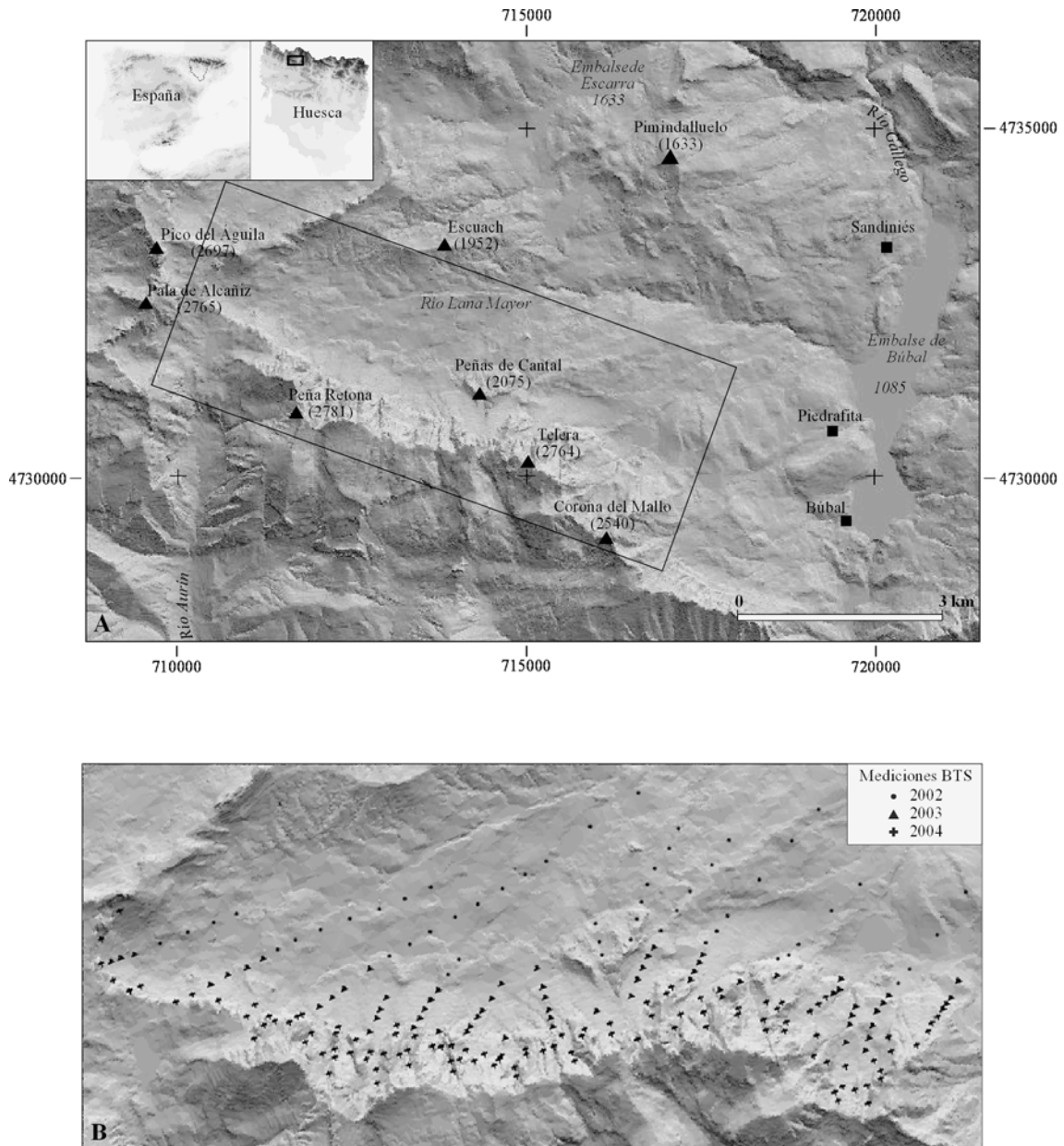


Figura 1. A. Localización del área de estudio. B. Mediciones BTS.
Figure 1. A. Location of the study area. B. BTS measurements.

analizada, con presencia de una cubierta de nieve homogénea ya a finales del mes de noviembre. Todas las mediciones BTS fueron temporalmente independientes, ya que en cada campaña se fueron incorporando nuevos puntos de lectura (no hay, por

tanto, mediciones repetidas). El muestreo fue diseñado para ser exhaustivo, aunque las condiciones topográficas de la zona y los riesgos asociados, impidieron el acceso a algunos enclaves como las secciones superiores de los canales de aludes que

cruzan el escarpe principal de la sierra. Se llevaron a cabo análisis para detectar la autocorrelación espacial de los datos, ya que algunos estudios previos (Ødegård *et al.*, 1996; Delaloye, 2004; Lewkowicz y Ednie, 2004; Brenning *et al.*, 2005) han evidenciado que mediciones BTS separadas por distancias pequeñas pueden estar altamente correlacionadas y este hecho puede llevar a distribuciones incorrectas de las series de datos con los subsiguientes efectos negativos en las inferencias estadísticas derivadas de ellos. En nuestro caso, la distancia promedio del vecino más próximo entre los puntos BTS (106,3 m) ya parecía ser suficiente para apoyar la independencia de las mediciones (Brenning *et al.*, 2005), aunque este hecho se investigó igualmente a partir de la inspección visual de los pares de localizaciones en un análisis de su semivariograma/covarianza (ArcGIS Geostatistical Analyst), y de la realización adicional de los estadísticos I de Moran y C de Geary (utilizando el software CrimeStat; Levine, 1996), que confirmaron la ausencia de autocorrelación espacial significativa entre los puntos de muestreo.

Se utilizaron sondas de avalancha equipadas con termistores (-25°C/100°C; resolución 0,1°C) en puntos de lectura con espesor mínimo de nieve de 80 cm, de cara a prevenir que las temperaturas BTS fueran afectadas por fluctuaciones en el flujo de energía en la superficie de la nieve. La localización de los puntos en el terreno se obtuvo mediante brújula-altímetro y mapas topográficos en 2002 (precisión aprox. 50 m) y coordenadas GPS (Garmin II Plus) en 2003 y 2004 (precisión aprox. 20 m). Los problemas operativos derivados del empleo de sondas distintas deberían ser mínimos dado que todos los termistores se calibraban antes de cada jornada de trabajo; el sesgo producido por la participación de distintos observadores en las mediciones BTS no se cuantificó, pero no debería ser importante dado que el mismo procedimiento se llevó a cabo siempre sobre el terreno (las lecturas de los sensores se efectuaban después de 10 minutos de espera de cara a evitar errores derivados del desequilibrio inicial entre las temperaturas del sensor y el manto nival) (Brenning *et al.*, 2005). Los 223 puntos BTS fueron incorporados al MDE usado en el estudio, derivado de altimetría digital (escala 1:25.000; *Mapa Topográfico Nacional*; Hoja 145-III/IV) y con una resolución interpolada de celda de 10 m.

3.1.2. Radiación solar

La radiación solar ha sido considerada como uno de los factores más importantes a la hora de determinar la distribución del permafrost en zonas de montaña, particularmente en localidades emplazadas a altitudes bajas (Pancza, 1989; Hoelzle, 1994; Harris y Pedersen, 1998; Kneisel *et al.*, 2000; Heggem *et al.*, 2001; Julián y Chueca, 2004; Lewkowicz y Ednie, 2004). La radiación solar potencial incidente de onda corta para el área de estudio fue calculada mediante el programa Solar Analyst. Este modelo matemático, basado en un MDE y ligado al SIG ArcView como una extensión, fue diseñado por Fu y Rich (2000) como una evolución del programa Solarflux, desarrollado en principio para su uso con ArcInfo GIS (Dubayah y Rich, 1995).

El programa genera una vista hemiesférica para cada localización de un MDE. Esas vistas hemiesféricas se utilizan para calcular la insolación en cada uno de los puntos y generar un mapa detallado de radiación. Solar Analyst calcula la radiación solar potencial directa, difusa y total para cualquier período de tiempo. Tiene en cuenta la latitud del emplazamiento, altitud, pendiente, orientación de la superficie, sombras proyectadas por la topografía circundante, variaciones diarias y estacionales en el ángulo solar y la atenuación atmosférica. Factores como el albedo del terreno no se incluyen en el modelo (Fu and Rich, 2000).

El MDE que hemos mencionado fue usado como punto de partida para calcular los parámetros topográficos (pendiente, orientación, sombras), y se emplearon valores estándar para la transmisividad atmosférica y la proporción difusa de la radiación solar (debido a la inexistencia de observatorios meteorológicos cercanos con esos datos). La radiación solar potencial total fue inicialmente calculada sólo para el período de verano (21 de junio-23 de septiembre), cuando el albedo de la nieve influye en menor medida en el balance de radiación (Hoelzle, 1992) pero, después de llevarse a cabo los primeros análisis de correlación (ver la sección de Análisis de los datos), se decidió calcular igualmente los valores de radiación mensuales y anual.

3.1.3. Altitud y persistencia de la cubierta nival

La altitud es uno de los factores capitales que controla la extensión del permafrost en zonas de



Figura 2. Vista aérea oblicua de la vertiente norte de la Sierra de Telera (Foto: J.L. Peña).
Figure 2. Aerial oblique view of the northern slope of the Sierra de Telera (Photo: J.L. Peña).



Figura 4. Canales y conos de aludes en la base del escarpe emplazado bajo el pico Peña Retona.
Figure 4. Avalanche tracks and avalanche cones located at the base of the main scarp below Peña Retona peak.



Figura 5. Materiales morrénicos localizados en la parte alta de la cuenca del río Lana Mayor.
Figure 5. Morainic deposits located near the upper section of the Lana Mayor river.

montaña debido a su relación inversamente proporcional con las TMAA. Los valores de elevación fueron obtenidos del MDE utilizado en el estudio derivados, como ya se ha mencionado, de altimetría digital con resolución interpolada de 10 m.

La persistencia de la cubierta nival es una de las variables que se ha considerado en algunos de los modelos empírico-estadísticos para la distribución del permafrost citados previamente o en casos particulares donde la redistribución de la nieve por aludes es importante (Frauenfelder *et al.*, 1998; Tanarro *et al.*, 2001; Luetsch *et al.*, 2004). Debido a su alto albedo, la nieve refleja una cantidad importante del total de radiación solar incidente, atenuando el balance de energía en la superficie del suelo y condicionando la distribución del permafrost. Los efectos de enfriamiento/calentamiento del suelo provocados por la cubierta nival (dependientes de su distribución espacial y temporal y su espesor) son factores esenciales en el estudio del permafrost de montaña (Hoelzle, 1992).

Utilizando fotografías terrestres de la zona de estudio, obtenidas a partir de trabajo de campo desarrollado durante los tres últimos años, se elaboró e incorporó al SIG una cartografía básica de la persistencia de la cubierta nival (debe mencionarse aquí que un período de análisis tan breve sólo permite obtener resultados aproximativos, y que habrá de seguir trabajándose en la cartografía detallada de esta variable en el futuro). Así, fueron consideradas cuatro categorías diferentes: i) áreas con menos de 6 meses de cubierta nival; ii) áreas con 6-7 meses de cubierta nival; iii) áreas con 8-9 meses de cubierta nival; y iv) áreas con más de 9 meses de cubierta nival. En el análisis de regresión, la persistencia de la cubierta nival se codificó como una variable numérica, asignando los siguientes valores medios mensuales y diarios aproximados a cada clase: 3 (90), 6,5 (195), 8,5 (255) y 10,5 (315).

3.2. Análisis de los datos

En primer lugar, y de cara a evaluar la fuerza de la asociación lineal entre las tres variables seleccionadas (radiación solar de verano, altitud y persistencia de la cubierta nival) y las mediciones BTS, se realizó un análisis de correlación. Dado que los resultados evidenciaron valores altos de asociación entre la radiación solar y los valores BTS, se decidió calcular también los valores de

radiación mensuales y anual y comprobar su correlación con las mediciones BTS. A continuación, las tres variables relacionadas con la radiación solar que presentaban los coeficientes de correlación de Pearson más altos (radiación solar del mes de mayo, anual y estival) fueron seleccionadas e incorporadas al proceso de modelización.

Tres análisis de regresión lineal múltiple se efectuaron entonces de cara a modelizar la relación existente entre las mediciones BTS y las variables predictoras (valorando, igualmente, la adecuación de los datos para una regresión): i) radiación solar de mayo, altitud y persistencia de la cubierta nival; ii) radiación solar anual, altitud y persistencia de la cubierta nival; y iii) radiación solar de verano, altitud y persistencia de la cubierta nival. Las 223 mediciones BTS fueron separadas, utilizando un generador de puntos aleatorios, en dos grupos: 156 puntos (70% de la muestra) se usaron para el diseño del modelo y 67 puntos (30% de la muestra) para su validación posterior.

Finalmente, la fiabilidad y significación de los modelos fue evaluada a partir del estadístico Kappa y su valor p asociado y de medidas de calidad adicionales derivadas de la matriz de confusión (precisión general más alta, tasa general de clasificación errónea más baja, sensibilidad y especificidad general más altas; Fielding y Bell, 1997; Lurz *et al.*, 2001), obtenidos mediante la extensión Kappa Analysis de ArcView GIS (Jenness and Wynne, 2004). Se obtuvieron también informes de fiabilidad detallados basados en la sensibilidad y especificidad para cada una de las tres categorías de permafrost incluidas en los modelos.

El estadístico Kappa se utiliza para medir el acuerdo o concordancia entre dos conjuntos de observaciones, teniendo en cuenta la probabilidad de obtener acuerdos por azar. En nuestro caso, los dos conjuntos de datos a comparar en cada modelo fueron las 67 mediciones BTS reservadas para la validación y los correspondientes valores modelizados. Los valores Kappa (K) oscilan entre 0 (acuerdo nulo) y 1 (acuerdo máximo) ($K < 0.20$ = acuerdo pobre; $0.21 < K < 0.40$ = acuerdo débil; $0.41 < K < 0.60$ = acuerdo moderado; $0.61 < K < 0.80$ = acuerdo bueno; $K > 0.81$ = acuerdo muy bueno; Landis and Koch, 1977). La precisión general se define como el cociente entre el número de casos correctamente clasificados y el total de casos de la muestra. La tasa general de clasificación erró-

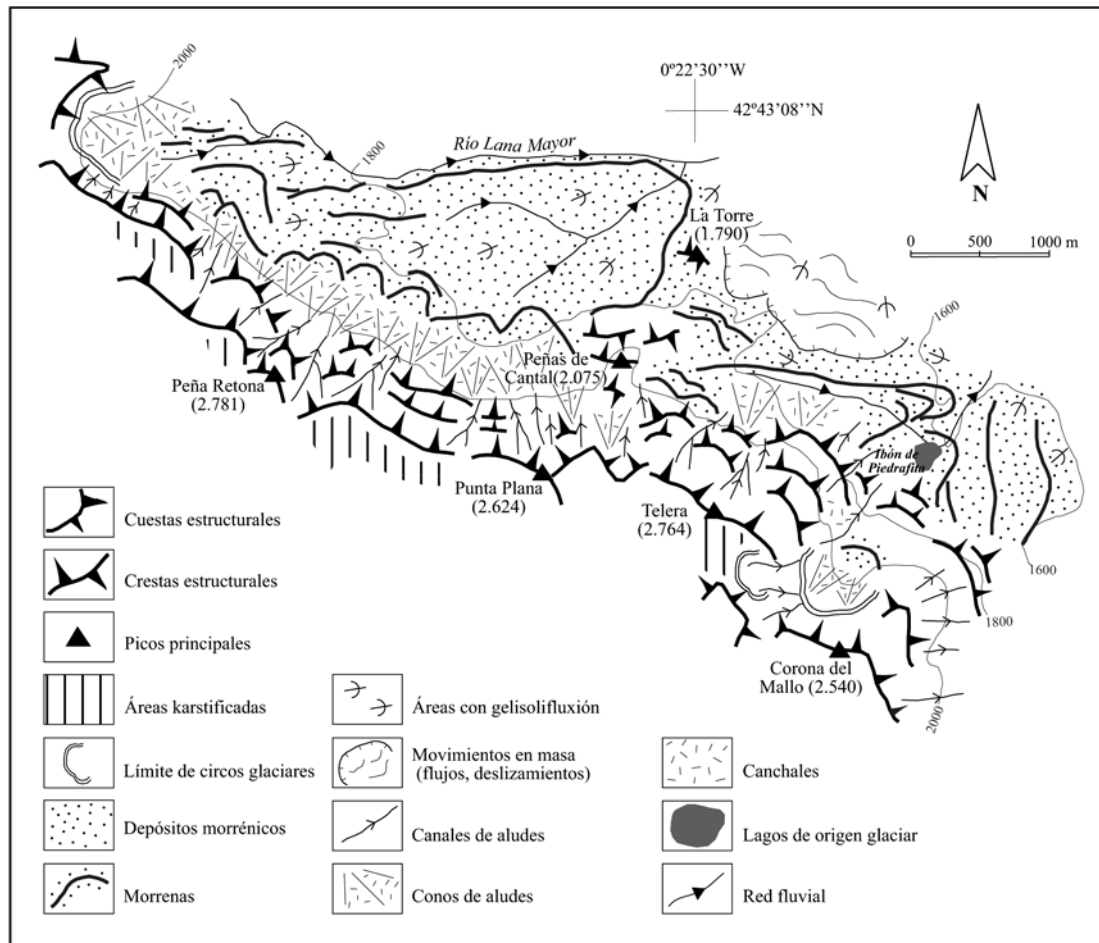


Figura 3. Esquema geomorfológico del área de estudio.
 Figure 3. Geomorphological map of the study area.

nea es el cociente entre el número de casos incorrectamente clasificados y el total de casos de la muestra (es complementaria a la precisión general). La sensibilidad general muestra la habilidad del modelo para clasificar casos como X si realmente son X (identica a la precisión general). La especificidad general muestra la habilidad del modelo para evitar clasificar erróneamente casos como X si realmente no son X. En los informes de fiabilidad detallados, la sensibilidad refleja la probabilidad de que uno de los puntos de la muestra sea clasificado como X si realmente es X, y la especificidad refleja la probabilidad de que uno de los puntos de la muestra no será clasificado como X si realmente no es X (Fielding y Bell, 1997; Lurz *et al.*, 2001; Jenness y Wynne, 2004).

4. Resultados y discusión

Las mediciones BTS de las campañas de 2002, 2003 y 2004 indicaron la posible existencia de permafrost en el área de estudio: de los 223 puntos que componen la base de datos, 12 puntos (5,38%) se incluían en la categoría PPR y 36 puntos (16,14%) en el tipo PP. El resto (175 puntos; 78,47%) fueron catalogados como NP. La presencia de permafrost en la zona fue registrada entre los 1.900-2.400 m s.n.m., y los puntos con PPR y PP se ubicaban preferentemente en: i) dentro de los canales de aludes mayores que cruzan los escarpes principales de la Sierra de Telera, desde el sector de Arbenuso hasta el entorno del pico Corona del Mallo; y ii) los tramos proximal y medio de los conos de aludes

emplazados bajo esos escarpes (Fig. 4). Las áreas que se extienden desde los depósitos morrénicos hacia el cauce del río Lana Mayor estaban en casi todos los casos libres de permafrost (con la excepción de algunos puntos próximos a las Peñas de Cantal) (Fig. 5).

4.1. Análisis de correlación

Los resultados del análisis de correlación entre las variables estudiadas y las mediciones BTS, y algunos estadísticos descriptivos de los datos, se muestran en la Tabla 1. La asociación entre cada variable y los valores BTS fue, en todos los casos, significativa ($p = 0,0001$), pero existían diferencias apreciables entre los distintos coeficientes de correlación de Pearson. En los valores de radiación solar potencial incidente de onda corta, el mejor valor de correlación correspondía al mes de mayo ($r = 0,745$) (significando que la distribución espacial de los valores de radiación solar agregados para el mes de mayo mostraba el mejor ajuste con la distribución de los valores BTS medidos sobre el terreno), seguido por el período anual ($r = 0,740$) y estival ($r = 0,739$); la asociación más baja con los valores BTS se obtuvo para el mes de diciembre ($r = 0,488$). Los coeficientes de correlación para la altitud ($r = -0,497$) y la persistencia de la cubierta nival ($r = -0,520$) fueron en ambos casos negativos y más bajos que los mencionados para las tres mejores asociaciones entre radiación solar y valores BTS.

Este primer análisis sugiere con fuerza la importancia de la radiación solar potencial (ligada a la topografía: pendientes, orientación, sombreado) de cara a explicar la distribución de los valores térmicos del suelo en la zona de estudio, aunque la altitud y la persistencia de la cubierta nival pueden ser igualmente considerados como factores significativos.

4.2. Análisis de regresión lineal múltiple

Los resultados básicos de los tres análisis de regresión lineal múltiple desarrollados se presentan en las Tablas 2, 3 y 4. Los modelos difieren en el parámetro de radiación solar incluido: MRSM: Modelo con Radiación Solar de Mayo (expresada en Whm^{-2}); MRSA: Modelo con Radiación Solar

Anual (KWhm^{-2}); MRSV: Modelo con Radiación Solar de Verano (Whm^{-2}); las otras dos variables independientes: altitud (m) y persistencia de la cubierta nival (días) se consideran en los tres casos. Las ecuaciones de los modelos de regresión obtenidas fueron:

MRSM:

$$BTS = -3,910 + 0,001 \text{ altitud} - 0,002 \text{ persistencia cubierta nival} + 1,175 \cdot 10^{-05} \text{ radiación solar mayo}$$

MRSA:

$$BTS = -4,101 + 0,0001 \text{ altitud} + 0,002 \text{ persistencia cubierta nival} + 0,002 \text{ radiación solar anual}$$

MRSV:

$$BTS = -4,010 + 0,001 \text{ altitud} - 4,205 \cdot 10^{-05} \text{ persistencia cubierta nival} + 4,089 \cdot 10^{-06} \text{ radiación solar verano}$$

En este punto, se evaluó la adecuación de los modelos y los datos para el análisis de regresión lineal. Un análisis detallado de los residuos y estadísticos asociados se utilizó para comprobar los supuestos de: i) *linealidad*: a partir de la inspección visual de los diagramas de regresión parcial; ii) *independencia*: mediante el estadístico de Durbin-Watson; iii) *homocedasticidad*: a partir de la inspección visual de los diagramas de dispersión de los pronósticos tipificados vs. residuos tipificados y la realización adicional del test de Levene para contrastar la hipótesis de igualdad de varianzas; iv) *normalidad*: a partir de la inspección visual de los gráficos de probabilidad normal de los residuos y la aplicación del test de Kolmogorov-Smirnov para contrastar la hipótesis de normalidad. En todos los casos, los resultados fueron estadísticamente significativos (el supuesto de linealidad sólo se analizó visualmente), y confirmaron la fiabilidad de las estimaciones del análisis de regresión.

La importante cuestión de la v) *colinealidad* entre variables, relativamente frecuente en estudios de índole espacial, fue analizada examinando: v.i) los estadísticos de colinealidad de los modelos (valores de tolerancia) (Tabla 4) y v.ii) los diagnós-

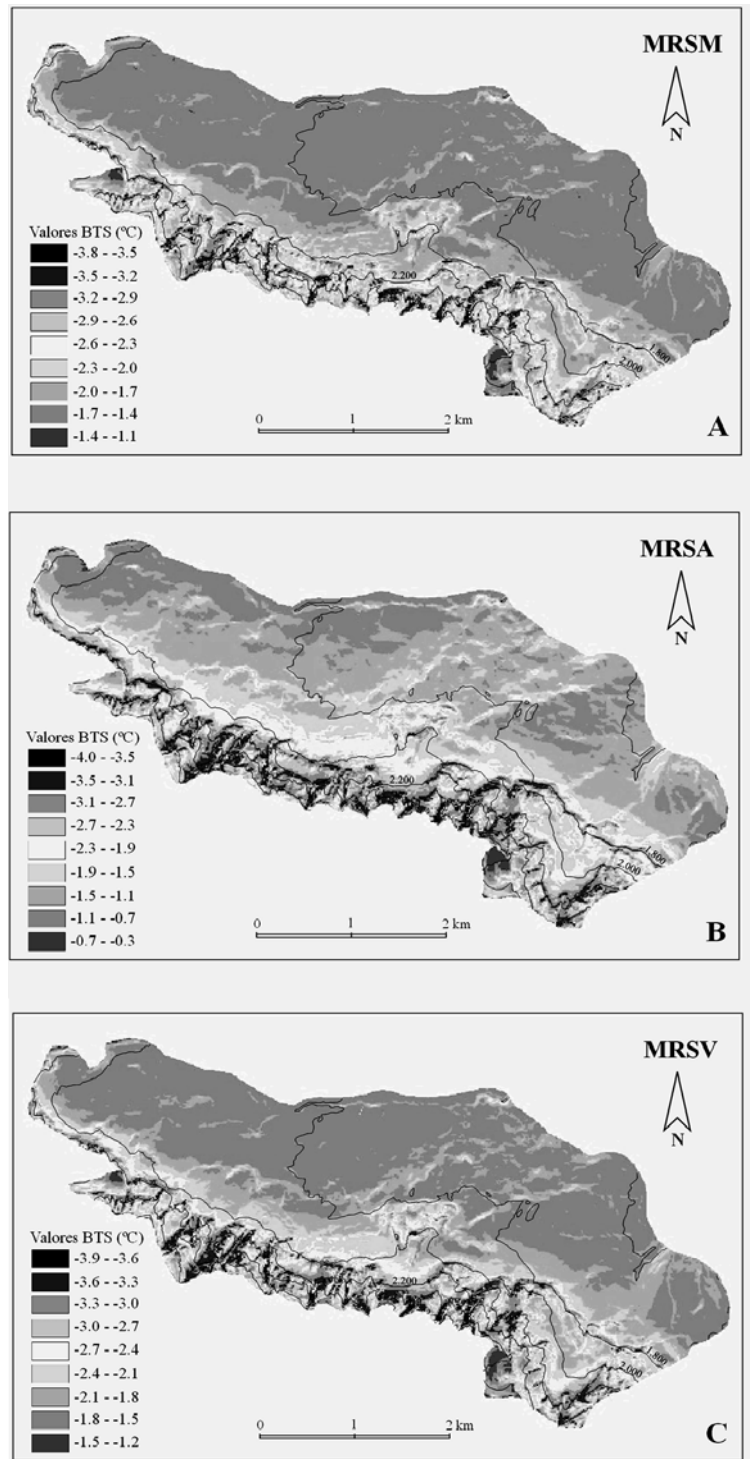


Figura 6. A. Valores BTS estimados para el área de estudio a partir del modelo MRSM. B. Valores BTS estimados para el área de estudio a partir del modelo MRSA. C. Valores BTS estimados para el área de estudio a partir del modelo MRSV.

Figure 6. A. Predicted BTS values for the study area according to MRSM. B. Predicted BTS values for the study area according to MRSA. C. Predicted BTS values for the study area according to MRSV.

tos de colinealidad derivados de aplicar un análisis de componentes principales a la matriz estandarizada no centrada de productos cruzados de las variables independientes (Tabla 5). En el primer caso, cuanto mayor es la intercorrelación de las variables independientes, más se aproxima la tolerancia a cero (como regla general, una tolerancia menor de 0,2 implica existencia de colinealidad) (Belsley *et al.*, 1980); en nuestro trabajo los valores de tolerancia son lo suficientemente elevados como para excluir esa posibilidad. En el segundo caso, si varios autovalores están próximos a cero (indicando dimensiones que explican poca varianza), los índices de condición son altos (un índice de condición por encima de 30 sugiere problemas serios de colinealidad y un índice por encima de 15 apunta a su posible existencia), o una dimensión con un índice de condición elevado contribuye a explicar gran cantidad de la varianza de los coeficientes de dos o más variables, existe colinealidad; atendiendo a estas premisas (Belsley *et al.*, 1980; Cook y Weisberg, 1994), nuestros datos evidencian de nuevo ausencia de colinealidad, aunque se detectan índices de condición relativamente altos en la cuarta dimensión de los tres modelos.

La fuerza de los tres modelos (medida por la proporción de varianza explicada) obtenidos en este trabajo es mayor que la observada en estudios previos basados en análisis de regresión lineal o regresión logística en los Alpes ($R^2 = 0,378-0,398$; Gruber y Hoelzle, 2001), el Yukon Territory ($R^2 = 0,400$; Lewkowicz and Ednie, 2004) o la Sierra Nevada española ($R^2 = 0,196$; Tanarro *et al.*, 2001), pero más baja que la mencionada para el macizo de Jotunheimen, en el sur de Noruega ($R^2 = 0,627$; Ødegård *et al.*, 1999). El modelo MRSM explicó el 56,6% de la varianza ($R^2 = 0,566$) de la variable dependiente BTS; el estadístico *F* del ANOVA (95,378; $p < 0,001$) confirmó la existencia de una relación lineal significativa entre las mediciones BTS y el conjunto de variables independientes, aunque el peso de cada factor variaba: la radiación solar del mes de mayo y la altitud fueron ambas estadísticamente significativas al nivel 0,05, pero la persistencia de la cubierta nival pareció contribuir de forma mucho menos importante al ajuste del modelo ($p = 0,411$). El modelo MRSA explicaba el 55,9% de la varianza ($R^2 = 0,559$) y su estadístico *F* (92,398; $p < 0,001$) confirmaba igualmente la existencia de una relación lineal significativa entre

los valores BTS y las variables independientes. En este caso, sólo la radiación solar anual fue un factor significativo en el ajuste del modelo ($p < 0,001$). Finalmente, el modelo MRSV explicó un 55,7% de la varianza ($R^2 = 0,557$), siendo su estadístico *F* (91,950) igualmente significativo ($p < 0,001$). Tanto la radiación solar de verano como la altura fueron factores estadísticamente significativos al nivel 0,05, mientras que la persistencia de la cubierta nival pareció no contribuir apenas al ajuste final del modelo ($p = 0,986$).

En los tres modelos, los valores más altos de los coeficientes beta estandarizados (que informan acerca de la importancia relativa de cada variable predictora en la ecuación de regresión) correspondieron a las variables relacionadas con la radiación solar (MRSM: 0,842; MRSA: 0,880; MRSV: 0,868), seguidas por la altitud (MRSM: 0,195; MRSA: 0,105; MRSV: 0,170) y la persistencia de la cubierta nival (MRSM: -0,069; MRSA: 0,078; MRSV: -0,002). Este hecho es consistente con los valores derivados del análisis previo de correlación y confirmaría de nuevo el peso de la radiación solar (ligada a elementos topográficos) a la hora de explicar la distribución del permafrost en la zona de estudio.

Las estimaciones de los coeficientes de cada ecuación fueron utilizadas para predecir, una vez incorporadas al SIG y aplicadas a la totalidad del área analizada, la variable dependiente (valores BTS), generándose tres mapas con los valores BTS simulados obtenidos (Fig. 6 A, B y C). Posteriormente, los datos se reclasificaron en las tres categorías de permafrost ya mencionadas: i) permafrost probable (PPR) ($BTS < -3^{\circ}C$), ii) permafrost posible (PP) ($-3^{\circ}C < BTS < -2^{\circ}C$) y iii) no permafrost (NP) ($BTS > -2^{\circ}C$), y se presentan conjuntamente en la Figura 7. Los resultados de los tres modelos son válidos, fundamentalmente, para orientaciones norte, dado que la distribución de los puntos de medición BTS está obviamente sesgada hacia ese componente debido a las características topográficas de la zona de estudio (Brenning *et al.*, 2005).

Los tres modelos de regresión predicen distribuciones de permafrost muy similares, con diferencias menores ligadas a la topografía de la sierra, que produce variaciones en las entradas de radiación solar en función de la época del año considerada. Sin embargo, a pesar de la similitud de la

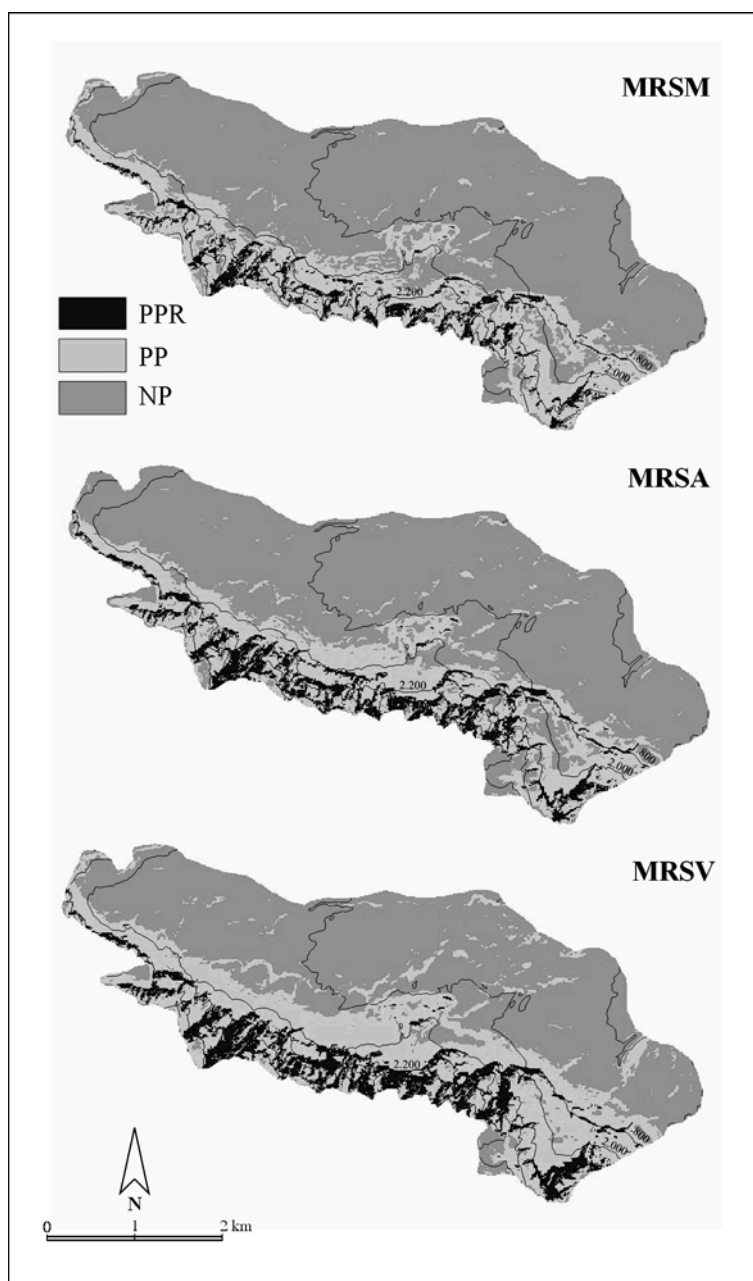


Figura 7. Cartografía de la distribución del permafrost modelizada a partir de MRSM, MRSA y MRSV (PPR: permafrost probable; PP: permafrost posible; NP: no permafrost).

Figure 7. Cartography of the predicted permafrost distribution (PPR: permafrost probable; PP: permafrost possible; NP: no permafrost) according to the three models.

estructura de los modelos, se detecta una creciente sobreestimación de la extensión superficial de las categorías PPR y PP entre los modelos MRSM,

MRSA y MRSV (Tabla 6). Este hecho enfatiza la importancia de una adecuada selección inicial de valores de radiación solar representativos de cara al

proceso de modelización, dado que las diferencias entre modelos en la predicción final de las extensiones ocupadas por cada categoría de permafrost pueden ser ciertamente apreciables (por ejemplo, en nuestro caso, las diferencias en la predicción de la extensión superficial de las categorías PPR y PP entre los modelos MRSM y MRSV ascienden al 4,9% y el 8,3% del total del área de estudio, respectivamente; Tabla 6).

El patrón general muestra los siguientes rasgos: i) el PPR se localiza en el interior de los canales de aludes principales que cruzan el escarpe de la Sierra de Telera. Esta zona se ubica por encima de los 2.100-2.200 m s.n.m., recibe los aportes más bajos de radiación solar (mayo < 80 KWhm⁻²; anual < 650 KWhm⁻²; verano < 235 KWhm⁻²) y tiene una presencia de cubierta nival superior a los 9 meses al año; ii) el PP cubre casi la totalidad del resto del escarpe, los tramos proximal y medio de los conos de aludes que conectan éste con los depósitos morrénicos, y una parte de las laderas de umbría emplazadas bajo las Peñas de Cantal. El sector se localiza por encima de los 1.900-2.000 m s.n.m., presenta valores de radiación solar bajos-medios (80 < mayo < 130 KWhm⁻²; 650 < anual < 1.050 KWhm⁻²; 235 < verano < 380 KWhm⁻²) y una presencia de cubierta nival de entre 8-9 y más de 9 meses al año; y iii) el NP se extiende desde estas zonas hasta el límite norte de la zona estudiada. Las alturas oscilan entre los 1.800-1.600 m s.n.m.; la radiación solar se incrementa considerablemente hacia el río Lana Mayor en cuanto el efecto de sombreado producido por el escarpe disminuye (mayo > 130 KWhm⁻²; anual > 1.050 KWhm⁻²; verano > 380 KWhm⁻²), y la presencia de la cubierta nival está limitada a 6-7 ó menos de 6 meses al año.

Existen en los modelos varios errores obvios en la clasificación: los tres predicen, por ejemplo, equivocadamente, presencia de permafrost posible en las cercanías del río Lana Mayor o en las proximidades del Ibón de Piedrafita, dos zonas de baja altitud (1.600-1.700 m s.n.m.). Tanto el modelo MRSA como el MRSV sobreestiman la presencia de permafrost posible en las laderas afectadas por movimientos en masa lentos y rápidos localizadas cerca del pico La Torre, a unos 1.700 m s.n.m. En muchos de estos casos los errores están asociados a la existencia de zonas puntuales con pendientes escarpadas orientadas hacia el norte (ligadas a la

acción erosiva fluvial o a la presencia de planos de ruptura en los slumps y movimientos en masa que son comunes en la unidad de pizarras de edad Devónica) (Fig. 3). Estos sectores pueden recibir aportes de radiación solar muy bajos y, dado que los modelos se apoyan básicamente en esta variable, los errores mencionados surgen incluso si la altitud de esas zonas es muy baja o la persistencia de la cubierta nival en ellas es reducida.

4.3. Validación de los modelos

Los resultados generales para cada modelo se resumen en la Tabla 7, y el informe de fiabilidad para las tres categorías de permafrost en cada modelo se presenta en la Tabla 8. Los tres modelos son estadísticamente significativos al nivel 0,0001, indicando que su robustez y precisión es significativamente mejor que la obtenida por una clasificación aleatoria. El modelo MRSM ($K = 0,505$) muestra la mejor concordancia entre el modelo predictivo y el conjunto de valores BTS medidos sobre el terreno, y es seguido por los modelos MRSA ($K = 0,458$) y MRSV ($K = 0,296$). Los valores Kappa de los modelos MRSM y MRSA se incluyen en la categoría de acuerdo moderado, mientras que el modelo MRSV lo hace en la de acuerdo débil. Las medidas de calidad adicionales calculadas a partir de la matriz de confusión arrojan los mejores resultados para el MRSM, con una precisión general/sensibilidad general de 0,761. El MRSA está próximo en comportamiento al MRSM, mostrando una precisión general/sensibilidad general de 0,731. El modelo basado en la radiación solar estival se comporta peor que los otros dos en todas las métricas (precisión general/sensibilidad general = 0,597), y sólo en la categoría de especificidad general exhibe resultados comparables (Tabla 7).

Este patrón global se detecta también en los análisis detallados de sensibilidad y especificidad para categorías de permafrost presentados en la Tabla 8 (debe anotarse aquí que el pequeño tamaño de las muestras, particularmente en el caso del permafrost probable y posible, obliga a ser cauteloso en la interpretación de los resultados). El modelo MRSM agrupa cinco de los seis valores más altos, seguido por el MRSA (tres de seis) y el MRSV (uno de seis). En términos de sensibilidad, la categoría PPR es la mejor estimada por los tres modelos (0,800), seguida por el NP (0,588 a 0,784) y el

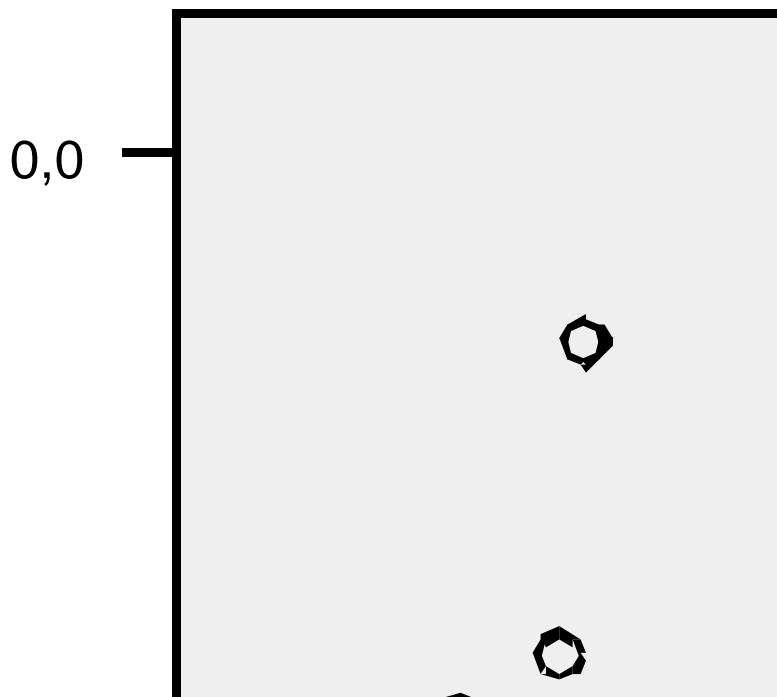


Figura 8. Diagrama de dispersión de valores BTS vs. altitud (PP: permafrost posible; PPR: permafrost probable; TBCA: tramo bajo de los canales de aludes; TMCA: tramos medio y alto de los canales de aludes).

Figure 8. Scatterplot of BTS values vs. Elevation (PP: permafrost posible; PPR: permafrost probable; TBCA: lower section of avalanche tracks; TMCA: middle and upper sections of avalanche tracks).

PP (0,545 a 0,636). Sin embargo, dentro de la especificidad, la categoría NP muestra los mejores resultados en los tres modelos (0,875 a 0,937), seguida por el PPR (0,806 a 0,919) y el PP (0,767 a 0,839). En lo que respecta a la modelización del permafrost por número de casos, y atendiendo sólo al parámetro sensibilidad (el que mide los verdaderos positivos identificados en el total de la prueba), es evidente que los tres modelos predicen de forma muy ajustada la distribución del permafrost probable (4 de 5 de los casos de validación están bien clasificados), mientras que la distribución del permafrost posible es estimada sólo moderadamente bien por los modelos MRSM (7/11 casos), MRSA y MRSV (6/11 casos); las áreas de no-permafrost se predicen bien en los modelos MRSM y MRSA (40-39/51 casos), pero moderadamente en el modelo MRSV (30/51 casos).

Tal y como se ha mencionado en algunas oca-

siones (Lewkowicz y Ednie, 2004), los valores BTS son indicadores invernales de la existencia de permafrost, pero su distribución está controlada tanto por las condiciones ambientales invernales (espesor del manto nival y temperatura del aire) como por el intercambio de energía en superficie desarrollado en época estival (relacionado con la altitud a través del gradiente térmico vertical y con la radiación solar a partir de parámetros derivados de la topografía como la pendiente, la orientación o las sombras). Algunos estudios (Hoelzle, 1992; Lewkowicz y Ednie, 2004), han encontrado buenas asociaciones entre valores BTS, altitud y radiación solar potencial; en otros casos (Isaksen *et al.*, 2002), los valores BTS se encuentran altamente correlacionados con la altitud, pero la radiación solar muestra una influencia menor.

En la Sierra de Telera, la distribución de los valores BTS está claramente controlada por la radiación solar. La pequeña contribución de las

variables altitud y persistencia de la cubierta nival a los modelos podría estar relacionada con la particular topografía del área de estudio y sus asociados procesos geomorfológicos y condiciones climáticas locales. Los valores BTS más bajos se localizan, preferentemente, en las secciones finales de los canales de aludes que descienden a través del escarpe principal de la sierra más que en sus secciones superiores. Este hecho parece guardar relación con la distribución de la radiación solar. De hecho, los valores mínimos de radiación solar potencial se localizan en los tramos más bajos de los canales de aludes (TBCA): en estas áreas, los canales aparecen ya altamente incisos en el escarpe (debido a la circulación repetida de aludes y, más puntualmente, al desarrollo de procesos de escorrentía torrencial y *debris flows*) y, por tanto, los valores de radiación solar registrados dentro de ellos son muy bajos. En cambio, los tramos medios y altos de los canales de aludes (TMCA), obviamente localizados a alturas mayores, han desarrollado una incisión menor y la radiación solar recibida en esas zonas es mayor.

La Figura 8 muestra un diagrama de dispersión de valores BTS vs. altitud para la totalidad del conjunto de datos y sirve para ilustrar esta cuestión: si se observan los casos localizados en los sectores occidental y central de la sierra (en esas áreas el patrón que acabamos de mencionar es más claro y, además, prácticamente todos los casos de PP y PPR se ubican allí), se evidencia que el número de puntos con PP identificados en los TBCA (2.200-2.300 m) casi triplica a los localizados en los TMCA (> 2.300 m); y que los puntos con PPR se hallan casi igualmente distribuidos en ambas zonas. Esta situación particular, causada por la abrupta topografía de la cara norte de la Sierra de Telera y los procesos geomorfológicos asociados, altera la correlación lineal (visible en otros sectores alpinos: Hoelzle, 1992; Isaksen *et al.*, 2002; Lewkowicz y Ednie, 2004), entre los valores BTS y la altitud, y genera valores de asociación bajos y coeficientes reducidos en las ecuaciones de regresión para esta variable (incluso de signo positivo, dado que los modelos buscan el mejor ajuste general para las ecuaciones de regresión). Una cuestión adicional, relacionada con las condiciones climáticas locales de drenaje de aire frío que pueden estar presentes en las secciones inferiores de los canales de aludes (provocando inversiones de temperatura), podría

apuntarse aquí igualmente como factor modificante de la relación entre la altitud y los valores BTS, aunque la falta de datos contrastados acerca del régimen térmico del suelo hace difícil confirmar su existencia y consecuencias (cf. Lewkowicz y Ednie, 2004; Delaloye y Lambiel, 2005).

Respecto a la persistencia de la cubierta nival, un sesgo similar se introduce en la Sierra de Telera por el hecho de que puede registrarse una duración elevada de la cubierta de nieve en algunos puntos, independientemente de su altitud y de las condiciones térmicas del suelo. Los tramos inferiores de los canales de aludes, o los conos de aludes, son buenos ejemplos de áreas de altitud media con una alta persistencia del manto nival y presencia de PPR, PP (o NP, en el caso del extremo distal de muchos conos); mientras que gran parte de las secciones media y superior de los canales de aludes están ya libres de nieve en el verano temprano, los conos de aludes o las secciones inferiores de esos canales todavía pueden mantener presencia nival (Fig. 2). Como ocurría con la altitud, este hecho impide el desarrollo de correlaciones altas entre los valores BTS y la persistencia de la cubierta nival, generando valores de asociación bajos y coeficientes reducidos en las ecuaciones de regresión.

Los resultados que hemos obtenido parecen evidenciar una mejor calidad del modelo basado en la radiación solar potencial incidente de onda corta computada para el mes de mayo (y, en menor medida, para el total anual), en comparación con la obtenida en el modelo basado en la radiación solar estival, el parámetro utilizado en varios estudios de modelización de la distribución de permafrost. La radiación solar agregada para el período de verano (considerando el “verano” en términos astronómicos o, más frecuentemente, como un período arbitrario que incluye el tramo del año libre de nieve), se ha adoptado usualmente en regiones alpinas debido a esa ausencia (o presencia limitada) de cubierta nival, que magnifica la influencia de la radiación solar en la conservación y distribución del permafrost al incrementar el balance de energía en la superficie del suelo. Pero, de hecho, cualquier otro período de tiempo agregado podría emplearse siempre que se detectara un buen grado de asociación entre la distribución espacial de la radiación solar y la distribución espacial de los valores BTS. Los resultados obtenidos en el presente estudio sugerirían la necesidad de explorar para cada área,

Tabla 1. Estadísticos descriptivos de las variables y coeficientes de correlación entre ellas y las mediciones BTS (los valores *p* de todas las correlaciones son inferiores a 0,001) (en negritas aparecen las cinco variables seleccionadas para los análisis de regresión).
 Table 1. Descriptive statistics of the variables and correlation coefficients between them and BTS measurements (all correlation *p*-values are smaller than 0.001) (in bolds the five variables selected for the regression analyses).

Variable	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típica	Correlación Pearson
BTS	-4,0	-0,1	-1,557	0,7406	
Altitud	1626	2382	2033,36	193,592	-0,497
Persistencia cub. nival	3,0	10,5	8,161	2,0497	-0,520
RSP Anual	171	1626	870,16	373,815	0,740
RSP Verano	55835	597326	353150,37	157150,662	0,739
RSP Enero	3271	61715	16503,17	8701,806	0,541
RSP Febrero	4183	86596	26445,92	16605,232	0,597
RSP Marzo	6685	136277	54999,21	32902,354	0,688
RSP Abril	15397	169451	93030,70	45227,200	0,734
RSP Mayo	27051	208806	135190,77	53086,770	0,745
RSP Junio	33142	201402	138288,85	47488,422	0,726
RSP Julio	33225	208430	137298,22	51227,448	0,736
RSP Agosto	20284	186900	109680,95	49121,880	0,738
RSP Septiembre	8455	143974	64755,30	36551,811	0,707
RSP Octubre	3562	102286	31079,97	20892,376	0,613
RSP Noviembre	3083	64301	16417,13	9689,610	0,555
RSP Diciembre	2549	50031	11776,87	5835,582	0,488

Tabla 2. Resumen de los modelos.

Table 2. Summary of the models.

Modelo	R	R ²	Error típ. de la estimación	Durbin-Watson
MRSM	0,753	0,566	0,4909	2,082
MRSA	0,747	0,559	0,4953	2,156
MRSV	0,746	0,557	0,4960	2,166

Tabla 3. Resumen del ANOVA (todos los valores *p* del estadístico F son inferiores a 0,001).

Table 3. ANOVA of the models (all F statistic *p*-values are smaller than 0,001).

Modelo		Suma de cuadrados	Grados libertad	Media cuadrática	F
MRSM	Regresión	68,965	3	22,988	95,378
	Residual	52,784	153	0,241	
	Total	121,748	156		
MRSA	Regresión	68,013	3	22,671	92,398
	Residual	53,735	153	0,245	
	Total	121,748	156		
MRSV	Regresión	67,867	3	22,622	91,950
	Residual	53,881	153	0,246	
	Total	121,748	156		

Tabla 4. Coeficientes de regresión parcial.
Table 4. Coefficients of the models.

Modelo		Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados			Estadísticos colinealidad Tolerancia
		B	Error típico	Beta	t	p	
MRSM	(Constante)	-3,910	0,648		-6,495	0,000	
	Altitud	0,001	0,000	0,195	2,230	0,027	0,713
	Pers. cub. nival	-0,002	0,002	-0,069	-0,823	0,411	0,619
	RSP Mayo	1,175*10 ⁻⁰⁵	0,000	0,842	11,953	0,000	0,592
MRSA	(Constante)	-4,101	0,675		-6,524	0,000	
	Altitud	0,000	0,000	0,105	1,224	0,222	0,799
	Pers. cub. nival	0,002	0,002	0,078	0,868	0,387	0,584
	RSP Anual	0,002	0,000	0,880	11,682	0,000	0,550
MRSV	(Constante)	-4,010	0,670		-6,434	0,000	
	Altitud	0,001	0,000	0,170	1,928	0,055	0,771
	Pers. cub. nival	-4,205*10 ⁻⁰⁵	0,002	-0,002	-0,017	0,986	0,593
	RSP Verano	4,089*10 ⁻⁰⁶	0,000	0,868	11,641	0,000	0,567

Tabla 5. Diagnósticos de colinealidad.
Table 5. Collinearity diagnostic.

Modelo	Dimensión	Autovalor	Índice de condición	Proporciones de la varianza			
				(Constante)	RSP Mayo	Altitud	Pers. c. nival
MRSM	1	3,859	1,000	0,00	0,01	0,01	0,00
	2	0,537	2,680	0,00	0,01	0,69	0,00
	3	0,108	5,977	0,11	0,66	0,03	0,01
	4	0,043	9,473	0,18	0,09	0,18	0,96
				(Constante)	RSP Anual	Altitud	Pers. c. nival
MRSA	1	3,838	1,000	0,00	0,01	0,01	0,00
	2	0,559	2,620	0,00	0,01	0,72	0,00
	3	0,111	5,880	0,09	0,63	0,05	0,01
	4	0,039	9,920	0,17	0,08	0,14	0,98
				(Constante)	RSP Verano	Altitud	Pers. c. nival
MRSV	1	3,830	1,000	0,00	0,01	0,01	0,00
	2	0,568	2,596	0,00	0,02	0,74	0,00
	3	0,112	5,847	0,10	0,67	0,04	0,01
	4	0,037	10,174	0,18	0,09	0,12	0,96

previamente a iniciar la modelización en sí, cuáles son las mejores asociaciones entre diferentes valores temporales agregados de radiación solar y las mediciones BTS.

5. Conclusiones

El estudio del permafrost en los Pirineos es todavía reciente y pocos trabajos analizan su patrón de distribución. Los tres modelos empírico-estadís-

ticos desarrollados en este trabajo han proporcionado estimaciones apropiadas de la localización del permafrost en la zona de estudio. Los modelos se basaron en la regresión lineal existente entre valores BTS y la radiación solar incidente de onda corta para los períodos de mayo, anual y estival, altitud y persistencia de la cubierta nival. Los resultados presentados aquí indican que:

(1) El análisis inicial de correlación evidenció que la radiación solar era la variable más adecuada como predictora de permafrost, seguida por la per-

Tabla 6. Extensión superficial (km²) de las categorías de permafrost predichas por cada modelo.
 Table 6. Terrain surface (km²) of permafrost categories predicted by each model.

Categoría permafrost	MRSM		MRSA		MRSV	
PPR	0,7773	(4,9 %)	1,2210	(7,7 %)	1,5508	(9,8 %)
PP	4,1527	(26,3 %)	4,1733	(26,4 %)	5,4619	(34,6 %)
NP	10,8698	(68,8 %)	10,4055	(65,9 %)	8,7871	(55,6 %)

Tabla 7. Resultados generales para los modelos.
 Table 7. Multi-criteria overall results for the models.

Métrica	MRSM	MRSA	MRSV
K	0,505	0,458	0,296
p	0,000	0,000	0,000
Precisión general	0,761	0,731	0,597
T. gen. clasif. errónea	0,239	0,269	0,403
Sensibilidad general	0,761	0,731	0,597
Especificidad general	0,880	0,865	0,798

Tabla 8. Sensibilidad y especificidad de los modelos por categorías de permafrost.
 Table 8. Sensitivity and specificity of the models by permafrost categories.

Categoría permafrost	MRSM		MRSA		MRSV	
	Sensib.	Especif.	Sensib.	Especif.	Sensib.	Especif.
PPR	0,800	0,919	0,800	0,870	0,800	0,806
PP	0,636	0,821	0,545	0,839	0,545	0,767
NP	0,784	0,937	0,764	0,937	0,588	0,875

sistencia de la cubierta nival y la altitud.

(2) Entre los diferentes valores agregados de radiación solar calculados, la mejor asociación con las mediciones BTS se encontró para el mes de mayo y los períodos anual y estival. Este análisis exploratorio inicial es recomendable de cara a incluir en el diseño del modelo los factores predictores más significativos.

(3) En los tres modelos, los valores más altos de los coeficientes beta estandarizados correspondieron a las variables relacionadas con la radiación solar, seguidas por la altitud y la persistencia de la cubierta nival. En áreas con topografías abruptas donde la actividad de los aludes (y sus repercusiones en los procesos de incisión en el modelado) ha sido y es importante, la radiación solar -por encima de la altitud y la persistencia de la cubierta nival- podría ser el factor de control dominante en la distribución del permafrost.

(4) Los tres modelos fueron estadísticamente

significativos, pero su nivel de calidad difirió: MRSM y MRSA predijeron moderadamente bien la distribución del permafrost en el área de estudio (MRSM $K = 0,505$; MRSA $K = 0,458$), mientras que MRSV predijo sólo de forma débil la localización de los suelos helados (MRSV $K = 0,296$). La precisión general de los modelos osciló entre muy buena (MRSM = 0,761; MRSA = 0,731) y buena (MRSV = 0,597).

(5) En términos de sensibilidad, la categoría PPR fue la mejor predicha por los tres modelos (0,800), seguida por el NP (0,588 a 0,784) y el PP (0,545 a 0,636). En lo que respecta a la especificidad, sin embargo, la categoría NP mostró los mejores resultados en los tres modelos (0,875 a 0,937), seguida por el PPR (0,806 a 0,919) y el PP (0,767 a 0,839).

En futuras investigaciones, un especial énfasis debería ser puesto en: i) incorporar al diseño de los modelos imágenes de satélite de alta resolución y

datos derivados de las mismas: abundancia de la vegetación, distribución de la vegetación, albedo, etc.; ii) analizar la importancia potencial de otros factores no investigados en el contexto de este trabajo como la naturaleza y textura del terreno, dado que el tamaño de los materiales o el contenido en humedad varía fuertemente a lo largo de la zona de estudio (canales de aludes, conos, material morrénico, etc.); iii) utilizar técnicas de campo complementarias a las mediciones BTS para confirmar y validar los resultados estimados por los modelos: prospección geofísica, sondeos en lugares seleccionados, monitorización del régimen térmico del suelo, etc. La inclusión de estos nuevos datos contribuiría a una mejor comprensión de la evolución del permafrost en una zona de montaña de baja altitud, los sectores alpinos más sensibles a los cambios asociados a la actual variabilidad climática.

Agradecimientos

Este estudio es parte del proyecto 'Estudio de la dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés' (H-9007CMA) y fue financiado por el Gobierno de Aragón. Agradecemos a P. Arnal y J. Santos su colaboración en las campañas de mediciones BTS. Agradecemos igualmente los comentarios de los Drs. L.M. Tanarro y E. Serrano y los de un revisor anónimo que nos ayudaron a mejorar el manuscrito original.

Referencias bibliográficas

- Belsley, D.A., Kuh, E. & Welsch, R.E. (1980). *Regression diagnostics: identifying influential data and sources of collinearity*. Wiley and Sons, New York, 292 pp.
- Brenning, A., Gruber, S. & Hoelzle, M. (2005). Sampling and statistical analyses of BTS measurements. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 383-393.
- Chueca, J. & Julián, A. (2004). Determinación de la existencia de permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español) a partir de sondeos eléctricos verticales y mediciones BTS. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 99 (1-4), 65-74.
- Cook, R.D. & Weisberg, S. (1994). *An introduction to regression graphics*. Wiley and Sons, New York, 280 pp.
- De la Riva, J. (2000). Caracterización climática del Alto valle de Tena. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1, 81-109.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Ph.D. thesis (Université de Fribourg), Thèses électroniques de l'Université de Fribourg, 240 pp.
- Delaloye, R. & Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 59, 194-203.
- Dubayah, R. & Rich, P.M. (1995). Topographic solar radiation models for GIS. *International Journal of Geographical Information Science*, 9, 405-419.
- Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Heggem, E.S.F., Isaksen, K., Mittaz, C., Vonder Mühl, D., Ødegård, R.S., Haeberli, W. & Sollid, J. (2001a). Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 55, 186-194.
- Etzelmüller, B., Ødegård, R.S., Berthling, I. & Sollid, J. (2001b). Terrain parameters and remote sensing data in the analysis of permafrost distribution and periglacial processes: principles and examples from southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (1), 79-92.
- Fabre, D., García, F., Evin, M., Martínez, R., Serrano, E., Assier, A. & Smiraglia, C. (1995). Structure interne du glacier rocheux actif de Las Argualas (Pyrénées aragonaises, Espagne). *La Houille Blanche*, 5/6, 144-147.
- Fielding, A.H. & Bell, J.F. (1997). A review of methods for the assessment of prediction errors in conservation presence/absence models. *Environmental Conservation*, 24, 38-49.
- Frauenfelder, R., Allgower, B., Haeberli, W. & Hoelzle, M. (1998). Permafrost investigations with GIS- a case study in the Fletschhorn area, Wallis, Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, 551-556.
- Fu, P. & Rich, P.M. (2000). *The Solar Analyst 1.0. User manual*. Helios Environmental Modeling Institute, Vermont, 48 pp.
- García Ruiz, J.M. (1989). Sallent (M.T.N. 145). *Mapa Geomorfológico*. Geoforma Ediciones, Logroño, 29 pp.
- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Valero, B. & González Sampériz, P. (2001). La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfología*, 15, 103-119.
- Gardaz, J.M. (1997). Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 101-105.
- Gruber, S. & Hoelzle, M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 69-77.
- Guglielmin, M., Aldighieri, B. & Testa, B. (2003). PERMA-CLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology*, 51 (4), 245-257.
- Gude, M., Dietrich, S., Mäusbacher, R., Hauck, C., Molenda,

- R., Ruzicka, V. & Zacharda, M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Vol. 1, 331-336.
- Haeberli, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 221-227.
- Haeberli, W. (1975). *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden)*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, 221 pp.
- Haeberli, W. & Patzelt, G. (1982). Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 17, 127-150.
- Harris, S.A. & Pedersen, D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.
- Heggen, E.S.F., Etzelmüller, B. & Berthling, I. (2001): Topographic radiation balance models: sensitivity and application in periglacial geomorphology. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 55, 203-211.
- Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 143-147.
- Hoelzle, M. (1994). *Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, 132 pp.
- Hoelzle, M., Haeberli, W. & Keller, F. (1993). Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing*, Vol. 1, 272-277.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. & Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European Mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 53-68.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 145-161.
- Imhof, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 267-280.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R.S. & Sollid, J. (2002). Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 56, 122-136.
- Ishikawa, M. (2003). Spatial mountain permafrost modelling in the Daisetsu Mountains, northern Japan. En: *Permafrost, Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost* (M. Phillips, S.M. Springman & L.U. Arenson, eds.). A.A. Balkema, Lisse, 473-478.
- Janke, J.R. (2005). The occurrence of alpine permafrost in the Front Range of Colorado. *Geomorphology*, 67, 375-389.
- Jenness, J. & Wynne, J.J. (2004). *Cohen's Kappa and classification table derived metrics: an ArcView 3x extension for accuracy assessment of spatially-explicit models*. Jenness Enterprises, Flagstaff, 65 pp.
- Julián, A. & Chueca, J. (2004). Estimación de la radiación solar y su relación con la localización de permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español). En: *Contribuciones recientes sobre geomorfología* (G. Benito & A. Díez, eds.). SEG-CSIC, Madrid, 103-114.
- Keller, F. (1992). Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 133-138.
- Keller, F., Frauenfelder, R., Gardaz, J.M., Hoelzle, M., Kneisel, C., Lugon, R., Phillips, M., Reynard, E. & Walker, L. (1998): Permafrost map of Switzerland. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, 557-562.
- King, L., Gorbunov, A.P. & Evin, M. (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 73-81.
- Kneisel, C., Hauck, C. & Vonder Mühl, D. (2000). Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectric resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 295-304.
- Landis, J.R. & Koch, G.G. (1977). The measurement of observer agreement for categorical data. *Biometrics*, 33, 159-174.
- Levine, N. (1996). Spatial statistics and GIS: Software tools to quantify spatial patterns. *Journal of the American Planning Association*, 62(3), 381-392.
- Lewkowicz, A.G. & Ednie, M. (2004). Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 67-80.
- Luetschg, M., Stoeckli, V., Lehning, M., Haeberli, W. & Ammann, W. (2004). Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 283-297.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., & González-Trueba, J.J. (2004): Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 207-220.
- Lurz, P.W.W., Rushton, S.P., Wauters, L.A., Bertolino, S., Currado, I., Mazzoglio, P. & Shirley, M.D.F. (2001). Predicting grey squirrel expansion in North Italy: a spatially explicit modelling approach. *Landscape Ecology*, 16, 407-420.
- Mittaz, C., Imhof, M., Hoelzle, M. & Haeberli, W. (2002). Snowmelt evolution mapping using an energy balance approach over an alpine terrain. *Arctic, Antarctic and*

- Alpine Research*, 34 (3), 274-281.
- Ødegård, R.S., Hoelzle, M., Johansen, K.V. & Sollid, J.L. (1996). Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 50, 41-54.
- Ødegård, R.S., Isaksen, K., Mastervik, M., Billdal, L., Engler, M. & Sollid, J. (1999). Comparison of BTS and Landsat TM data from Jotunheimen, southern Norway. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 53, 226-233.
- Pancaz, A. (1989). Un pergélisol actuel dans le Jura Neuchatelois. *Bulletin de la Société Neuchateloise*, 32-33, 129-140.
- Serrano, E. & Agudo, R. (2004). Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 99 (1-4), 159-172.
- Serrano, E., Agudo, R., Delaloye, R. & González-Trueba, J.J. (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 55, 245-252.
- Stocker-Mittaz, C., Hoelzle, M. & Haeberli, W. (2002). Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 271-282.
- Tanarro, L.M., Hoelzle, M., García, A., Ramos, A., Gruber, S., Gómez Ortiz, A., Piquer, M. & Palacios, D. (2001). Permafrost distribution modelling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Nor. Geogr. Tidsskr.*, 55, 253-260.