

Lucas Mallada, **19**: 323 a 340
ISSN: 0214-8315, e-ISSN: 2445-060X
<http://revistas.iea.es/index.php/LUMALL>
Huesca, 2017

EVOLUCIÓN RECIENTE DEL GLACIAR DEL INFIERNO (PANTICOSA, HUESCA)

José Antonio CUCHÍ¹
Luis CANCER-POMAR²
Javier DEL VALLE – MELENDO³
Fernando LAMPRE-VITALLER⁴
Gonzalo FERNÁNDEZ-JARNE⁵

RESUMEN.— Este artículo analiza la evolución del glaciar del pico Infierno desde un glaciar blanco hacia un glaciar cubierto y, tal vez, hacia un glaciar rocoso.

ABSTRACT.— This paper analyzes the evolution of the the Infierno peak glacier from a white glacier to a covered glacier and, perhaps, to a rocky glacier.

KEY WORDS.— Infierno, glacier evolution, Panticosa (Huesca, Spain).

INTRODUCCIÓN

Los Pirineos altoaragoneses albergan los últimos glaciares blancos de la península ibérica, catalogados por CHUECA y LAMPRE (1994), CANCER-POMAR

Recepción del original: 28-2-2018

¹ Departamento de Ciencias Agrarias y del Medio Natural. Escuela Politécnica Superior de Huesca. Universidad de Zaragoza. Carretera de Cuarte, s/n. E-22071 HUESCA. cuchi@unizar.es

² Área de Geografía Física y CEAC de la Tierra. Universidad de Jaén. lcancer@ujaen.es

³ Centro Universitario de la Defensa de Zaragoza. delvalle@unizar.es

⁴ Patronato del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos. flampre@telefonica.net

⁵ Departamento de Geografía. Universidad de Navarra. gfjarne@unav.es

y cols. (2001*b*) y BIARGE y cols. (2002). Como la mayoría de los glaciares de la zona templada, están en clara regresión desde el final de la Pequeña Edad de Hielo. Desde aproximadamente 1980 se ha analizado el retroceso en varios glaciares pirenaicos (JULIÁN y cols., 2001; MORA y cols., 2006; SERRANO, 1991). Quizás la más espectacular es la del glaciar del Aneto, que ha sufrido una importante regresión en la última década y al que se le pronostica una pronta desaparición.

Sin embargo, y como excepción, el pequeño glaciar central en la cara norte del pico Infierno, también conocido como *Infiernos*, presenta una evolución menos negativa aunque la superficie del hielo ha sufrido una fuerte reducción en los últimos siglos. Durante la Pequeña Edad de Hielo se estimaba su superficie en 40 hectáreas, que se habían reducido a 14 en 1980 y a 7,6 en 2016, lo que supone una reducción desde la Pequeña Edad de Hielo, cercana al 81%, ligeramente inferior a la media de los glaciares pirenaicos, que es del orden del 87% (LAMPRE-VITALLER, 2016).

Este artículo analiza los posibles factores de este comportamiento y describe su evolución reciente.

EL MARCO NATURAL

El macizo del Infierno se encuentra situado en el Pirineo del Alto Aragón, en la cabecera del río Caldarés (fig. 1). El glaciar del mismo nombre está encajado en un circo situado en la cara norte de este pico (cimas entre 3069 y 3075 msnm), entre 2950 y 2700 metros. El macizo tiene fundamentalmente naturaleza metamórfica, formada por calizas, mármoles y cuarcitas del Devónico situadas en el batolito de Cauterets-Panticosa, compuesto por una estructura orlada de granitos monzoníticos, granodioritas y gabrodioritas cuarcíferas. Los mármoles, la espectacular *marmolera del Infierno*, están cortados por diques porfídicos de andesitas, doleritas y dioritas (BIXEL y cols., 1985; DEBON, 1980; IGME, 1989 y SANTANA, 2002).

La morfología, básicamente glaciar con picos piramidales e ibones, ha sido descrita por varios autores a nivel regional (GARCÍA RUIZ, 1989; SERRANO, 1998) y a escala más detallada por SERRANO y AGUDO (1988) y SERRANO (1991). En un pasado cercano, el único glaciar blanco que actualmente subsiste estuvo flanqueado por otros dos pequeños, hoy convertidos en heleros



Fig. 1. Localización del macizo del Infierno.

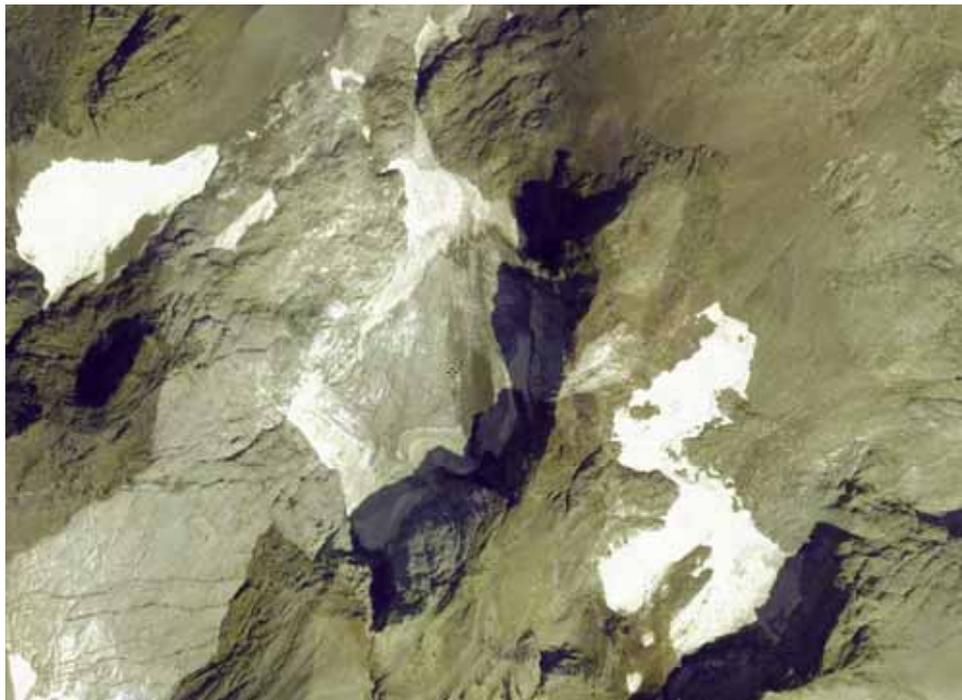


Fig. 2. Vista del glaciar central del Infierno. (Iberpix. 2012)

y, probablemente, estuviera conectado con el occidental en un pasado algo más lejano.

Un detalle interesante es la existencia de un glaciar rocoso en el vecino pico de Argualas estudiado por CHUECA (1989), SERRANO y RUBIO (1989), FABRE y cols. (1995), SERRANO y cols. (1995) y SERRANO (1996).

EL GLACIAR DEL INFIERNO

El glaciar del Infierno está encajado en un profundo circo, coronado por cimas de más de 3000 metros, que se abre al norte (fig. 2). La vertiente este del circo es muy abrupta y limita el glaciar, mientras que la oeste se abre un poco, hacia el actual helero occidental, antes de quedar enmarcada por la cresta cimera y una arista que asciende desde el norte, desde el collado de Tebarray. Un primer esquema del glaciar fue realizado por SCHRADER (1936). El glaciar se extiende hoy desde las cotas 2700 a 2950 msnm, con una longitud máxima, sobre la fotografía aérea de 2012, de 440 metros y una anchura máxima del orden de los 230 metros. El hielo presenta un perfil cóncavo, con una pendiente media del 34%, más acusada en la zona superior. La base del glaciar actual queda enmarcada por una pequeña barrera rocosa que únicamente tiene salida por una estrecha canal de un centenar de metros de longitud, menos de 10 metros de anchura media y fuerte pendiente. Esta da paso a una serie de morrenas que llegan hasta el fondo del valle que da acceso desde el ibón Azul superior al de Tebarray. La canal desagua el torrente subglaciar que desaparece por infiltración en las morrenas de la base. La figura 3 muestra el glaciar desde la cima central del Infierno en el otoño de 2012, un año muy desfavorable para el glaciar. En la zona inferior se observan los depósitos que se atribuyen a la Pequeña Edad de Hielo.

El glaciar se alimenta por caída directa de nieve en el circo. No hay datos de precipitación en altura para esta zona. En el macizo del Infierno, CANCER-POMAR y cols. (2001a) estiman una precipitación media anual del orden de los 2300 milímetros para la cota 2800 (según la correlación logarítmica calculada por DEL VALLE – MELENDO, 1997). De estos, unos 1400 caerían entre noviembre y abril. Estos valores son del mismo orden que los 1500-2000 mm/año que indican SERRANO y cols. (2006) para el vecino glaciar rocoso de Argualas. Hay una fuerte variación interanual, tanto de las precipitaciones como en su



Fig. 3. Vista del glaciar desde la cima central del pico Inferno en el otoño de 2012.

distribución anual, en la que parece observarse un desplazamiento de las nevadas hacia finales del invierno e inicio de la primavera. Además de la aportación directa de nieve, hay acumulación nival por efecto de avalanchas desde las laderas enmarcantes y del viento del poniente, desde el circo del vecino helero oeste. En el macizo se ha estimado que la isoterma de cero grados se sitúa, de media, hacia los 2800 metros (CANCER-POMAR y cols., 2001a). Evidentemente, hay también una fuerte oscilación interanual, mensual y diaria.

El glaciar ha sido objeto de una observación anual desde 1998 por parte de un equipo relacionado con el Patronato de los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos, ayudado por diversos voluntarios, a inicios del mes de septiembre. Se considera que en este momento el glaciar presenta su mayor porcentaje de hielo descubierto, tras los meses del verano y antes del inicio de las nevadas de otoño. El trabajo consiste en la realización de un sencillo levantamiento topográfico, que marca el frente de la lengua glaciar o el de la nieve que lo cubre, en la pared este de la canal de salida. En años de innivación excepcional se realizan marcas, mediante pintura amarilla, en bloques de grandes dimensiones situados al pie de la canal. También se determina la posición de la superficie del hielo, o la nieve que lo cubre, con respecto a puntos topográficos predeterminados en el umbral este, a la altura del tercio inferior del glaciar. Esto permite establecer sus variaciones de espesor.

Zonación glaciar

A partir de las visitas se ha observado que, en los años *normales*, el glaciar mostraba una zonificación típica que se esquematiza en la figura 4.

En la zona alta (fig. 5), al pie de las paredes del circo y protegida de los rayos solares, hay una acumulación de nieve que se mantiene en superficie incluso en los años malos. Su extensión es muy limitada y se estima en un 10%, como máximo, de la superficie total del glaciar en los años peores, cuando se limita a la zona sombreada bajo la pared, hacia la cota 2900. En los años buenos, como 2013 y 2014, la nieve cubre todo el glaciar y más allá. Es difícil saber si esa nieve, que ha llegado a perdurar dos años seguidos, se incorpora al hielo glaciar a partir de procesos de fusión parcial – recongelación.

Por debajo de la zona de sombra, en años normales y malos, aparece el hielo. La línea de contacto entre ambas zonas se podría asimilar a la línea



Fig. 4. Vista del glaciar y su zonificación en septiembre de 2015.



Fig. 5. Vista de los depósitos de nieve al pie del circo en septiembre de 2012.

de equilibrio entre acumulación y ablación. En años normales y malos, la ablación comienza prácticamente en el inicio de la zona soleada. En años buenos, como se ha indicado, la nieve cubre todo el glaciar y la línea de equilibrio estaría por debajo de la cota 2700.

Por debajo de la zona sombreada, normalmente se extiende una zona de hielo desnudo con clastos que ocupan la mayor parte del glaciar. La superficie de hielo descubierto más la cubierta por clastos suprayacentes se puede estimar aproximadamente en un 80% en los septiembrés del periodo 2015-2017. A partir de observaciones de nuestro equipo, así como de los guardas de los refugios de la Casa de Piedra y Bachimaña y diversos montañeros, el hielo glaciar se suele descubrir hacia el mes de julio. La fusión se organiza en una serie de *bédières*, que recorren la superficie de hielo en una red fluvial, que desaparecen bien en grietas transversales o en el contacto con la nieve de la zona inferior. El agua reaparece como torrente subglaciar en la base de la zona inferior. Se realizaron aforos entre 1998 y 2000 cuyos resultados se publicaron en CANCER-POMAR y cols. (2001a), donde

se constata la evolución diaria con un débil caudal nocturno y un máximo, modesto, hacia las 16:00 horas. El volumen de agua podría relacionarse, mediante estimación, con las pérdidas de hielo anual. Los resultados indicaban también una baja conductividad y un pH ligeramente alcalino compatible con la geología del entorno. Debido a la frecuente caída de piedras por la canal se desestimó instalar una estación de aforo regularizada.

Como muestra la figura 4, en imagen de septiembre de 2015, una parte del hielo estaba cubierta de clastos procedentes del circo. El porcentaje de clastos se ha ido modificando al alza en los últimos años. Una consecuencia de la presencia de clastos es su influencia sobre los *bédières* preexistentes. La cubierta de los últimos años ha llegado incluso a anular parte de la red de la escorrentía superficial.

Aunque se ha intentado, no se ha podido realizar un balance de masas. En algunos años, las continuas caídas de rocas hacían peligrosa la colocación de pértigas, aunque algunas se colocaron en 2012. En años posteriores (2013 y 2014), el nivel de nieve cubría las pértigas y ni estas ni sus restos se han localizado en los años siguientes (2015-2017) con menos cubierta nival.

El frente del hielo no es fácil de observar, dado que está normalmente cubierto por una masa de nieve que suele llegar a la canal e incluso puede descender más abajo. En un año muy desfavorable, en 2012, en ausencia de toda capa de nieve, se observó la presencia de un frente abrupto de hielo, con varios pequeños cañones de unos 6 metros de profundidad asociados con los *bédières*.

En la zona inferior del glaciar se encuentra una masa de nieve que normalmente cubre el frente de hielo (figs. 4 y 6). Se interpreta como una acumulación debida fundamentalmente a avalanchas de nieve, desde el circo y la zona superior del glaciar, que presentan una pendiente adecuada para deslizamientos en masa.

CAÍDAS DE PIEDRAS DESDE EL CIRCO

Como se ha señalado, en los últimos años se ha detectado una tendencia creciente de caída de piedras. En septiembre de 2011, se observó una caída de grandes bloques de mármol, de tamaño métrico (fig. 6). Al año siguiente, su presencia produjo pináculos de hielo bajo algunos bloques, del



Fig. 6. Grandes bloques en la zona superior de la canal en septiembre de 2011.

orden de 1 metro de altura, que señalaban el rango de la ablación del hielo. Es importante resaltar que las mesas glaciares son un fenómeno inusual en los glaciares blancos españoles. Por otro lado, observaciones posteriores sugieren que una parte de los bloques más grandes continuaron su movimiento hacia la zona inferior del glaciar, hacia la nieve de la base e incluso canal abajo, hasta la zona morrénica situada por debajo de aquella. Aunque se marcó algún bloque, no se han podido encontrar las marcas en los años posteriores, como consecuencia de esta dinámica.

Sin embargo, la caída más importante de bloques se produjo en el mes de agosto de 2015, corroborada de forma independiente por los guardas de la Casa de Piedra y Rafael Vidaller. Estaba formada por material cuarcítico oscuro, desprendido al este de la franja de mármol. La masa sólida recubrió una parte significativa del hielo glaciar, en algunas zonas con más de 2 metros de derrubios. En agosto de 2017, se había desplazado hacia la zona inferior formando una serie de cordones transversales (fig. 7) en una morfología propia de un glaciar cubierto o incluso rocoso. En agosto de 2017,



Fig. 7. Gran caída de rocas, de agosto de 2015, fotografiada en septiembre de 2016.

también se observó que un gran bloque, de dimensiones decamétricas, se había desgajado de la pared en fecha no conocida y estaba apoyado sobre el glaciar (fig. 8). Su movimiento futuro es tema de cierto interés por su efecto en la evolución del glaciar.

La caída de rocas desde las paredes del circo norte del Infierno puede asociarse con las consecuencias del ascenso del nivel de *permafrost* en la alta montaña, debido al calentamiento global. El fenómeno es relativamente conocido en los Alpes y al mismo se asocian los desprendimientos de roca en el Piz Cengalo en agosto de 2017, con la muerte de ocho personas y, sobre todo, las grandes caídas de rocas en el macizo del Montblanc (RAVANEL y DELINE, 2015). En el Pirineo, el fenómeno está menos estudiado y tiene menor incidencia. En apariencia, únicamente se le pueden achacar los desprendimientos en la cara este del collado del Portillón Superior, en la ruta normal al Aneto, que ocasionaron un muerto y un herido el 29 de agosto de 2015. Las continuas caídas de piedras, masivas o aisladas del circo del Infierno



Fig. 8. Gran bloque caído sobre el glaciar, fotografiado en septiembre de 2017.

también podrían asociarse con este proceso. Es necesario señalar que a comienzos del siglo XXI, en este mismo macizo, se estimaba el límite del permafrost en los 2750 metros (SERRANO y AGUDO, 1998), por lo que el efecto del calentamiento climático puede estar afectando a las paredes del circo.

El progresivo recubrimiento del hielo glaciar mediante derrubios ha sido señalado en diversos macizos. Así, STOKES y cols. (2007) lo han estudiado en el Cáucaso. A mayor escala ha sido estudiado en los Andes centrales de Chile y Argentina (TROMBOTTO y cols., 2014; MONNIER y KINNARD, 2015), donde se observa la transformación de glaciares blancos hacia glaciares rocosos en ambiente glaciar y periglacial.

El cubrimiento del hielo por una capa de derrubios tiene un claro efecto sobre su ablación. Este hecho puede observarse, por ejemplo, en el trabajo de MIHALCEA y cols. (2006), donde se pone de manifiesto la influencia del espesor de la cubierta de derrubios y otros factores sobre la ablación. Un tema interesante en los clastos del glaciar del Infierno es la presencia de



Fig. 9. Depósitos lobulados al pie del glaciar. A la derecha de la imagen —sector oeste—, morrena al pie del helero occidental en septiembre de 2017.

dos litologías con albedos muy diferentes, con cantos blancos marmóreos y cuarcíticos oscuros.

Evidentemente, es pronto para conocer el efecto de los desprendimientos sobre la evolución del glaciar. Pero se puede especular sobre su efecto en el pasado. Es conocida, la existencia de una serie de depósitos lobulados al pie de la canal que alcanzan hasta el fondo del valle y que se datan, como ya se ha indicado, en la Pequeña Edad de Hielo (fig. 9). Las formas lobuladas y organizadas en cordones transversales, donde dominan mayoritariamente los cantos de mármol blanco, pueden interpretarse como una serie de morrenas frontales normales. Pero también podrían ser los restos de un glaciar de derrubios, bien negro o rocoso. La producción de clastos desde el circo no tiene por qué ser únicamente actual, dado que procesos similares debieron de producirse en la fase cálida de época romana y medieval, de modo que el avance glaciar de la Pequeña Edad de Hielo, con el debate abierto sobre si subsistía un resto de hielo pleistoceno, pudo acarrear el transporte de importantes masas de derrubios. Es importante señalar que estos

proviene básicamente de la zona de mármol del glaciar central, al contrario de los que se observan hacia el oeste, donde existe una morrena de cantos oscuros silíceos que parece corresponder solo al circo del actual helero occidental y que posiblemente corresponda a un avance anterior.

OTROS DETALLES GEOMORFOLÓGICOS

Como complemento a la evolución del glaciar, se han observado detalles geomorfológicos que merece la pena reseñar de forma resumida.

Estrías glaciares

La periferia actual del hielo del glaciar del Infierno muestra una gran cantidad de estrías glaciares cuya génesis es bien conocida. La figura 10 muestra un bonito ejemplo sobre material cuarcítico.



Fig. 10. Estrías glaciares sobre material silíceo en septiembre de 2015.



Fig. 11. Recrecimientos subglaciares en zonas deglaciadas del Infierno en septiembre de 2017. La referencia tiene 8,5 centímetros.

Recrecimientos subglaciares

Los recrecimientos subglaciares de calcita son consecuencia de una compleja génesis por la disolución de este mineral, a favor de la presión del hielo, las bajas temperaturas y el flujo del agua en la zona de contacto roca / hielo, seguido de un depósito de crecimiento acicular en las zonas de disminución de presión. Se observan con abundancia en las zonas recientemente descubiertas de hielo del glaciar del Infierno sobre mármoles y cuarcitas (fig. 11).

Los recrecimientos son una morfología efímera, especialmente en rocas silíceas, por la diferente naturaleza entre depósito y sustrato que puede hacer saltar mecánicamente al primero por razones térmicas. Además, la naturaleza ácida de la mayor parte del agua de fusión de la nieve pirenaica (véase MANSO y cols., 2016) favorece la disolución de estos depósitos.



Fig. 12. Mesa glaciar bajo bloque de mármol en septiembre de 2015.
Referencia aproximada: 1 metro.

Descritos por primera vez en Canadá por FORD y cols. (1970), en el Pirineo central fueron señalados por CUCHÍ y VILLAGRASA (2005), en el glaciar de la cara norte de Monte Perdido.

Mesas glaciares

Como se ha indicado, la presencia de clastos de importantes dimensiones está favoreciendo la formación efímera de mesas glaciares, con pináculos de hielo bajo bloques de piedra. La figura 12 presenta un ejemplo de un fenómeno poco frecuente en el Pirineo.

CONCLUSIONES

El glaciar central del Infierno está sufriendo, en los últimos años, una transformación desde un glaciar blanco a uno cubierto por desprendimientos

rocosos desde las paredes del circo que lo rodean. A pesar de su modestia, este glaciar parece resistir los efectos del calentamiento climático con mejor fortuna que otros aparatos glaciares pirenaicos españoles. En este sentido, parece interesante continuar estudiando su evolución dentro del conocimiento del patrimonio geomorfológico altoaragonés.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer las informaciones y atenciones de los guardas de la Casa de Piedra del balneario de Panticosa y del refugio de Bachimaña; la compañía de M.^a Dolores Giménez en varias de las salidas al campo y las observaciones de Rafael Vidaller. Asimismo, han sido de mucha utilidad las documentadas observaciones del doctor Dario Trombotto, del IANIGLA CONICET de Mendoza (Argentina), sobre glaciares rocosos. Agradecemos también el apoyo del Patronato del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIARGE, F., J. CHUECA y A. JULIÁN (2002). Los glaciares pirenaicos aragoneses. Evolución. Fotografías 1880-1999. *Boletín Glaciológico Aragonés*. Número extraordinario. 323 pp.
- BIXEL, F., J. MULLER y P. ROGER (1985). *Carte géologique du Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du río Gállego, 1 / 25 000*. Institut de Géodynamique. Université de Bordeaux. 54 pp.
- CANCER-POMAR, L., F. LAMPRE-VITALLER, A. OLLERO OJEDA, J. DEL VALLE – MELENDO, M. SÁNCHEZ-FABRE y J. A. CUCHÍ (2001a). La fusion glaciaire sur les glaciers de l'Infiernos et de la Maladeta (Pyrénées, Espagne) entre 1998 et 2000 : quelques résultats dans le domaine de l'environnement. *La Houille Blanche*, 6/7: 83-91.
- CANCER-POMAR, L., F. LAMPRE-VITALLER y A. OLLERO OJEDA (2001b). Glaciares actuales del Pirineo español. Catálogo de masas y aproximación hidrológica. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 52: 165-193.
- CHUECA, J. (1989). Características de los glaciares rocosos del área meridional del batolito de Panticosa (Pirineo oscense). *Geographicalia*, 26: 61-74.
- CHUECA, J., y F. LAMPRE-VITALLER (1994). *Los glaciares del Alto Aragón*. IEA (Cuadernos Altoaragoneses de Trabajo, 21). Huesca. 32 pp.
- CUCHÍ, J. A., y E. VILLAGRASA (2005). Nota sobre recrecimientos subglaciares de calcita bajo el glaciar de la cara norte de Monte Perdido. *Lucas Mallada*, 12: 135-138.

- DEBON, F. (1980). Genesis of the three concentrically-zoned plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 69: 107-130.
- DEL VALLE, J. (1997). La precipitación media anual en el sector alto de la cuenca del Cinca (Pirineo aragonés). *Pirineos*, 149-150: 121-144.
- FABRE, D., F. GARCÍA, M. EVIN, R. MARTÍNEZ, E. SERRANO, A. ASSIER y C. SMIRAGLIA (1995). Structure interne du glacier rocheux actif de las Argualas (Pyrénées aragonaises, Espagne). *La Houille Blanche*, 5-6: 144-147.
- FORD, D., P. G. FULLER y J. J. DRAKE (1970). Calcite precipitates at the soles of temperate glaciers. *Nature*, 226: 441-442.
- GARCÍA RUIZ, J. M.^a (1989). *Sallent (M. T. N. 145). Mapa geomorfológico*. Geoforma Ediciones (Serie Cartográfica, 1). Logroño. 29 pp. + 1 mapa.
- IGME (1989). *Hoja 145 Sallent de Gállego. 1 / 50 000. Serie Magna. Memoria*. IGME. Madrid. 61 pp. + 1 mapa.
- JULIÁN, A., J. CHUECA, J. L. PEÑA, I. LÓPEZ y A. LAPEÑA (2001). Dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés: resultado de la campaña glaciológica del año 1999. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 2: 13-36.
- LAMPRE-VITALLER, F. (2016). *Situación actual de los glaciares pirenaicos aragoneses*. Patronato de los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos. Zaragoza. Documento inédito.
- MANSO, J. A., J. LANUZA, G. GONZALO, J. M. GARCÉS, Á. JIMÉNEZ, T. SALINAS, E. LÓPEZ, J. ARRANZ, J. L. VILLARROEL y J. A. CUCHÍ (2016). Notas sobre algunas características químicas del agua de lluvia y de la nieve en Huesca. *Lucas Mallada*, 18: 407-423.
- MIHALCEA, C., C. MAYER, G. DIOLAIUTI, A. LAMBRECHT, C. SMIRAGLIA y G. TARTARI (2006). Ice ablation and meteorological conditions on the debris-covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 43: 292-300.
- MONNIER, S., y C. KINNARD (2015). Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: New insights from the central Andes of Chile. *Geomorfology*, 238: 47-55.
- MORA, J., M. ARENILLAS, G. COBOS y J. NAVARRO (2006). Évolution récente des glaciers des Pyrénées espagnoles. *La Houille Blanche*, 3: 65-70.
- RAVANEL, L., y P. DELINE (2015). Rockfall hazard in the Mont Blanc massif increased by the current atmospheric warming. En *Engineering Geology for Society and Territory, vol. 1*: 425-428.
- SANTANA, V. J. (2002). El plutón de Panticosa (Pirineos occidentales, Huesca): fábrica magnética y modelo de emplazamiento. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 175-191.
- SCHRADER, F. (1936). Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées (On the extent of the glaciers of the Pyrenees). *Annuaire du Club Alpin Français*, 21. Reeditado en *The Pyrenees*, 2: 201-221. Édition Privat-Didier. Toulouse.
- SERRANO, E. (1991). Glacial evolution of the Upper Gállego valley (Panticosa mountains and ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain). *Pirineos*, 138: 83-78.

- SERRANO, E. (1996). Líneas de equilibrio glaciar, glaciares rocosos y paleoambiente posglaciar en la alta montaña pirenaica (macizo de Panticosa, Pirineo aragonés). En A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y P. Ramil-Rego (eds.), *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*: 157-170. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.
- SERRANO, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo aragonés)*. IFC. Zaragoza. 501 pp.
- SERRANO, E., y C. AGUDO (1988). La deglaciación del circo de los Ibones Azules. Estudio glaciomorfológico. *Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-4): 115-123.
- SERRANO, E., y C. AGUDO (1998). Los glaciares rocosos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En A. Gómez Ortiz y cols. (eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*: 133-154. Universidad de Barcelona. Barcelona.
- SERRANO, E., y V. RUBIO (1989). El glaciar rocoso activo de las Argualas (Pirineo aragonés). *Ería*, 19-20: 195-198.
- SERRANO, E., J. J. SAN JOSÉ, F. SILIÓ y C. AGUDO (1995). Movimientos superficiales del glaciar rocoso de las Argualas (Pirineo aragonés). *Pirineos*, 145-146: 103-110.
- SERRANO, E., J. J. SAN JOSÉ y C. AGUDO (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 74 (1-4): 285-296.
- STOKES, C. R., V. POPOVNIN, A. ALEYNIKOV, S. D. GURNEY y M. SHAHGEDANOVA (2007). Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development. *Annals of Glaciology*, 46 (1): 195-203.
- TROMBOTTO, D., P. WAINSTEIN y L. ARENSON (2014). *Guía terminológica de geocriología sudamericana*. Fundación de Historia Natural Félix de Azara. Vázquez Mazzini editores. Buenos Aires. 126 pp.