

LUCAS MALLADA, 25 (2023)

ISSN 0214-8315, ISSN-e 2445-060X

<http://revistas.ica.es/index.php/LUMALL>

VEINTICINCO AÑOS DE OBSERVACIONES GLACIOLÓGICAS EN EL GLACIAR DEL INFIERNO (1998-2022): SÍNTESIS DE RESULTADOS

Luis Cancer-Pomar¹ | José Antonio Cuchi² |
Gonzalo Fernández-Jarne³ | Javier del Valle-Melendo⁴ |
Fernando Lampre-Vitaller⁵ | Carlos Martín-Esteban⁶

RESUMEN Se analiza la evolución del glaciar del Infierno durante el periodo 1998-2022. Situado en el Pirineo aragonés, en la única cordillera española que todavía conserva glaciares blancos, se presentan datos glaciológicos en relación con factores climáticos y nivológicos. El glaciar tiene un comportamiento muy variable, con frecuentes ritmos opuestos entre años sucesivos. Los de mayor retroceso fueron 2006, 2012, 2015, 2017, 2019, 2021 y 2022. Por el contrario, en 2013 y 2014 la cobertura de nieve sobrepasó con creces los límites del cuerpo glaciar. En la alta cuenca del Gállego se observa un aumento general de la acumulación de nieve a lo largo de este último cuarto de siglo (aunque en los últimos años algunas variables nivológicas indican una evolución decreciente), con acusada variabilidad

¹ Área de Geografía Física y CEACTEMA. Universidad de Jaén. E-23071 Jaén. lcancer@ujaen.es

² 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

³ Departamento de Geografía. Colegio San Ignacio de Loyola, Pamplona, y Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED). gonzalofernandez@jesuitaspamplona.org

⁴ Centro Universitario de la Defensa de Zaragoza y Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED). delvalle@unizar.es

⁵ Patronato del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos. flampre@telefonica.net

⁶ Bayer Crop Science – Investigación y Desarrollo. carlos.martin@bayer.com

interanual. Pero el glaciar está afectado por una clara tendencia al alza de las irregularidades térmicas positivas, lo que da como resultado una notable regresión. El glaciar del Infierno está experimentando una transición hacia glaciar negro o cubierto, sobre todo en su flanco oriental, proceso ligado al progresivo deshielo del permafrost en estas cotas y a una creciente dinámica periglacial que facilita la caída de clastos a la superficie del hielo. También se han medido ritmos diarios de fusión del hielo a finales de la estación estival, lo cual ha permitido determinar las pérdidas de espesor equivalente en hielo.

PALABRAS CLAVE Evolución glacial. Glaciar del Infierno (Pirineos).

ABSTRACT We analyse the evolution from 1998 to 2022 of the Infierno glacier, in the Aragonese Pyrenees, the only Spanish mountain range that still preserves white glaciers. Glaciological data are presented in relation to climatic and snowfall factors. The glacier's behaviour is highly variable, often fluctuating between growth and regression from year to year. The years of greatest retreat were 2006, 2012, 2015, 2017, 2019, 2019, 2021 and 2022. In contrast, in 2013 and 2014 snow cover far exceeded the limits of the glacier body. In the upper basin of the Gállego, there has been a general increase in snow accumulation over the last quarter century (although in recent years, some snowfall variables indicate a decreasing trend), with marked interannual variability. However, the glacier is affected by a clear upward trend of positive thermal irregularities, resulting in a significant regression. The Infierno glacier is undergoing a transition to a black or covered glacier, especially on its eastern flank, a process linked to the progressive thawing of permafrost at these altitudes and increasing periglacial dynamics, which facilitates the fall of debris to the surface of the ice. Daily ice melting rates have also been measured at the end of the summer season, which has made it possible to determine the equivalent ice thickness losses.

KEYWORDS Glacier evolution. Infierno glacier. Pyrenees (Spain)

INTRODUCCIÓN

Glaciares del Pirineo aragonés

El Pirineo aragonés alberga los últimos glaciares de la península ibérica, entre los valles de Tena y Benasque, en la provincia de Huesca. Conocidos de antiguo por los naturales del país y sin duda por los oficiales cartógrafos que delimitaron fronteras en el siglo XVIII, las primeras reseñas sobre estas masas de hielo, a inicios del XIX, se deben a exploradores ilustrados, como Louis Ramond de Carbonnières (Ramond, 1801). Posteriormente, a

finales del siglo XIX y principios del XX, geógrafos y naturalistas, sobre todo franceses, las dieron a conocer. Fueron los casos del conde Russell (1878, 1908) o del geógrafo Franz Schrader, algunas de cuyas fotografías, ilustraciones y mapas fueron editados años después de su fallecimiento (Schrader, 1936). En la nómina de ilustres estudiosos del glaciario pirenaico de esa época no puede faltar Lucas Mallada, ingeniero de Minas oscense y autor de abundante cartografía geológica (Mallada, 1875, 1878). Dando un salto temporal, el interés por los glaciares de la cordillera aumentó a partir de las últimas décadas del siglo XX, cuando diversos autores realizaron estudios específicos y catastros de conjunto (Arenillas Parra y cols., 1992 y 1998; Chueca y Lampre-Vitaller, 1994; Martínez de Pisón y Arenillas, 1998; Cancero-Pomar y cols., 2001a; Julián y cols., 2001; Biarge y cols., 2022; Mora y cols., 2006; González Trueba y cols., 2008; Lampre-Vitaller, 2016; Rico y cols., 2017; Camins, 2018; García Ruiz y cols., 2018; Sánchez Miravalles y cols., 2020).

En este marco general de los estudios sobre el glaciario actual pirenaico, el objeto del presente artículo es sintetizar los resultados obtenidos entre 1998 y 2022, derivados de las campañas anuales de control en el glaciario del Infierno llevadas a cabo por el equipo redactor, y analizar su evolución en relación con los datos climáticos, hidrológicos y nivológicos que ayudan a comprenderlo.

La evolución de los glaciares pirenaicos en su contexto

El retroceso de los glaciares pirenaicos españoles es muy evidente. Su superficie estimada a mediados del siglo XIX, a finales de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), era de 1291 hectáreas. En 1980 se midieron 641 hectáreas, lo que representa una pérdida del 50 %. Pero en 2012 solo quedaban 160 hectáreas, repartidas entre diez pequeños glaciares, lo que supone en este lapso temporal de treinta y dos años una regresión aún más acentuada, del 75 %. En conjunto, las pérdidas de superficie entre mediados del siglo XIX y 2012 son del orden del 87,5 % (Lampre-Vitaller, 2016). Para los glaciares de la vertiente francesa de la cordillera, los datos globales son similares, aunque hay diferencias notables entre los macizos (René, 2013, 2014, 2016). Para 2016, Rico y cols. (2017) calculan una superficie glaciario conjunta en ambas vertientes de 242 hectáreas, repartidas entre diecinueve aparatos glaciares.

En los últimos años, las mermas mantienen esa tendencia fuertemente regresiva, superando el 20 % de disminución de superficie glaciar entre 2011 y 2020 (Vidaller y cols., 2021).

Esta evolución puede relacionarse con la habida en los Alpes franceses, a una latitud más septentrional y con altitudes superiores a los 4000 metros, que desde finales de la Pequeña Edad del Hielo han perdido sobre el 40 % (Francou y Vincent, 2007). La pérdida global desde 1980 hasta la actualidad supera el 25 %, aunque hay variaciones notables entre diferentes sectores. En el macizo del Mont Blanc, con glaciares de mayores dimensiones y a mayor altura, la disminución es del orden del 11 % de la superficie, aunque el espesor de la zona final de la Mer de Glace, cerca de Chamonix, ha disminuido en forma espectacular, algo que también ha ocurrido en otros glaciares cercanos, como Argentière o La Tour. De hecho, para los dos primeros, Vincent y cols. (2019) calculan pérdidas medias para toda su superficie de espesor de hielo de 38 y 50 metros, respectivamente, desde los inicios del siglo xx, que representan el 25 % y el 32 % de sus espesores medios. Estas pérdidas son mayores en las lenguas finales. En la misma cordillera, los glaciares de la Vanoise (más bajos y pequeños) perdieron, también desde 1980, el 39 % de su superficie (Gardent, 2014; Schoeneich,



Fig. 1. Localización del glaciar del Infierno. (Fuente: Iberpix, IGN. Elaboración propia)

2016). En cuanto a los glaciares italianos, desde 1960 han perdido en conjunto sobre el 30 % de su superficie, aunque con notables variaciones entre los distintos sectores (Smiraglia y Diolauti, 2016; Diolauti y cols., 2019). Los porcentajes de pérdida en los Alpes, del 25-40 %, aun siendo muy elevados, resultan claramente inferiores a los que hemos señalado para los Pirineos durante similar periodo.

Por otra parte, fuera del ámbito europeo la situación es tremendamente variable, dependiendo de numerosos factores, pero pueden traerse a colación casos especialmente dramáticos, como los glaciares andinos de Ecuador. Según Cáceres (2017), glaciares en montañas que rondan o superan los 6000 metros de altitud, como Cotopaxi o Chimborazo, han perdido entre los años sesenta y setenta del siglo XX y, en la primera década del XXI, porcentajes superiores al 50 % y que llegan a alcanzar el 70 %.

EL GLACIAR DEL INFIERNO

Encuadre natural

El sector occidental de los glaciares pirenaicos españoles se encuentra en el valle superior del río Gállego, entre el balneario de Panticosa y Sallent de Gállego, muy cerca de la estación de esquí Aramón – Formigal, al norte de la provincia de Huesca. Se trata de un conjunto montañoso con picos de más de 3000 metros de altitud (Balaitus, 3151 metros; Infierno, 3082 metros; Argualas, 3046 metros; Gran Facha, 3005 metros), en el que se localiza el glaciar del Infierno, el más occidental de los glaciares blancos en la vertiente española de los Pirineos (no así en el conjunto de ambas vertientes, pues en la norte o francesa se halla el glaciar de las Néous, bajo la cima del Balaitus, situado algo más al oeste que el del Infierno). El macizo de los picos del Infierno está constituido por materiales metamórficos, principalmente calizas, cuarcitas y mármoles del Devónico, que recubren el batolito granítico Cauterets – Panticosa. Se ubica en la cabecera de la cuenca hidrográfica del río Caldarés, afluente por la izquierda del Gállego (fig. 1).

El glaciar del Infierno se encuentra instalado en un profundo circo de la vertiente norte-noreste, entre los picos Central (3082 metros) y Occidental (3075 metros) del Infierno, y parcialmente flanqueado por dos aristas, de



Fig. 2. Picos de los Infiernos. Glaciar del Infierno (posición central) y antiguos glaciares oriental (izquierda) y occidental (derecha), simples heleros-neveros en la actualidad (20 de septiembre de 2018).

dirección general sur-norte que lo separan de otros dos circos glaciares (fig. 2). Está alimentado por las precipitaciones de nieve, el transporte nival por los vientos —predominantemente de componente oeste— y las avalanchas de circo. En ese sector de la cabecera del Gállego hay también dos heleros, en el fondo del circo nororiental de Infierno y en Punta Zarre, que no superan la hectárea de superficie, y un gran glaciar rocoso de 14 hectáreas bajo el pico de Argualas. El glaciar del Infierno ha sido objeto de estudios específicos (Serrano, 1984 y 1991; Cuchí y cols., 2017; Cancer-Pomar y cols., 2020 y 2023).

Este glaciar es una pequeña masa de hielo que ha tenido un retroceso importante desde la Pequeña Edad del Hielo y durante las últimas décadas, algo común a los todos los glaciares pirenaicos. De 40 hectáreas en la PEH a 14 hectáreas en 1980 (Lampre-Vitaller, 2016). Desde esta fecha, la regresión ha continuado de manera acelerada, llegando a una cifra a finales del verano de 2022 de solo 5,52 hectáreas, comprendidas entre las cotas 2929

metros y 2698 metros, con un valor medio de pendiente longitudinal cercano al 50 %, siendo esta mayor en la cabecera que en la parte baja. La longitud de la masa de hielo es de 477 metros, con una anchura máxima de 231 metros. Estas medidas se han establecido mediante imágenes captadas desde dron, en las que se aprecia —al igual que en recorrido a pie sobre el propio glaciar— un perfil que año a año se va haciendo más cóncavo, lo que denota pérdidas importantes de potencia del cuerpo de hielo. Los perfiles de la pendiente transversal del glaciar, realizados a partir de las imágenes de dron, así lo certifican. La cota inferior señalada es la más baja de todos los glaciares pirenaicos españoles. En la actualidad, y a pesar de su pequeña superficie y apariencia cóncava y biselada, aún cuenta con rimayas y algunas grietas. La superficie medida en 2022 era inferior a la que el glaciar tenía en los años inmediatamente anteriores (7,06 hectáreas a finales del verano de 2020). El año 2022 fue catastrófico para los glaciares pirenaicos, con muy elevadas temperaturas en meses clave para su evolución, de manera destacada entre mayo y agosto (AEMET, 2022a, y b), que resultaron extremadamente cálidos, lo que provocó la temprana fusión de la cubierta nival y una fuerte ablación del hielo glaciar. Las altas temperaturas, con valores muy superiores a las medias de referencia, se han prolongado durante octubre. Esta situación se ha dado de manera similar en otras cordilleras europeas, como en los Alpes.

En la zona inferior de la cubeta ocupada por el glaciar existe una angosta e inclinada canal, que llega a estrecharse hasta unos exiguos 2-3 metros, por la que descienden aludes y, en verano, el torrente de fusión glaciar (fig. 3). Normalmente, a lo largo de nuestro periodo de observaciones, la lengua terminal del glaciar se encajaba en la parte alta de dicha canal, pero en la campaña de control de 2022, el hielo del glaciar queda contenido en la cubeta, por encima del estrechamiento donde se inicia la canal. Aguas abajo de la misma existen dos grandes depósitos morrénicos. Uno, con cantos blancos de calizas y mármoles, está organizado en cordones más o menos paralelos y alcanza el mismo fondo del valle que conecta el ibón Azul superior con el de Tebarray. El otro ocupa el margen izquierdo u oeste del valle glaciar y es de material oscuro, cuarcítico.

El clima general de este sector pirenaico es el resultado de una combinación de condiciones atlánticas y mediterráneas, alteradas por la altitud y



Fig. 3. Sector medio-inferior del glaciar del Infierno, canal en la que se encaja la lengua terminal y de la que surge el torrente de fusión (31 de agosto de 2020).

modificadas localmente por la orientación. Así, los frentes húmedos atlánticos son interceptados frecuentemente por las altas cumbres del Pirineo central, aunque las precipitaciones son inferiores a las registradas en la cornisa cantábrica y en el Pirineo más occidental. Por otra parte, el anticiclón de las Azores bloquea a menudo las masas atlánticas húmedas. En verano, las altas temperaturas propias de la mayor parte de la península ibérica se dejan sentir hasta la vertiente sur de los Pirineos centrales. No hay datos meteorológicos para la cota del glaciar en esta zona, pero como aproximación puede señalarse que en la cercana estación meteorológica del balneario de Panticosa (1636 metros de altitud), la temperatura media y el total anual de precipitaciones son, respectivamente, de 6,1 °C y de 1694 milímetros (datos de la AEMET). Estableciendo las correlaciones de altitud-temperatura analizadas para otros lugares del Alto Pirineo (Lampre-Vitaller, 2001; Cancer-Pomar y cols., 2006; Del Valle-Melendo y Cancer-Pomar, 2012), podemos estimar una temperatura media aproximada de 0 °C y una precipitación de más de 2300 milímetros en la zona central del glaciar del Infierno, a la cota 2850 metros (según la correlación logarítmica calculada por Del Valle-Melendo, 1997). Alrededor del 65 % de esta precipitación

caería en forma de nieve, lo que permite calcular un aporte de nieve anual al glaciar de 1516 milímetros de agua equivalente.

Procesos evolutivos

Además de la fuerte pérdida de superficie que el glaciar ha experimentado en las últimas décadas, en los últimos años se observa un recubrimiento progresivo de rocas, que afecta parcialmente a la superficie del hielo, sobre todo en su tercio oriental y en la parte media-inferior, así como en otros sectores bastante dispersos. El porcentaje de recubrimiento medio, variable cada año, puede estimarse en torno a 1/4-1/3 de la superficie del glaciar, y va claramente al alza a lo largo de nuestro periodo de veinticinco años de observaciones, fenómeno que puede estar relacionado con las caídas de rocas sobre la superficie glaciar y que puede tener relación con el



Fig. 4. Detalle del sector superior del glaciar del Infierno, con progresivo recubrimiento de clastos (5 de septiembre de 2021).



Fig. 5. Pequeña mesa glaciar en el tramo inferior del glaciar del Infierno (8 de septiembre de 2012).

progresivo deshielo del permafrost a estas cotas y con una creciente dinámica periglacial (fig. 4). Cabe destacar en ese sentido la gran caída de rocas detectada en 2015. En general se admite que las cubiertas de derrubios superiores a algunos centímetros aíslan el hielo y reducen la fusión (Østrem, 1959; Mattson, 1993; Nicholson y Benn, 2013; Evatt y cols., 2015; Herreid, 2021). A pesar de ello, estos glaciares adelgazan, ven modificada su velocidad y hay una compresión del hielo por el propio peso de los derrubios (Anderson y cols., 2021). También se ha podido observar en algunos años la aparición de modestas mesas glaciares, con alrededor de 1 metro de alto, fenómeno, hasta ahora, inhabitual en los glaciares pirenaicos y que tienen su origen en la caída de grandes bloques de mármol sobre el glaciar, de tamaño métrico. En los años siguientes, se generan pináculos de hielo bajo algunos de esos bloques, que ayudan a determinar el rango de ablación del espesor del hielo (fig. 5).

Todo ello parece predecir una evolución del glaciar del Infierno —o de parte de él— hacia glaciar negro, tal como se señaló en Cuchí y cols. (2017) y podemos corroborar un quinquenio más tarde. En cualquier caso, esta evolución no está siendo uniforme, pues a pesar de la tendencia general aquí indicada, hay años en los que el glaciar blanco recupera parte de sus dominios. Así ocurrió, por ejemplo, en 2018 y 2020.

Morfología del glaciar

Los principales rasgos morfológicos del glaciar fueron publicados por Cuchí y cols. (2017). De forma resumida, la superficie del glaciar se puede dividir en cuatro subunidades, desde la parte alta hasta la inferior. Esta división afecta al estado del glaciar cuando alcanza los mínimos anuales, normalmente en los últimos días de agosto-primeros de septiembre, en las fechas habituales de transición verano-otoño en estas altas cotas pirenaicas. Las cuatro subunidades son las siguientes:

1. Al pie del farallón del circo, en zona de sombreado permanente, hay una banda de nieve que se puede asimilar al área de acumulación y que marca la línea de equilibrio glaciar. La sombra proyectada desde las inmediatas crestas actúa como protección contra la radiación solar y juega un papel importante en la conservación de la masa de hielo. En la parte inferior de esta banda se observan grietas, derivadas del movimiento del glaciar.
- 2 y 3. En la zona central hay dos sectores, uno con hielo desnudo y otro cubierto de cantos (transición a glaciar negro). En conjunto, ambos se pueden considerar ámbito de ablación. Su respuesta a la fusión es diferente, con abundancia de *bedières* en el hielo desnudo y ausencia o escasez de estos (según los años) en la parte cubierta.
4. En el sector inferior domina la superficie cubierta de neviza, que protege al frente glaciar, pero que complica la determinación del punto exacto donde acaba la masa de hielo glaciar. Es muy probable que esta acumulación esté asociada a avalanchas. En años con desaparición casi total de la neviza y el afloramiento

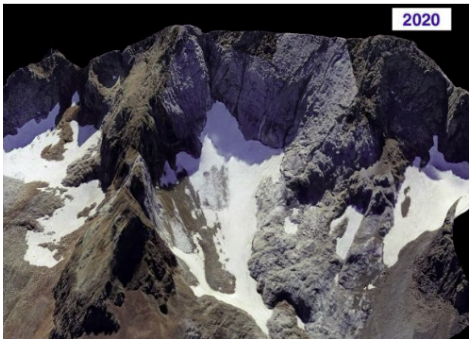


Fig. 6. Glaciar del Infierno
(31 de agosto de 2020).

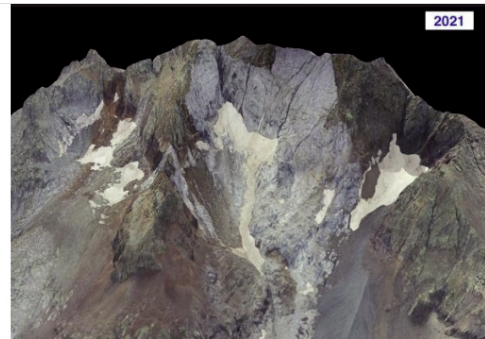


Fig. 7. Glaciar del Infierno
(5 de septiembre de 2021).

directo del hielo glaciar, como en 2022, se ha podido observar que este llega hasta el borde inferior de la cubeta que acoge al glaciar, inmediatamente aguas arriba de la canal encajada sobre la que habitualmente se extiende una estrecha lengua de neviza.

La división en las subunidades acabadas de presentar es la más habitual en los últimos años de observaciones, con estos porcentajes aproximados de superficies respectivas: área de acumulación, 20 %; hielo aflorante, 30-40 %; cobertura de clastos, 30-40 %; neviza inferior, 10 %. Sin embargo, la importante variabilidad interanual en el estado del glaciar, provoca frecuentes cambios entre unos años y otros en cuanto a esta estructuración “tipo”, muy influida por el cambiante volumen de cubierta nival protectora existente en esos últimos días de agosto o de inicios de septiembre. Sobre ello se aporta más información más adelante. Buena muestra de lo dicho puede apreciarse en las figuras 6 y 7, con tan solo un año de diferencia (2020-2021) y una acusada variación en esa cubierta nival, lo cual repercute directamente en la superficie de las subunidades indicadas.

El glaciar del Infierno, espacio protegido

En la década de 1980 se empezó a reclamar desde diferentes sectores de la población la protección de los glaciares del Pirineo aragonés ante proyectos de estaciones de esquí y aprovechamientos hidroeléctricos que los

amenazaban. En 1982 solo estaba protegido el glaciar de Monte Perdido, incluido en los límites del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. El objetivo se consiguió, tras avatares varios, en 1990: la Ley 2/1990, de 21 de marzo, de las Cortes de Aragón, declaró los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos, en razón de su elevado interés científico, cultural y paisajístico y con el objeto de proteger la integridad de la gea, fauna, vegetación, agua y atmósfera vinculados a los mismos (Lampre-Vitaller, 2003).

En el artículo 2 de dicha ley se establece que, con el fin de evitar cualquier acción que pueda comportar la destrucción, el deterioro, la transformación o la desfiguración de las características de los glaciares pirenaicos y de los procesos naturales de su evolución, se establecerían reglamentariamente zonas periféricas de protección destinadas a evitar impactos ecológicos o paisajísticos procedentes del exterior. El artículo 3 determina que en las áreas protegidas de los glaciares y en las correspondientes zonas periféricas de protección queda prohibida toda actividad que de forma continua o esporádica produzca o tienda a producir cambios geológicos o que pueda alterar la dinámica del ecosistema de forma irreversible.

Más adelante, se aprobó un primer Plan de Protección de los Glaciares Pirenaicos (Decreto 271/2002, del Gobierno de Aragón, modificado posteriormente por el Decreto 216/2007). Finalizado el plazo de vigencia de este plan, se procedió a su revisión, adaptándolo al procedimiento de aprobación de los Planes Rectores de Uso y Gestión (PRUG). En consecuencia, a través del Decreto 104/2020, de 28 de octubre, publicado en el *Boletín Oficial de Aragón* de 10 de noviembre de 2020, se aprueba el Plan Rector de Uso y Gestión de los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos, que tiene un periodo de vigencia de diez años. De acuerdo con el mismo, el macizo del Infierno presenta las siguientes superficies protegidas:

- 111 hectáreas de Monumento Natural (MN), dentro de las cuales se encuentran el glaciar de Infierno, el helero oriental del Infierno, el helero occidental, el helero de Punta Zarre y el glaciar rocoso de Argualas.
- 1205 hectáreas de Zona Periférica de Protección (ZPP).
- La superficie total (MN + ZPP) es de 1316 hectáreas.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para estudiar la evolución del glaciar del Infierno y de su cobertura nival a lo largo del periodo 1998-2022, hemos utilizado como documentación básica de referencia datos meteorológicos y nivológicos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET, 2022a, b y c) y datos hidrológicos y nivológicos de la Confederación Hidrográfica del Ebro —Sistema Automático de Información Hidrológica— (CHE-SAIH, 2022). A falta de una estación meteorológica en la zona del glaciar o en su entorno inmediato, se ha debido acudir a varios *proxies*: anomalías térmicas y pluviométricas, volúmenes de nieve acumulada y persistencia de la cobertura nival en la alta cuenca del Gállego; evolución de espesores del manto nival en tres refugios de montaña próximos.

La evolución de la temperatura y de la pluviometría (mediante las desviaciones respecto a los valores normales de referencia), para la alta cuenca del Gállego, puede apreciarse en las figuras 8 y 9. Los datos proceden de los resúmenes mensuales climatológicos de la AEMET (2022a y b). A lo largo de esta etapa, el conjunto glaciar-cobertura nival del glaciar del Infierno presenta avances y retrocesos que tienen su lógica correspondencia con las condiciones meteorológicas de cada año. La acumulación de nieve sobre el glaciar está directamente ligada a la evolución de la temperatura, a lo largo de todo el año, y de la pluviometría-precipitaciones nivosas, siendo para esta variable los meses finales del otoño, el invierno y la primavera claves para entender los resultados. Como datos de referencia se han utilizado los volúmenes de nieve acumulada (expresados en hm^3 de agua equivalente) y su evolución por años hidrológicos (1 de octubre hasta el 30 de septiembre), en la cuenca del Alto Gállego, hasta el embalse de Búbal (véase la fig. 10).

Otro aspecto muy importante a tener en cuenta para el análisis del comportamiento de los glaciares es la persistencia de la cobertura nival. Las figuras 11 y 12 y la tabla I muestran la duración del periodo anual con más de 1 hm^3 de nieve (hm^3 equivalentes de agua) en la alta cuenca señalada, por años hidrológicos. Los datos proceden de la red de telenivómetros del SAIH de la CHE (CHE-SAIH, 2022). Esta duración temporal puede cotejarse con los volúmenes de nieve acumulada, también para los años hidrológicos. El resultado aparece en la figura 13. Una variable

nivológica complementaria a las referidas es la evolución del espesor del manto nival. Tomando como base los años hidrológicos, se presentan datos de tres refugios de montaña situados en las cabeceras de la alta cuenca del Gállego, con altitudes comprendidas entre los 1636 y los 2220 metros. Son datos recopilados por la AEMET (2022c) y los resultados se muestran en las figuras 14 a 18.

Un apartado clave de nuestro artículo son las observaciones y las mediciones glaciológicas llevadas a cabo *in situ*, sobre el propio glaciar del Infierno. Para ello, el glaciar ha sido visitado con frecuencia anual entre los años 1998 y 2022. En el año de partida, 1998, se instalaron dos estaciones de control topográfico, utilizando para ello posiciones fijas de medida instaladas sobre rocas estables enmarcantes de la masa de hielo. Ambas permiten llevar a cabo una estimación de las fluctuaciones del glaciar (conjunto hielo más cobertura nival, caso de haberla). En el periodo indicado, las medidas han sido efectuadas sistemáticamente en las semanas de transición climática del verano al otoño (conviene recordar aquí que el equinoccio de otoño no coincide con el inicio del otoño climático — meses de septiembre, octubre y noviembre—, adelantándose este sobre tres semanas respecto a la fecha equinoccial o astronómica). En estas semanas de transición, y para nuestras latitudes, suelen cambiar las condiciones meteorológicas en la alta montaña; es habitual que aparezcan, aunque sea de manera débil, las nevadas. Las mediciones de superficies y de balances glaciares se deben realizar cuando las masas de hielo alcanzan el mínimo anual, en esas fechas en las que el glaciar ha perdido por fusión la mayor parte de su cobertura nival protectora e importantes volúmenes de hielo glaciar, e inmediatamente antes de que el otoño entrante traiga de nuevo precipitaciones de nieve en estas altas cotas, que vuelven a cubrir la superficie glaciar. En nuestro caso, la mayor parte de las mediciones se han efectuado en la primera decena de los respectivos septiembrés, aunque unos pocos años se han retrasado hacia mitad de mes y otros se han adelantado a los días 30 o 31 de agosto. Una muestra significativa de las acusadas variaciones interanuales del estado del glaciar, en estas fechas de medición, puede apreciarse en las figuras 19 a 23. A lo largo de este periodo de un cuarto de siglo de mediciones, ha habido tres años (2001, 2004, 2005) en los que no se pudo subir a medir el glaciar en las fechas previstas para ello, bien porque

las primeras nevadas ya se habían producido, bien por problemas de logística del equipo de trabajo.

Desde las dos estaciones indicadas se mide la distancia existente hasta la superficie glaciaria. La primera de ellas está situada en la parte final de la lengua glaciaria (“frente glaciario”, entendiendo por tal el frente de hielo o neviza / nieve —según los años— terminal del ámbito glaciario). Este se refiere a la masa glaciaria continua existente, desde la zona alta del glaciario y hasta el referido frente. Sus medidas indican las variaciones longitudinales de la misma. La lengua del glaciario del Infierno termina en 2022 inmediatamente por encima de la pequeña canal muy encajonada aludida en el apartado “Encuadre natural”, la cual tiene forma de embudo en su parte superior y no más de 10 metros de anchura, que más abajo rápidamente se estrecha, hasta unos escasos 2-3 metros. En años anteriores, normalmente la lengua se prolongaba unos pocos metros hacia abajo, acoplándose a la forma de la canal (fig. 3). Por su parte, la segunda estación se halla situada en la margen derecha-este del glaciario (“lateral glaciario”), a la altura de su tercio inferior, y las medidas tomadas desde aquí sirven para apreciar las variaciones de espesor (o potencia) glaciario. Los resultados de estas mediciones y las variaciones anuales aparecen en la tabla II y en las figuras 24 y 25.

En el glaciario del Infierno, este equipo colocó en el año 2012 varias pértigas de control de espesores de nieve y hielo y para intentar determinar balances de masas. En los dos años posteriores (2013 y 2014), que fueron los mejores de toda nuestra serie en lo referente a presencia de nieve / neviza sobre el glaciario en la estación estival, la nieve cubría esas pértigas. En 2015, año pésimo con notable descenso de la masa de hielo, todas ellas habían desaparecido. La hipótesis que consideramos más probable en su momento es que fueran barridas por las caídas de piedras, frecuentes en este glaciario, sobre todo tras la fusión de la cobertura nival protectora en la mayor parte de su superficie. En 2022, con una importante pérdida de espesor del glaciario, algunas de ellas aparecieron caídas sobre el cuerpo de hielo.

En la primera etapa de nuestro trabajo sobre el glaciario, entre los años 1998 y 2000, se realizaron mediciones hidrológicas de volúmenes de caudales y de algunos parámetros químicos en el torrente de fusión glaciario,

dentro de la estrecha canal aludida líneas arriba. Los resultados obtenidos permitieron determinar las pérdidas equivalentes de espesor de hielo en las fechas de esas mediciones. Un intento de instalar un vertedero triangular para aforo permanente y continuo fracasó ante la dificultad de encontrar una base impermeable; además, muy probablemente hubiera sido arrasado por los deslizamientos de masa ya señalados. Lo mismo desaconsejó una instalación acústica dentro del proyecto *Calling the glacier*, con motivo de la Exposición Internacional de Zaragoza en 2008 (cuyo lema fue “Agua y desarrollo sostenible”). Por último, en los últimos años (2020 a 2022), se hicieron levantamientos fotográficos mediante drones.

Las observaciones morfológicas *in situ* y las mediciones del glaciar se han limitado a la zona central e inferior del mismo, por razones de seguridad, fundamentalmente por riesgo cierto de caídas de rocas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis climático

Las figuras 8 y 9 muestran la irregularidad térmica y pluviométrica, inter- e intraanual, característica del clima con fuertes influencias mediterráneas que afecta a la vertiente española o sur del Pirineo central, sobre todo a partir del Alto Gállego y que va en aumento hacia el este (mientras que la parte de la cordillera situada hacia el oeste presenta caracteres más atlánticos). Ambas reflejan las desviaciones mensuales respecto a los valores medios de referencia, según datos de la AEMET (2022a y b). El periodo analizado comprende desde septiembre de 2007 hasta septiembre de 2022. La figura 8 resulta muy expresiva: abundancia de meses con desviaciones térmicas que alcanzan los +3 °C, con mucha menor representación del valor -3 °C, y siendo muy frecuentes las de +2 °C / -2 °C. Destaca, en este sentido, mayo de 2022, con desviación de +4 °C. Se puede apreciar igualmente una línea de tendencia positiva en cuanto a la magnitud de estas irregularidades, aunque toda la serie temporal analizada se caracteriza por su frecuencia. Asimismo, los datos termométricos muestran una tendencia al alza, que evidentemente no favorece la supervivencia del glaciar del Infierno, al aumentar la energía disponible para la ablación nival y del hielo glaciar (Bonsoms y cols., 2022). La figura 9, por su parte, refleja

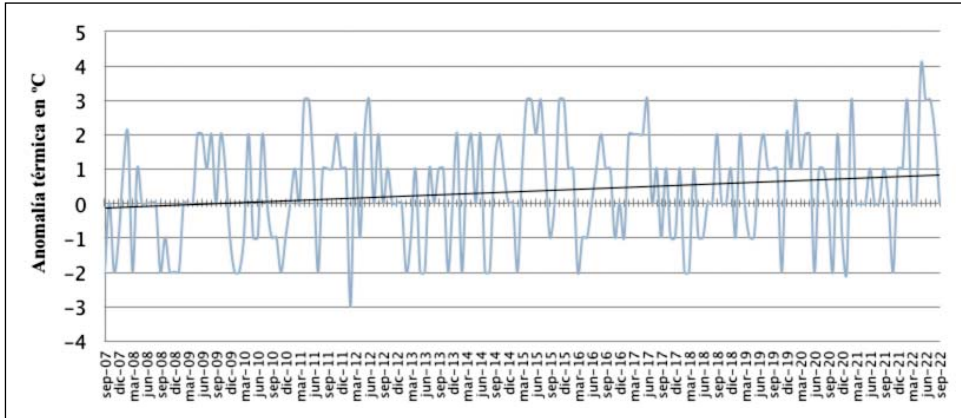


Fig. 8. Anomalías térmicas en la alta cuenca del Gállego (septiembre de 2007 – septiembre de 2022) y línea de tendencia. Hasta diciembre de 2014 el periodo de referencia es 1971-2000; a partir de 2015 es 1981-2010 (según determina la AEMET para estas comparativas). (Fuente de los datos: AEMET, 2022a y b. Elaboración propia)

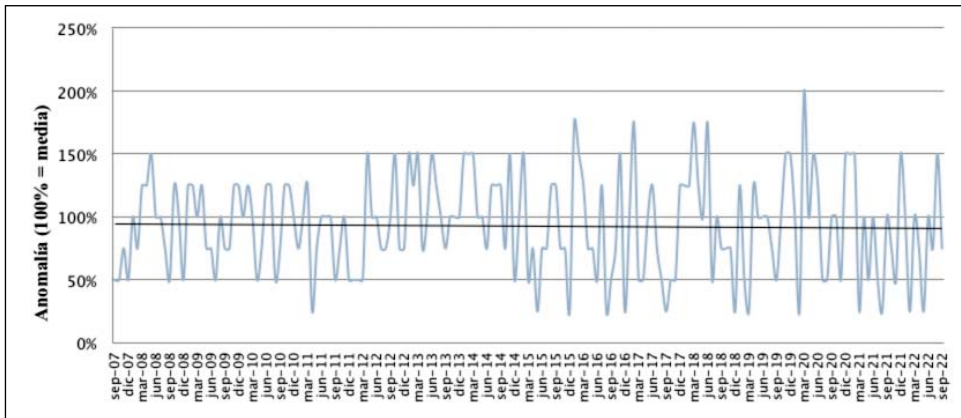


Fig. 9. Anomalías en las precipitaciones en la alta cuenca del Gállego (septiembre de 2007 – septiembre de 2022) y línea de tendencia. Hasta diciembre de 2014 el periodo de referencia es 1971-2000; a partir de 2015 es 1981-2010 (según determina la AEMET para estas comparativas). (Fuente de los datos: AEMET, 2022a y b. Elaboración propia)

desviaciones pluviométricas mensuales muy acusadas, que van desde el 25 % hasta el 200 % (sobre un valor medio de 100 %), siendo muy habituales los valores del 50 % al 150 %. A partir de 2015, la magnitud de las desviaciones se acrecienta, hasta el punto de que todos los meses que superan el 150 % y la mayoría de los que se quedan en el 25 % se registran entre

2015 y 2022. La línea de tendencia general se mantiene, no obstante, bastante estable, ya que los valores positivos se compensan con los negativos.

Análisis nivológico

A partir de series de datos facilitadas por la Confederación Hidrográfica del Ebro-Sistema Automático de Información Hidrológica (CHE-SAIH, 2022) y por la AEMET (2022c) se han podido elaborar las gráficas incluidas en este apartado, alusivas a acumulaciones de nieve (volúmenes de agua equivalente) en la alta cuenca del Gállego, hasta el embalse de Búbal, y a espesores de la columna de nieve en varios refugios de montaña, situados en diferentes enclaves de las cabeceras de esta cuenca.

Los volúmenes y los espesores de nieve mostrados en estas gráficas indican variaciones de gran magnitud, que son el resultado de diferentes variables meteorológicas interrelacionadas: fechas y volúmenes de las precipitaciones nivosas —y líquidas, la lluvia es un factor que acelera la fusión nival—, temperaturas, sus respectivos comportamientos a lo largo del año, fechas en las que se dan determinados eventos meteorológicos, como pueden ser olas de calor o de frío, episodios de precipitaciones intensas o de sequías prolongadas... En definitiva, estas gráficas son indicativas de la notable irregularidad climática interanual en las montañas de la vertiente sur del Pirineo central.

La figura 10 expresa la acumulación nival en la alta cuenta del Gállego por años hidrológicos (1 de octubre a 30 de septiembre), entre 2002-2003 y 2021-2022. La gráfica resultante permite discriminar *grosso modo* cuatro periodos: a) 2002-2003 hasta 2007-2008; b) 2008-2009 hasta 2016-2017; c) 2017-2018 hasta 2019-2020; d) 2020-2021 y 2021-2022. A lo largo del primero, los volúmenes de nieve en esta cuenca no han sobrepasado los 85 hm³. Mientras que en el segundo se supera este valor en todos los años (con la excepción de 2011-2012), rozándose o superando los 140 hm³ en 2009-2010 y 2013-2014 y quedando cinco años con valores en el entorno de 120 hm³. El tercer periodo arroja los mejores datos de acumulación, con un año que supera los 184 hm³ (récord de nuestra serie, 2017-2018) y otro que roza los 170 hm³. Por último, en el cuarto periodo se obtienen valores superiores a 120 hm³.

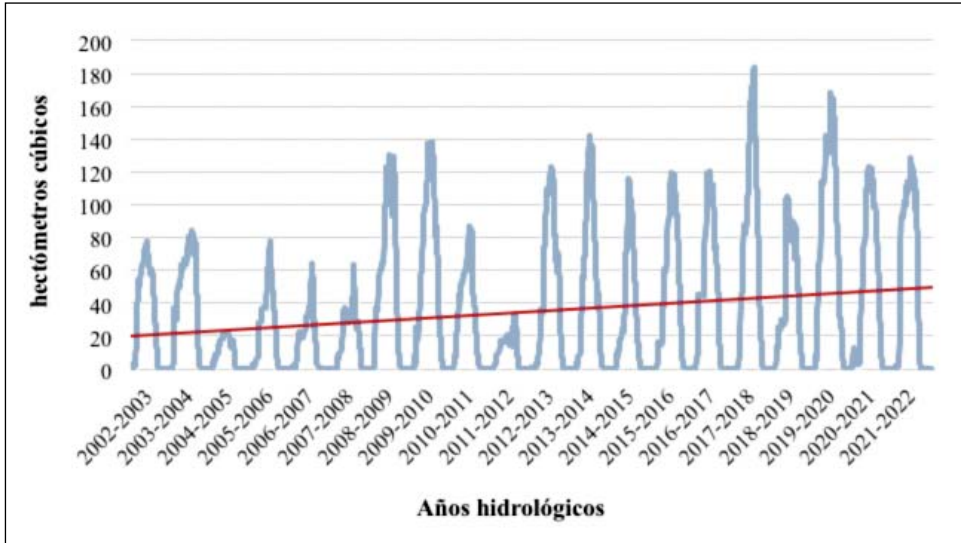


Fig. 10. Evolución de la nieve acumulada en la alta cuenca del Gállego (hasta el embalse de Búbal) por años hidrológicos. Periodo 2002-2003 hasta 2021-2022 y línea de tendencia. Datos base: volúmenes de nieve diarios, expresados en hm^3 (volumen de agua equivalente). (Fuente de los datos: CHE-SAIH, 2022. Elaboración propia)

Se pueden señalar dos años hidrológicos catastróficos, que afectan a los dos primeros periodos: 2004-2005, con acumulación máxima ligeramente inferior a 25 hm^3 , y 2011-2012, donde el valor alcanza los 35 hm^3 .

En la figura 10 se incluye la línea de tendencia, según la cual se observa aumento de acumulación nival en la cuenta del Alto Gállego, dentro del periodo temporal analizado, con una segunda mitad (2012-2013 hasta 2021-2022) que arroja valores claramente más altos que la primera (2002-2003 hasta 2011-2012).

Por otro lado, la figura 11 indica la duración expresada en número de días del periodo anual con acumulación nival superior a 1 hm^3 en esta cuenca. Se halla comprendida entre 205 y 281 días. Aun con variabilidad interanual importante, la línea de tendencia permite apreciar evolución positiva. De hecho, los mejores datos de nuestra serie temporal se ubican en los años centrales (2009-2010 y 2012-2013) y, sobre todo, hacia el tramo final (2019-2020 y 2020-2021), que con 267 y 281 días representan, respectivamente, los valores récord. En el sentido contrario, los dos peores años, con

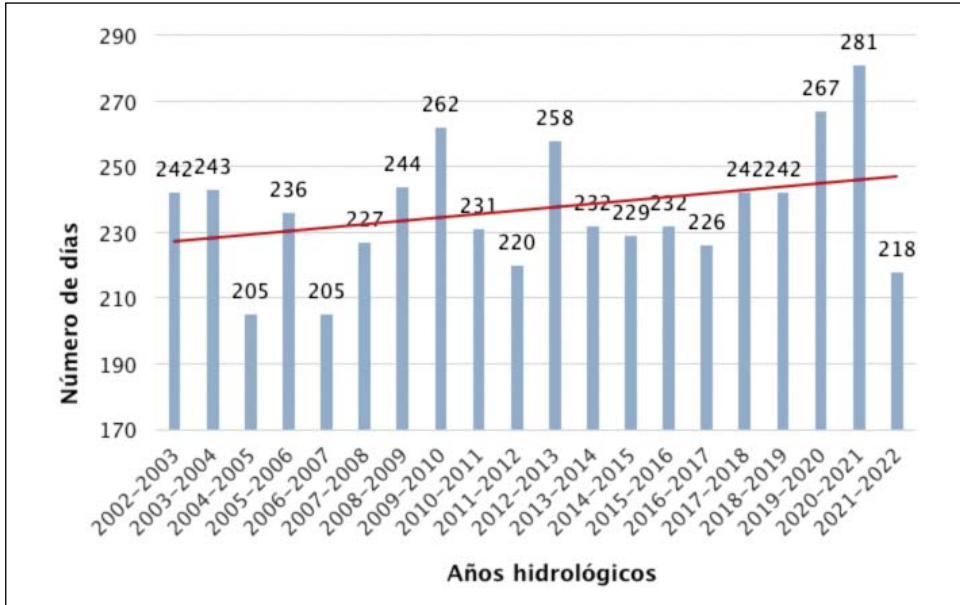


Fig. 11. Número de días con acumulación de nieve superior a 1 hm^3 (volumen de agua equivalente) en la alta cuenca del Gállego (hasta el embalse de Búbal) por años hidrológicos y línea de tendencia. Periodo 2002-2003 hasta 2021-2022. (Fuente de los datos: CHE-SAIH, 2022. Elaboración propia)

solo 205 días, pertenecen al inicio de dicha serie (2004-2005 y 2006-2007), seguidos del año de cierre de la misma, 2021-2022, con unos pobres 218 días. Estos valores tienen estrecha relación con el comportamiento y las variaciones interanuales del glaciar del Infierno, dado que un mayor volumen de acumulación nival y una mayor duración de aquella, contribuyen a proteger el hielo subyacente (y viceversa).

A la gráfica de la figura 11 se le puede aplicar un *zoom* centrado en los últimos años de la serie temporal analizada. El resultado permite apreciar el diferente comportamiento de la línea de tendencia en función de la selección de años representados. En la figura 12, la serie se recorta al periodo 2017-2018 hasta 2021-2022. Ahora, la tendencia es ligeramente negativa. Estos resultados apoyan la certidumbre de que los estudios climáticos-nivológicos-hidrológicos necesitan contar con series de datos suficientemente largas para que las tendencias detectadas resulten fiables. Por el contrario, series temporales cortas pueden inducir a errores de apreciación.

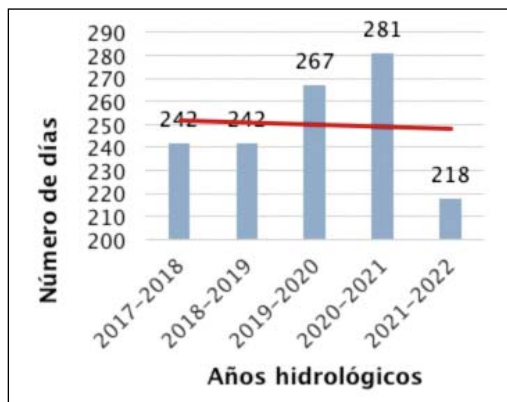


Fig. 12. Número de días con acumulación de nieve superior a 1 hm^3 (volumen de agua equivalente) en la alta cuenca del Gállego (hasta el embalse de Búbal) y línea de tendencia. Periodo 2017-2018 hasta 2021-2022. (Fuente de los datos: CHE-SAIH, 2022. Elaboración propia)

Complementariamente a las figuras 11 y 12, en la tabla I pueden apreciarse datos adicionales: además del número de días con acumulaciones ininterrumpidas de nieve superiores a 1 hm^3 (volumen de agua equivalente), las fechas del inicio y del final de ese periodo, el valor máximo alcanzado para cada año hidrológico y la fecha en la que tal valor se produce. Normalmente, entre octubre y junio se supera ese valor de referencia, pero —como en las otras variables ya analizadas más arriba— existe acusada variabilidad interanual, no siendo raros los años en los que el periodo comienza en noviembre. La fecha más temprana de inicio se da el 25 de septiembre de 2020, y la más tardía el 21 de noviembre de 2015. En cuanto a la fecha final, oscila entre mayo (una sola observación, 19 de mayo de 2005) y julio, siendo la fecha extrema el 12 de julio de 2020. Como años significativos, podemos aludir a los de menor número de días (solo 205) con acumulaciones superiores 1 hm^3 : 2004-2005 y 2006-2007. En el primer caso, la fecha final (19 de mayo) es la más temprana de todo nuestro periodo de observaciones; en el segundo, la fecha de inicio (16 de noviembre) es una de las más tardías. En el extremo contrario, 2019-2020, 2009-2010 y 2012-2013, años con elevado número de días que superan 1 hm^3 , tienen las fechas finales más tardías (12, 10 y 11 de julio, respectivamente). El caso de 2020-2021, con el récord de número de días que superan dicho valor (281) es significativo: comienza muy pronto (25 de septiembre) y acaba relativamente tarde (2 de julio).

Tabla 1. Fechas de comienzo y final de acumulaciones ininterrumpidas superiores a 1 hm³ de nieve (volumen de agua equivalente) en la alta cuenca del Gállego (hasta el embalse de Búbal), entre los años hidrológicos 2002-2003 y 2021-2022. Incluye el número de días para cada año hidrológico, el valor y la fecha de la acumulación máxima. Fuente de los datos: CHE-SAIH (2022). Elaboración propia.

| <i>Año hidrológico</i> | <i>Comienzo</i> | <i>Final</i> | <i>Total de días</i> | <i>Fecha del máximo y volumen de agua equivalente</i> |
|------------------------|------------------|--------------|----------------------|---|
| 2002-2003 | 9 de octubre | 7 de junio | 242 | 25 de febrero 78,2 hm ³ |
| 2003-2004 | 19 de octubre | 22 de junio | 243 | 2 de abril 84,7 hm ³ |
| 2004-2005 | 27 de octubre | 19 de mayo | 205 | De 5 a 12 de marzo 22,2 hm ³ |
| 2005-2006 | 15 de octubre | 7 de junio | 236 | 24 de marzo 79,2 hm ³ |
| 2006-2007 | 16 de noviembre | 8 de junio | 205 | 3 de abril 64,1 hm ³ |
| 2007-2008 | 19 de noviembre | 2 de julio | 227 | 21 de abril 64,4 hm ³ |
| 2008-2009 | 22 de octubre | 22 de junio | 244 | 7 de marzo 130,8 hm ³ |
| 2009-2010 | 21 de octubre | 10 de julio | 262 | 3 y 4 de abril 138,9 hm ³ |
| 2010-2011 | 30 de octubre | 17 de junio | 231 | 17 de marzo 86,8 hm ³ |
| 2011-2012 | 27 de octubre | 2 de junio | 220 | 30 de abril 33,4 hm ³ |
| 2012-2013 | 27 de octubre | 11 de julio | 258 | 25 de marzo 123,5 hm ³ |
| 2013-2014 | 14 de noviembre | 3 de julio | 232 | 5 de marzo 143,3 hm ³ |
| 2014-2015 | 3 de noviembre | 19 de junio | 229 | 1 de marzo 116,5 hm ³ |
| 2015-2016 | 21 de noviembre | 9 de julio | 232 | 21 de marzo 119,9 hm ³ |
| 2016-2017 | 5 de noviembre | 18 de junio | 226 | 6 de marzo 121,7 hm ³ |
| 2017-2018 | 5 de noviembre | 4 de julio | 242 | 13 de abril 184,1 hm ³ |
| 2018-2019 | 28 de octubre | 26 de junio | 242 | De 5 a 12 de febrero 105,6 hm ³ |
| 2019-2020 | 20 de octubre | 12 de julio | 267 | 9 de marzo 168,7 hm ³ |
| 2020-2021 | 25 de septiembre | 2 de julio | 281 | 27 de febrero 123,2 hm ³ |
| 2021-2022 | 2 de noviembre | 7 de junio | 218 | 13 de marzo 128,5 hm ³ |

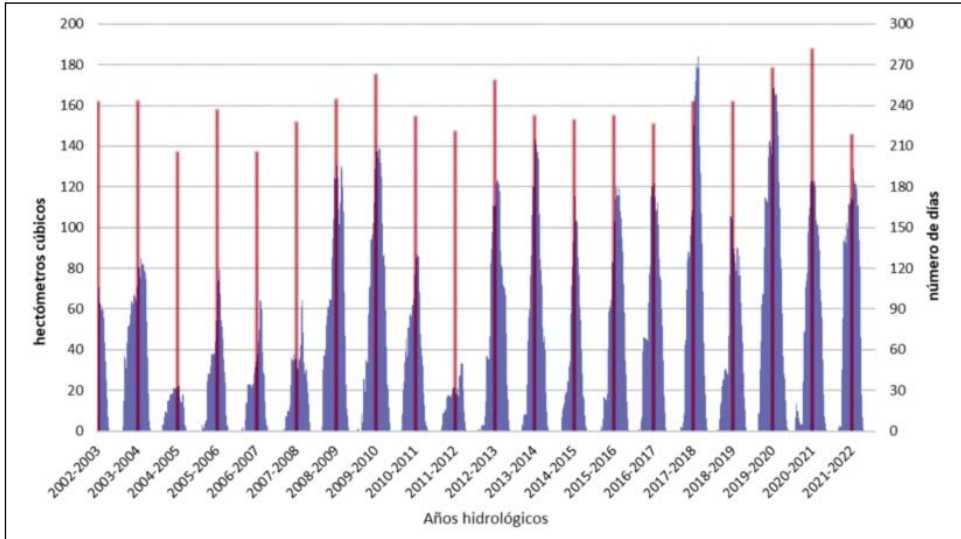


Fig. 13. Estudio comparativo entre la evolución de la nieve acumulada (datos base: volúmenes de nieve diarios, expresados en hm^3 — volumen de agua equivalente—) y el número de días con acumulación de nieve superior a 1 hm^3 , en la alta cuenca del Gállego (hasta el embalse de Búbal). Periodo 2002-2003 hasta 2021-2022. Azul: volumen de nieve; rojo: número de días.
(Fuente de los datos: CHE-SAIH, 2022. Elaboración propia)

El número de días con acumulaciones de nieve superiores a 1 hm^3 (volumen de agua equivalente) tiene, no obstante su interés, mucha mayor estabilidad interanual que la otra variable nivológica que venimos analizando: el volumen de nieve acumulada. Tal conclusión se deriva de sus respectivos análisis por años hidrológicos (figs. 10, 11 y 12). Para poder comparar visualmente ambas variables hemos elaborado otra gráfica (fig. 13) en la que se comparan días y volúmenes. Años con muy poca nieve acumulada, como 2004-2005 o 2011-2012, presentan mucha mayor variación volumétrica, respecto a los mejores años de acumulación nival, que la que se deriva de las respectivas comparativas referidas al número de días con más de 1 hm^3 .

Otra variable nivológica de gran interés glaciológico es la evolución del espesor del manto nival. Para su estudio en la alta cuenca del Gállego se han tomado datos de estaciones meteorológicas que miden de manera sistemática esta variable y que cuentan con series temporales de datos

aceptablemente largas. Las estaciones elegidas son tres, todas ellas ubicadas en refugios de alta montaña propiedad de la Federación Aragonesa de Montañismo, cuyos datos meteorológicos son gestionados por la AEMET. Las tres estaciones se hallan situadas en cuencas fluviales afluentes del Gállego en su cabecera: Casa de Piedra (balneario de Panticosa, 1636 metros de altitud, cuenca del río Caldarés), Respomuso (circo de Piedrafita, 2220 metros de altitud, alta cuenca del río Aguas Vivas) y Bachimaña (2200 metros de altitud, alta cuenca del río Caldarés).

Las figuras 14 y 15 muestran datos, respectivamente, de Casa de Piedra y Respomuso, por años hidrológicos, desde 1994-1995 y hasta 2021-2022. A pesar de la cercanía geográfica entre ambas estaciones (se hallan separadas por apenas 8 kilómetros en línea recta, aunque entre ellas se levantan cordales de más de 3000 metros de altitud), muestran ritmos anuales que no siempre resultan homogéneos, apreciándose tanto similitudes como diferencias según los años. No deben extrañar tales comportamientos: por un lado, la notable variación de cotas entre los dos refugios, de casi 600 metros; por otro, su distinta orientación, más expuesta a las advecciones húmedas atlánticas en el caso de Respomuso, son factores que ayudan a explicar sus respectivos comportamientos climáticos y los muy superiores volúmenes de nieve en Respomuso. Esto es bien conocido en el Pirineo por los montañeses y montañeros y ha sido puesto de manifiesto en trabajos como los de López-Moreno (2005), Buisán y cols. (2016), Navarro y López-Moreno (2017) o López-Moreno y cols. (2020). Estos autores certifican que los volúmenes de nieve suelen ser mayores en el Pirineo occidental, así como la acusada variabilidad interanual al respecto. En este sentido, Añel y cols. (2014) aluden a periodos con extraordinaria abundancia de nieve, como ocurrió en el año hidrológico 2012-2013, algo que tuvo reflejo directo en el glaciar del Infierno.

En cuanto a la evolución interanual de estos espesores de nieve, para el periodo señalado (1994-1995 hasta 2021-2022), la estación de la Casa de Piedra muestra línea de tendencia ligeramente positiva, mientras que la de Respomuso aparece estable. Sin embargo, si aplicamos *zoom* a las figuras 14 y 15 y centramos el análisis en los últimos años de la serie temporal, desde 2012-2013 hasta 2021-2022, la tendencia es decreciente en ambos casos: Casa de Piedra (fig. 16) y Respomuso (fig. 17).

Para este último periodo, hemos incorporado datos del refugio de Bachimaña (muy cercano a Casa de Piedra, solo 2,25 kilómetros de distancia en línea recta; 7 kilómetros a Resposuso), que cuenta con serie de datos más corta, debido a su reciente inauguración (verano de 2012), y la tendencia decreciente se certifica (fig. 18). Por ello, podemos deducir que, en los últimos diez años de la serie temporal analizada, los espesores de nieve en las cotas altimétricas a las que se sitúan nuestros refugios de referencia (entre 1636 y 2220 metros) muestran tendencia decreciente, fenómeno que relacionamos con la clara evolución al alza de las temperaturas que hemos explicitado en la figura 8 y que afecta, en cuanto a volúmenes y espesores de nieve, más a las cotas medias-bajas que a las altas.

En relación con las figuras 14 a 18, que hacen referencia a la evolución del manto nival en los refugios pirenaicos más próximos al glaciar del Infierno, es conveniente realizar una advertencia. Así como la serie de Casa de Piedra es larga (veintiocho años) y continua desde el 1 de enero de 1994

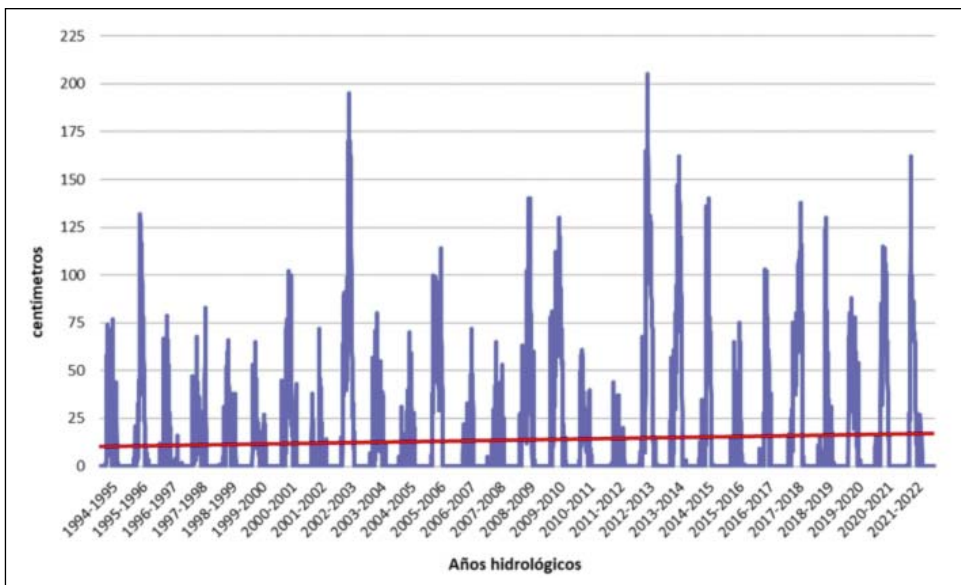


Fig. 14. Evolución del espesor del manto nival en la estación meteorológica del refugio Casa de Piedra (1636 metros de altitud, balneario de Panticosa) por años hidrológicos, desde 1994-1995 hasta 2021-2022, y línea de tendencia. Datos base: columnas diarias de acumulación nival. Refugios de montaña pirenaicos. (Fuente de los datos: AEMET, 2022c. Elaboración propia)

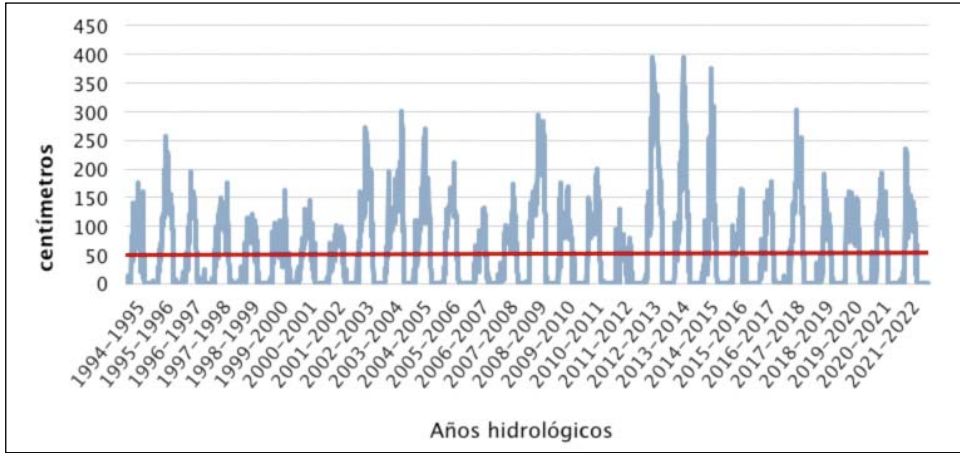


Fig. 15. Evolución del espesor del manto nival en la estación meteorológica del refugio de Respomuso (2220 metros de altitud) por años hidrológicos, desde 1994-1995 hasta 2021-2022, y línea de tendencia. Datos base: columnas diarias de acumulación nival. Refugios de montaña pirenaicos. (Fuente de los datos: AEMET, 2022c. Elaboración propia)

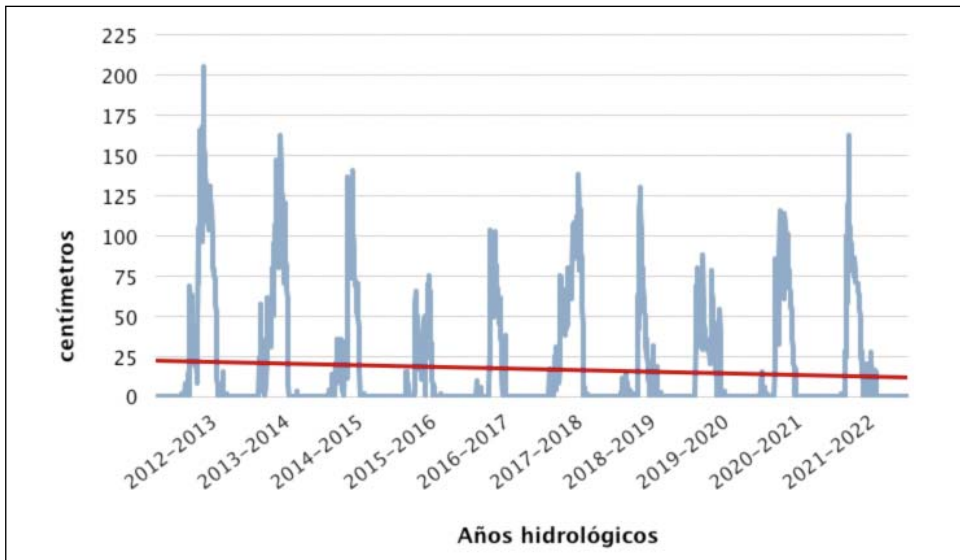


Fig. 16. Detalle de la figura 8. Evolución del espesor del manto nival en la estación meteorológica del refugio Casa de Piedra (1636 metros de altitud, balneario de Panticosa) por años hidrológicos, desde 2012-2013 hasta 2021-2022, y línea de tendencia. Datos base: columnas diarias de acumulación nival. Refugios de montaña pirenaicos. (Fuente de los datos: AEMET, 2022c. Elaboración propia)

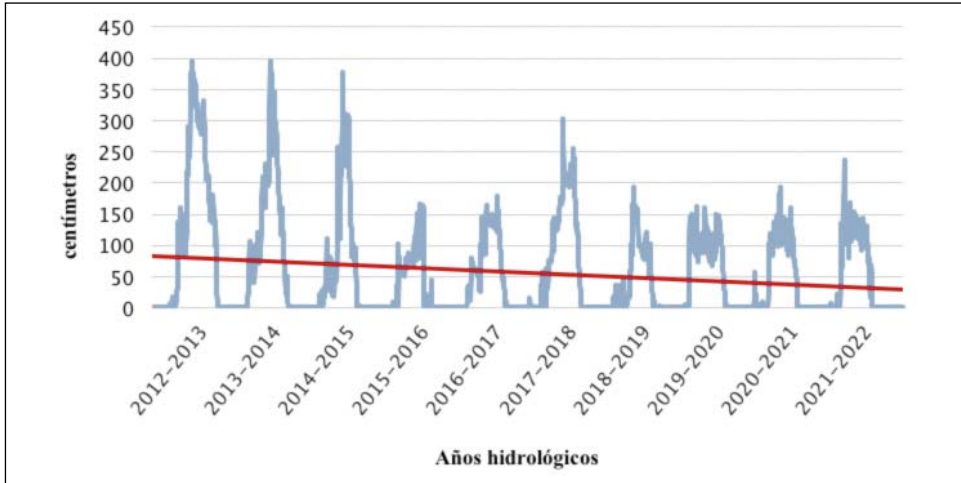


Fig. 17. Detalle de la figura 9. Evolución del espesor del manto nival en la estación meteorológica del refugio de Respomuso (2220 metros de altitud) por años hidrológicos, desde 2012-2013 hasta 2021-2022, y línea de tendencia. Datos base: columnas diarias de acumulación nival. Refugios de montaña pirenaicos. (Fuente de los datos: AEMET, 2022c. Elaboración propia)

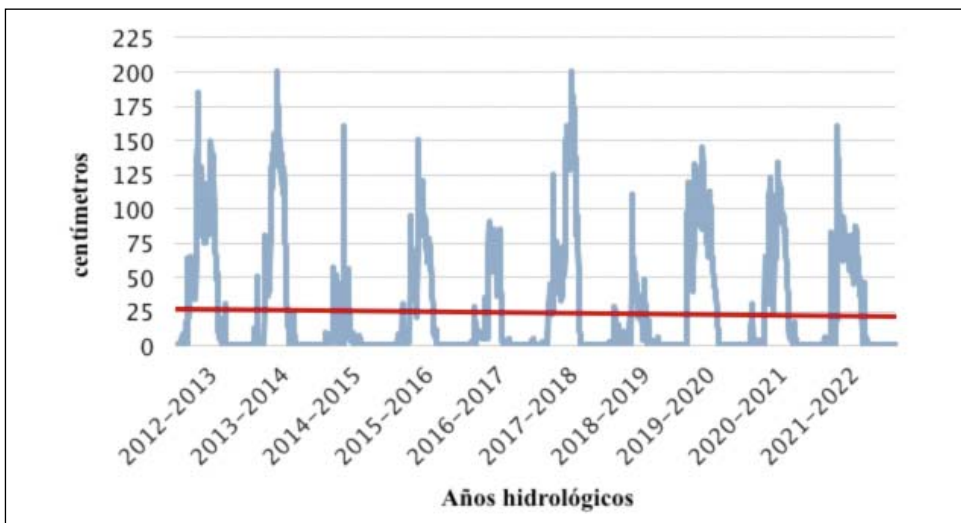


Fig. 18. Evolución del espesor del manto nival en la estación meteorológica del refugio de Bachimaña (2200 metros de altitud) por años hidrológicos, desde 2012-2013 hasta 2021-2022, y línea de tendencia. Datos base: columnas diarias de acumulación nival. Refugios de montaña pirenaicos. (Fuente de los datos: AEMET, 2022c. Elaboración propia)

(prácticamente sin lagunas), no ocurre lo mismo con los refugios de Bachimaña y Respomuso. En el primero, su serie temporal presenta algunas breves lagunas. Estas se han completado con un algoritmo matemático elaborado y aplicado por técnicos de la AEMET. El resultado es bastante fiable, ya que, aunque la serie se limita a los últimos diez años, las carencias son escasas. Sin embargo, por lo que respecta al caso de Respomuso, sus datos hay que analizarlos con mayor cautela. A pesar de que cuenta con serie temporal larga —también comienza en 1994—, sus lagunas son muy prolongadas, especialmente desde que en diciembre de 2015 se decidiera su cierre en periodo invernal por riesgo de aludes de nieve (las lagunas afectan también a otros años anteriores). La serie se ha completado, al igual que en el caso de Bachimaña, con el algoritmo señalado. Por ello, los resultados los consideramos menos fiables que en los casos anteriores, ya que debemos ser conscientes de que, especialmente en los meses de invierno —los de más aportes nivales en esta zona— los datos no están tomados directamente sobre el terreno.

Evolución del glaciar

La evolución del glaciar del Infierno puede apreciarse en la tabla II y en las figuras 24 y 25. Se indican las mediciones llevadas a cabo en las dos estaciones de control explicitadas más arriba: frente y lateral del glaciar. Estos datos evolutivos (retrocesos/avances del frente glaciar y pérdidas/ganancias de potencia en la estación lateral) han sido analizados en relación con los resúmenes mensuales climatológicos de la AEMET (2022a y b) y con las series de datos nivológicas de la CHE-SAIH (2022) y de la AEMET (2022c), tal como se ha detallado en las figuras 8 a 18 y en la tabla I. Presentamos a continuación una descripción de la evolución del glaciar durante el periodo 1998-2022. El dato de partida (posición “cero”) es la situación de 1998.

Durante este periodo se aprecian numerosas fluctuaciones e interesantes cambios de tendencia, con avances y retrocesos, pero el resultado global es de clara recesión. En 2022, el frente del glaciar presenta pérdida neta respecto a la posición de 1998 (−38,8 metros), mientras que en la estación lateral se constata fuerte disminución de espesor/potencia (−8,7 metros). Conviene aclarar en este punto que los años en los que se aprecia progresión, se trata de acumulaciones de la cobertura de nieve o de neviza (según los años), que se mantiene sin fundir más abajo del frente glaciar (lengua

terminal) y/o sobre el propio cuerpo de la superficie de hielo glaciar, con espesor variable en las diferentes anualidades analizadas (véase la tabla II). No debe confundirse, por lo tanto, con años de avance real de la masa de hielo glaciar.

Entre 1999 y 2006 se observa tendencia general al decrecimiento. Así, en 2006 el frente glaciar ha retrocedido (-21,7 metros) y el borde lateral ha perdido espesor (-3,2 metros), en ambos casos respecto a 1998. Pero no es tendencia estable, ya que hay años (2002 y 2003) en los que se aprecian leves avances respecto a años precedentes, para volver a pérdidas acusadas en 2006.

Pero esta tendencia cambia en 2007, año de avance respecto a 2006, aunque no se llega a recuperar la situación de 1998. Esto sí ocurre en 2008, cuando no solo se recupera, sino que se sobrepasa levemente esa posición "cero" de partida (+2,2 metros en el frente; +0,1 metros en el lateral), siendo la variación con respecto a 2006 bastante destacada (+23,9 metros en el frente; +3,3 metros en el lateral). La situación de 2008 se explica por el comportamiento del año hidrológico 2007-2008, con un periodo marzo-mayo muy húmedo, de manera que los aportes nivales fueron elevados.

Por otra parte, 2009, 2010 y 2011 son años de fluctuaciones alternantes. En 2009, retroceso; en 2010, avance; y de nuevo retroceso en 2011. En 2009 se rompe la tendencia de los dos años precedentes y el glaciar recula y pierde espesor (-10,1 metros en el frente y -2 metros en el lateral respecto a 2008), lo cual deja valores negativos en relación con 1998 (-7,9 metros y -1,9 metros, respectivamente). El año 2009 tuvo un final de primavera y verano secos, además de registrar entre mayo y agosto temperaturas muy por encima de los valores normales. En 2010, cambio de tendencia, con aumento notorio de la cobertura nival y un resultado de ganancia glaciar (+20,5 metros en el frente y + 1,9 metros en el lateral, sobre 2009; +12,6 metros y nivel "cero", respectivamente, con relación a 1998). De noviembre de 2009 a febrero de 2010, las precipitaciones fueron abundantes y, entre diciembre y marzo, las temperaturas estuvieron por debajo de las medias. La acumulación nival en la cuenca del Alto Gállego resultó muy fuerte, con un máximo de 138,9 hm³ los días 3 y 4 de abril. Los meses de abril y julio tuvieron temperaturas muy cálidas, pero mayo y junio fueron fríos. Y agosto, normal. Por su parte, en 2011 el glaciar vuelve a retroceder, recuperando de nuevo valores similares a los de 2009. El otoño y el inicio

del invierno fueron predominantemente fríos, pero el invierno y la primavera resultaron secos. La primavera y el verano, muy cálidos, salvo julio. Los datos meteorológicos explican el retroceso del glaciar, que habría sido mayor si el comportamiento térmico de julio no hubiese sido atípico, con temperaturas en esta zona alrededor de 1,5 °C inferiores a la media. A modo de ejemplo, en la cercana estación hidroeléctrica de Biescas II, la media histórica de julio es de 20,4 °C, mientras que en 2001 fue de 18,9 °C (IAE, 2022).

Continuando con la tendencia de 2011, el año 2012 registra la mayor regresión de la lengua glaciar observada desde 1998, con valores que volverán a alcanzarse, de manera similar, en años posteriores (−23,9 metros en el frente y −4,3 metros en el borde lateral, en ambos casos respecto a esa fecha de partida, 1998). El número de días de acumulación de nieve con volúmenes superiores a 1 hm³ (volumen de agua equivalente), fue en 2012 muy inferior al de los años anteriores: veintiséis días menos que la media de los dos años previos y trece días menos que la media de todos los años precedentes (fig. 11 y tabla 1). Por otra parte, durante cinco meses de este periodo, las temperaturas fueron extremadamente cálidas o muy cálidas, comprendiendo los meses de mayo, junio y agosto, lo cual aceleró los procesos de fusión nival y glaciar. Además, otros tres meses entran en la categoría de cálidos, incluyendo diciembre y enero, ambos muy importantes para la acumulación nival. En lo que concierne a las precipitaciones, el tramo de diciembre a marzo fue muy seco, con valores claramente inferiores a la media y pobres aportes nivales al glaciar. La figura 19 muestra el estado del glaciar en este año de balance muy negativo.

Por el contrario, 2013 y 2014 representan años con muy interesantes cambios de tendencia en relación con 2011 y 2012. Así, 2013 es el mejor año observado en todo el periodo 1998-2022. Durante 258 días, hubo acumulación nival superior a 1 hm³ (volumen de agua equivalente), siendo el cuarto año de la serie con valor más alto para esta variable (fig. 11 y tabla 1). En el año hidrológico 2012-2013, octubre, enero, febrero, marzo y junio son clasificados como muy húmedos, con el añadido de que febrero y marzo son, además, muy fríos. Tenemos, por lo tanto, mucha entrada de nieve acompañada de frío en meses de acumulación nival. Además, mayo y junio también son muy fríos, de manera que la pérdida nival resulta inferior a la



Fig. 19. Glaciar del Infierno (8 de septiembre de 2012).

media en estos meses de fusión significativa. Todos estos factores explican que, en septiembre de 2013, la cobertura nival del glaciar presente un avance que podemos calificar como de espectacular (+298,9 metros en el frente y +3,6 metros en el lateral en relación con 2012; y +275 metros en el frente respecto a 1998, aunque el borde lateral no llega a alcanzar la situación de partida de este “año cero”, con un valor de $-0,7$ metros). Por su parte, la situación de septiembre de 2014 tiene similitudes con la de 2013, pero también diferencias. Se parte de un año hidrológico 2013-2014 con una discreta cifra de 232 días de acumulación nival superior a 1 hm^3 (volumen de agua equivalente) en la cuenca del Alto Gállego, valor que tiene que ver con una tardía fecha (mediados de noviembre) en la que se alcanza tal volumen (fig. 11 y tabla 1). Pero enero, febrero y marzo de 2014 fueron meses muy húmedos, y febrero, julio y agosto, muy fríos. Es decir, fuerte acumulación nival en los meses invernales y moderada fusión en los estivales. La situación

del glaciar varía muy poco respecto a la de 2013: mismos valores en la medición frontal, manteniendo ese espectacular avance, y una leve pérdida de espesor ($-0,3$ metros).

Debemos insistir en este punto en que los datos tan significativos de 2013 y 2014 corresponden al límite de la cobertura nival que cubría la totalidad de la masa de hielo glaciar. En ambos años, en nuestras respectivas mediciones de septiembre, toda la masa glaciar continuaba cubierta —y, por lo tanto, protegida— por esa masa nival.

En contraposición a 2013 y 2014, el año 2015 arroja una muy mala evolución para el glaciar del Infierno. En septiembre de 2015, el saldo positivo ganado en los dos años anteriores se ha perdido y se retrocede a los valores de 2012. El hielo queda al descubierto en la mayor parte de la superficie glaciar y se constata un fuerte retroceso respecto al nivel cero de la serie, en 1998 ($-23,9$ metros en el frente; $-4,1$ metros en el borde



Fig. 20. Glaciar del Infierno con cubrimiento nival (3 de septiembre de 2014).



Fig. 21. Glaciar del Infierno con hielo aflorante y cubrimiento de clastos (5 de septiembre de 2015).

lateral). Todo el tramo marzo-julio de 2015 resultó muy seco, con escasas nevadas y pobre acumulación nival. El mismo período, prolongado hasta agosto, también muy cálido (abril, mayo y julio, extraordinariamente cálidos, con desviaciones de +3 °C respecto a los valores de referencia). Todo ello provocó procesos de fusión de la cobertura nival y del propio hielo glaciar particularmente intensos. Este pésimo año 2015 para la evolución del glaciar del Infierno es acorde con la situación de otros glaciares pirenaicos. El glaciar de la Maladeta puede servir de referencia comparativa: en este año presenta el tercer balance de masa más negativo desde 1991-1992 (CHE, 2015). Las figuras 20 y 21 muestran el cambio de la superficie del glaciar entre 2014 y 2015. En tan solo un año, la variación es llamativa.

Entre 2016 y 2020 entramos en otra interesante fase, en donde la dinámica del glaciar certifica la irregularidad interanual, en este caso extrema,

que ya hemos comentado líneas arriba. Hay una sucesión continua, año a año, de cambios de tendencia. No hay, en este periodo, dos años seguidos que mantengan la misma. A un año positivo le sigue, sistemáticamente, otro negativo, y viceversa.

En 2016 la situación es mejor que en 2015. El glaciar gana (+18,4 metros y +2 metros respecto al año anterior en las mediciones frontal y lateral, respectivamente). Eso deja una posición de -5,5 metros (frontal) y -2,1 metros (lateral) en relación con las medidas del año “cero” 1998. El trimestre de enero a marzo fue muy húmedo, aunque el resto de la primavera y el verano resultaron secos. Por su parte, el periodo marzo-mayo fue frío, seguido de junio, normal y julio y agosto, cálidos. El comportamiento pluviométrico del invierno y de inicios de la primavera, así como las temperaturas bajas de esta, pueden explicar la ganancia del glaciar respecto a un año previo muy malo.

El año 2017 vuelve a ser negativo, hasta el punto de que la pérdida de espesor glaciar respecto a 1998 arroja el valor máximo de toda nuestra serie hasta este momento, igualando la posición de 2012 (-4,3 metros). La lengua terminal, por su parte, registra un notable retroceso sobre la posición del año “cero” (-17,5 metros). Los meses de noviembre de 2016 y febrero de 2017 fueron muy húmedos, con fuertes entradas de nieve. Y el periodo de noviembre a enero, frío. Pero el resto de los factores son adversos para el glaciar. La primavera es muy seca, y el periodo de febrero a junio, muy cálido, seguido de un julio normal y un agosto otra vez cálido. Como resultado, escasas entradas de nieve desde marzo y acelerada fusión desde finales de la primavera.

El año 2018 rompe la tendencia de 2017 y el glaciar tiene ganancias netas en sus dos estaciones de control (+29,7 metros en la estación frontal; +2,3 metros en la lateral, en relación con 2017). El balance comparativo con el año “cero” (1998) arroja un resultado positivo en la frontal (+12,2 metros), aunque negativo en la lateral (-2 metros). El invierno 2017-2018 y la primavera fueron, en promedio, fríos, rompiendo la tónica de los años anteriores. Además, el periodo diciembre 2017-junio 2018 resultó muy húmedo. Por su parte, el verano no fue caluroso: junio, frío, y julio-agosto, normales. Todo ello explica la evolución glaciar positiva apreciada en septiembre. La figura 10, alusiva a la nieve acumulada en la alta cuenca del

Gállego, corrobora esta apreciación, siendo 2017-2018 el año con los valores más altos de nuestra serie.

En contraposición, 2019 se suma a los años catastróficos para el glaciar. Todo lo ganado en 2018, y más, se pierde, hasta el punto de que las mediciones arrojan fuertes pérdidas (frontal: $-20,7$ metros; lateral: $-4,6$ metros) respecto al año “cero” (1998). Este segundo valor es el más negativo de nuestra serie temporal hasta este momento, superando los registros de 2012 y 2017, que hasta ahora habían sido los de mayor ablación, lo cual corrobora una tendencia negativa que, a pesar de sus notables irregularidades, resulta evidente. El verano fue cálido y predominaron los meses secos desde el invierno. El resultado sobre el glaciar arroja la negativa situación descrita.

El año 2020 vuelve a suponer un cambio de comportamiento en el glaciar en relación con el año precedente. La medición frontal ofrece ganancia ($+11,3$ metros), así como la lateral ($+1,9$ metros). El balance comparativo con el año “cero” de nuestra serie (1998), es de $-9,4$ metros y $-2,7$ metros, respectivamente. Los meses de noviembre y diciembre de 2019 fueron muy húmedos, así como marzo y mayo de 2020. Hubo, por lo tanto, fuertes entradas de nieve desde finales del otoño y hasta finales de la primavera (aunque febrero fuese muy seco). Esto se refleja en la reserva nival acumulada en la alta cuenca del Gállego (fig. 4), que llega a alcanzar casi los 170 hm^3 en el año hidrológico 2019-2020 (el segundo valor más alto de toda nuestra serie). Una clave de este positivo año para el glaciar es el comportamiento térmico y pluviométrico de los meses de mayo y junio. El primero tuvo precipitaciones elevadas y fue muy cálido, a pesar de lo cual, a las cotas del glaciar, aquellas fueron mayoritariamente de nieve, como mínimo durante la primera quincena, la más húmeda. Y junio fue muy frío. Es decir, en mayo siguió habiendo acumulación nival sobre el glaciar y en junio las pérdidas fueron débiles.

Finalmente, los dos últimos años de nuestro periodo de estudio (2021 y 2022) entran, de nuevo, en una dinámica muy negativa para la evolución del glaciar. En 2021, las pérdidas en ambas estaciones de control son fuertes y lo ganado el año precedente se ha perdido. Los valores registrados colocan a 2021 entre los años más regresivos de nuestra serie. El glaciar ha reculado y ha perdido espesor, con valores claramente negativos en relación

al año “cero” (1998) (−21,1 metros y −3,9 metros, en las estacones frontal y lateral, respectivamente). Sin embargo, el año hidrológico arroja valores normales en reservas nivales (supera por poco los 120 hm³ de agua equivalente) y es récord de toda nuestra serie en cuanto al número de días (281) con acumulación de nieve superior a 1 hm³. Debe señalarse a este respecto que ese periodo comenzó muy temprano, el 25 de septiembre de 2020, por lo que su influencia en el estado del glaciar casi un año más tarde se considera poco significativa. Por otra parte, los máximos valores de acumulación nival se dieron tempranamente, a finales de febrero, como resultado de tres meses consecutivos muy húmedos y con elevados aportes nivales: diciembre de 2020 y enero y febrero de 2021 (mientras que la mayor frecuencia para los máximos anuales de esta variable se da hacia mediados de marzo). Los meses de marzo y mayo, por el contrario, fueron muy secos (extremadamente, en el caso de marzo), mientras que junio y agosto resultaron cálidos. Resultado: escasas entradas de nieve en primavera, fuerte fusión estival y retroceso del glaciar.

El último año de nuestra serie de observaciones (2022), ha sido, con diferencia, el más negativo para la evolución del glaciar. Los resultados comparativos respecto a 1998 así lo certifican (−38,8 metros en la estación frontal, −8,7 metros en la lateral). Ambos valores resultan dramáticos. El frente ha retrocedido 15 metros más que en los años de mayores pérdidas, hasta entonces, de nuestra serie (2012 y 2015). Y ha perdido más de 4 metros de espesor en relación con el, hasta entonces, año de mayor ablación para esa variable (2019). Sin embargo, no ha sido mal año en cuanto a reservas de nieve (ha estado en la media de los últimos años) ni de espesores (mejores que los del año precedente). El factor explicativo ha sido, sin duda, de tipo térmico. Las muy elevadas temperaturas en meses clave para la evolución del glaciar están detrás del resultado acabado de explicitar. En el conjunto del año hidrológico, salvo noviembre de 2021 (frío), todos los demás meses fueron normales y, mayoritariamente, cálidos, con varios registros que superan en +3 °C los valores medios de referencia y uno (mayo) que alcanza los +4 °C. Los meses de mayo, junio, julio y agosto tienen, sin interrupción, entre +4 °C y +2 °C grados por encima de la media. Estas muy altas y persistentes temperaturas provocaron rápida fusión de la cobertura nival del glaciar y, una vez perdida esta, del propio hielo glaciar. En la figura 22 puede apreciarse el estado resultante del glaciar, mientras



Fig. 22. Glaciar del Infierno (30 de agosto de 2022).



Fig. 23. Glaciar del Infierno (30 de agosto de 2022), contorno en amarillo.
En azul, contorno del glaciar el 31 de agosto de 2020.

Tabla II. Evolución del glaciar del Infierno (frente y lateral), periodo 1998-2022. Referencias sobre la posición en 1998 y sobre el año precedente. Datos en metros. Frente glaciar: variación longitudinal. Lateral glaciar: variación de espesor. Referencia al predominio en superficie de hielo glaciar y cobertura de neviza/nieve si la hay. Datos del equipo redactor. Elaboración propia.

(*Años sin datos por problemas de logística o porque en las fechas previstas para tomar las medidas, las primeras nevadas ya se habían producido.

En 2003, una reciente nevada impidió poder apreciar los puntos de control de la estación lateral, pero sí se pudo determinar la evolución de la lengua terminal).

| <i>Año</i> | <i>Frente glaciar (sobre 1998 = 0)</i> | <i>Frente glaciar (sobre el año precedente)</i> | <i>Lateral glaciar (sobre 1998 = 0)</i> | <i>Lateral glaciar (sobre el año precedente)</i> | <i>Hielo / Neviza / Nieve (predominio)</i> |
|------------|--|---|---|--|--|
| 1998 | 0 | 0 | 0 | 0 | Neviza |
| 1999 | -8,5 | -8,5 | -1 | -1 | Hielo |
| 2000 | -9,4 | -0,9 | -1,8 | -0,8 | Hielo |
| 2001* | | | | | |
| 2002 | -7,3 | +2,1 | -1,6 | +0,2 | Neviza |
| 2003* | 0 | +7,3 | | | Nieve |
| 2004* | | | | | |
| 2005* | | | | | |
| 2006 | -21,7 | -21,7 | -3,2 | -1,6 | Hielo |
| 2007 | -5,7 | +16 | -1,9 | +1,3 | Neviza |
| 2008 | +2,2 | +7,9 | +0,1 | +2 | Neviza |
| 2009 | -7,9 | -10,1 | -1,9 | -2 | Hielo |
| 2010 | +12,6 | +20,5 | 0 | +1,9 | Neviza |
| 2011 | -9,4 | -22 | -1,9 | -1,9 | Hielo |
| 2012 | -23,9 | -14,5 | -4,3 | -2,4 | Hielo |
| 2013 | +275 | +298,9 | -0,7 | +3,6 | Nieve |
| 2014 | +275 | 0 | -1 | -0,3 | Nieve |
| 2015 | -23,9 | -298,9 | -4,1 | -3,1 | Hielo |
| 2016 | -5,5 | +18,4 | -2,1 | +2 | Neviza |
| 2017 | -17,5 | -12 | -4,3 | -2,2 | Hielo |
| 2018 | +12,2 | +29,7 | -2 | +2,3 | Neviza |
| 2019 | -20,7 | -32,9 | -4,6 | -2,6 | Hielo |
| 2020 | -9,4 | +11,3 | -2,7 | +1,9 | Neviza |
| 2021 | -21,1 | -11,7 | -3,9 | -1,2 | Neviza |
| 2022 | -38,8 | -17,7 | -8,7 | -4,8 | Hielo |

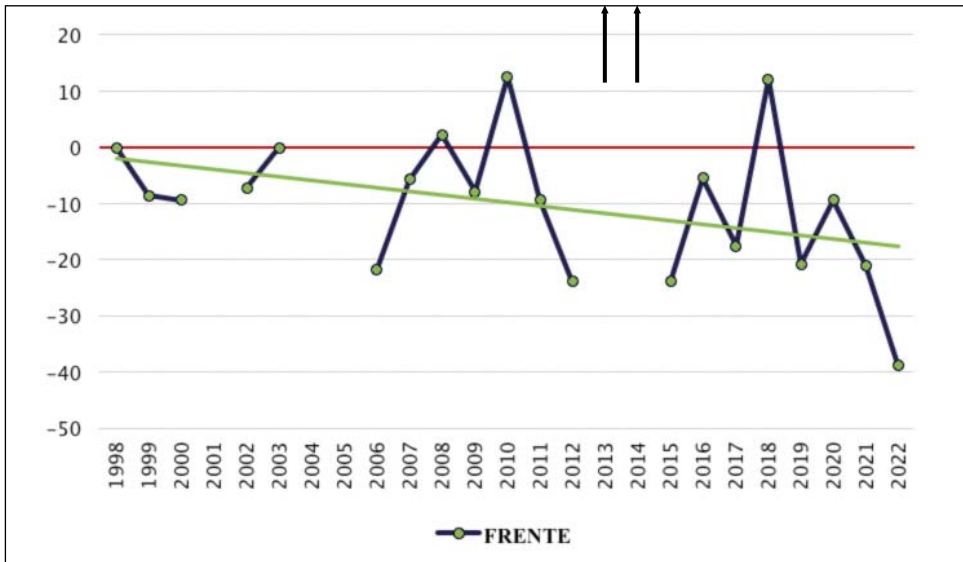


Fig. 24. Evolución del glaciar del Infierno (frente del glaciar). Periodo 1998-2022. Variación longitudinal, datos en metros. Referencias sobre la posición en 1998 y línea de tendencia. Para los años 2013 y 2014, el extraordinario avance frontal de la cubierta nival protectora (275 metros) se indica con flechas. (Datos del equipo redactor. Elaboración propia)

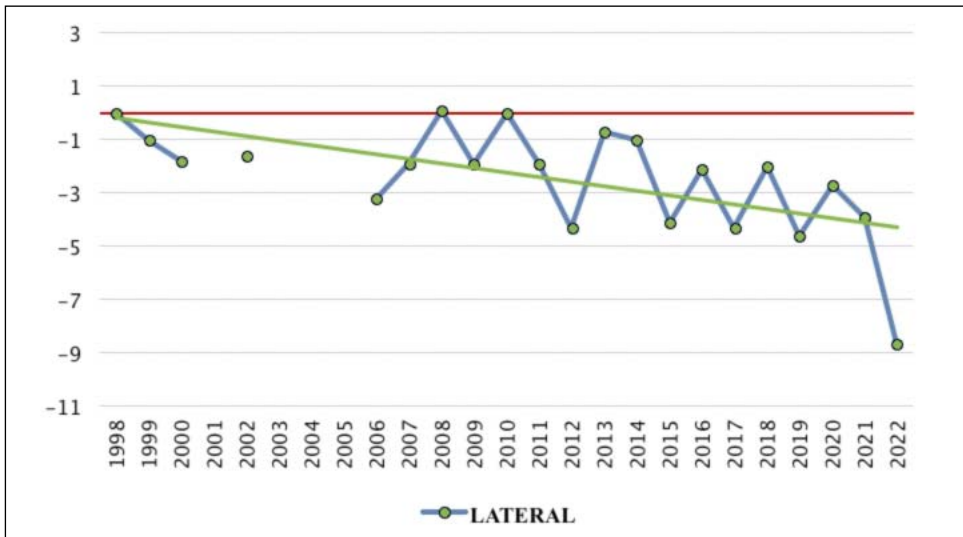


Fig. 25. Evolución del glaciar del Infierno (lateral del glaciar). Periodo 1998-2022. Variación de espesor, datos en metros. Referencias sobre la posición en 1998 y línea de tendencia. (Datos del equipo redactor. Elaboración propia)

que en la figura 23 se visualiza la pérdida de superficie entre 2020 y 2022. Tal como se señaló en el apartado “Encuadre natural”, se ha pasado de 7,06 hectáreas a 5,52 hectáreas entre ambas fechas.

Analizando los datos expresados en la tabla II y en las figuras 24 y 25, podemos constatar cierta coherencia entre la evolución medida a través de las dos estaciones de control instaladas en el glaciar del Infierno: frontal y lateral-margen derecha. Sin embargo, debemos reseñar un detalle importante: los años 2006, 2012, 2015, 2017, 2019, 2021 y —de manera muy destacada— 2022 han sido los de mayores retrocesos para la lengua terminal. Entre ellos, 2006, 2012, 2015, 2019 y 2021 registraron una posición de esta lengua bastante parecida, presentando similares valores de pérdidas respecto al año “cero”, 1998, mientras que 2017 los tiene algo inferiores y 2022 muy superiores.

Pero este similar comportamiento no se refleja de igual manera en los datos de espesor-potencia glaciar medidos en la estación lateral. Los años 2012, 2015, 2017, 2019 y 2021 proporcionan valores que en todos los casos representan una pérdida de entre 0,7 y 1,4 metros de espesor de hielo glaciar en relación con 2006. Esto confirma la ablación progresiva de masa de hielo del glaciar. En este sentido, los años que ofrecen avances en la estación frontal no deben inducir a error. Sobre todo 2013 y 2014, pero también 2008, 2010 y 2018, han arrojado resultados positivos en ese punto de control, con avances respecto a 1998 y con un aspecto del glaciar en septiembre que, en 2013 y 2014, aún conservaba la cobertura nival en su superficie (neviza en 2008, 2010 y 2018). Pero los datos de la estación lateral no son tan optimistas. Tomado como comparativa nuestro año “cero” (1998), en 2008 sí se constata un leve incremento de espesor, de +0,1 metros (es el único año de nuestras observaciones en que se da tal circunstancia); 2010 está en el nivel “cero”, y los demás años tienen pérdidas: -0,7 metros en 2013, -1 metro en 2014 y -2 metros en 2018. Es decir, incluso en los años “buenos” para nuestro glaciar, hay estabilidad o, más frecuentemente, pérdidas de espesor en relación con el valor inicial de referencia. De ello podemos inferir que la evolución medida en la estación lateral de control nos parece más ajustada al comportamiento real del glaciar del Infierno, mostrando una tendencia regresiva clara. La posición frontal, por su parte, está más condicionada por variaciones de la cobertura nival, teniendo esta mayor

variabilidad interanual, a pesar de lo cual también muestra tendencia regresiva. Las observaciones anteriores todavía resultan más evidentes incluyendo en la ecuación al año 2022, que ha superado con creces todos los récords negativos, en ambas estaciones de control.

Otro aspecto a resaltar resulta obvio: la clara relación entre las condiciones meteorológicas de cada periodo analizado y la evolución del glaciar. Ha habido primaveras secas y muy cálidas, seguidas de veranos tórridos, como en 2015, que hicieron retroceder la masa de hielo. Por el contrario, inviernos y primaveras frías y húmedas, seguidas de veranos normales, como ocurrió en 2018, provocan un balance positivo en el glaciar.

Un dato interesante para nuestro análisis de la evolución del glaciar del Infierno es la constatación de la última fecha de cada año hidrológico en la cual todavía se mide acumulación de nieve superior a 1 hm^3 (volumen de agua equivalente), en la alta cuenca del Gállego, hasta el embalse de Búbal (tabla 1). Normalmente, esta fecha se sitúa en junio. Sin embargo, en los años más positivos para el glaciar del Infierno de nuestro periodo de estudio (2008, 2010, 2013-2014 y 2018) la fecha se retrasó hasta el mes de julio (CHE-SAIH, 2022).

Conviene remarcar para este análisis que las nevadas en altas cotas pirenaicas no son nada inhabituales en el fin de la primavera o incluso en pleno verano (aunque estas últimas han ido a menos en las últimas décadas). Pero difícilmente recongelan y, por el contrario, funden con gran rapidez. Casi nunca subsisten, aunque fuese en una mínima parte, hasta el invierno siguiente. Su contribución a la masa de hielo total en los ámbitos glaciados no es bien conocida, aunque consideramos que resulta escasa. Eso sí, la nueva, aunque escasa, cobertura nival protectora puede retrasar unos días la insolación directa sobre el hielo, lo cual demora su fusión.

Ritmos de fusión glaciar

La forma de triángulo invertido, similar a la de un embudo, que presenta el glaciar del Infierno, favorece poder medir sus caudales de fusión. La fusión del conjunto hielo-neviza se organiza a modo de pequeños regueros superficiales y de *bedières* de profundidad variable que recorren la superficie del

glaciar. A veces, los caudales se precipitan al fondo de las grietas transversales existentes. El agua reaparece y/o se concentra como torrente proglaciar inmediatamente aguas abajo de la lengua terminal del glaciar, en el vértice inferior de ese triángulo al que acabamos de aludir. En este punto, a la cota 2670 m y en esa canal encajada que hemos señalado en el apartado “Encuadre natural”, nuestro equipo de trabajo realizó campañas de medición de caudales en los años 1998, 1999 y 2000, cuyos resultados se publicaron en Cancar-Pomar y cols. (2001b). Las medidas de aforos se llevaron a cabo en las mismas fechas en que se realizaron las mediciones del glaciar, en la primera decena de septiembre en los tres casos, en esos días clave de finales del verano en los que se acelera la fusión del hielo glaciar. A pesar de su modestia, derivada de la escasez de medios y de lo reducido del equipo humano embarcado en este proyecto, los resultados arrojaron interesantes conclusiones que permitieron relacionar, entre otros aspectos, los volúmenes de fusión registrados con las pérdidas anuales de grosor del hielo. En definitiva, la evidencia de que los escasos glaciares españoles se hallan en rápida regresión quedó apoyada y certificada con unos datos hidrológicos que vinieron a completar los estudios glaciológicos realizados en esta cordillera.

Los aforos se efectuaron con un minimolinete Ott C2 y las medidas se llevaron a cabo a lo largo de un ciclo completo de 24 horas (para cada uno de los años), con toma de datos cada hora (salvo en el tramo horario 22:00 a 8:00 horas, en el que fue cada dos: además de por las dificultades del trabajo nocturno en alta montaña, porque en horario nocturno las variaciones de caudal son muy escasas). Las mediciones de velocidad de la corriente iban acompañadas del perímetro de mojado en el punto de muestreo y de las condiciones ambientales que más podían influir en el proceso de fusión: temperatura del aire y del hielo, humedad relativa, porcentaje de la superficie glaciar con insolación, cielo cubierto o despejado, presencia en su caso de viento o de precipitación.

Los resultados obtenidos arrojan una acusada variabilidad entre los caudales de fusión obtenidos a lo largo de esos periodos de 24 horas. Los máximos se obtuvieron hacia las 14:00-15:00 horas, mientras que en horario nocturno (a partir de las 22:00 horas) y hasta las 9:00 horas, los valores fueron ínfimos. Nos referimos al horario solar, no al oficial. El rango de variabilidad de 1999 arroja datos intermedios entre los tres años de observaciones,

con caudales comprendidos entre 78,22 l/s (a las 15:00 horas) y 3,96 l/s (a las 6:00 horas). Los ritmos de temperaturas y de volumen de caudal tienen una clara correspondencia, pero el pico máximo de caudal acontece sobre dos horas después del máximo térmico, reflejando la respuesta algo tardía de la fusión al calentamiento ambiente.

Los volúmenes de fusión medidos en esos ciclos de 24 horas y su relación con la superficie del glaciar permitieron calcular la pérdida de espesor equivalente de hielo glaciar. En los tres años de medidas, se obtuvieron volúmenes de agua de fusión glaciar comprendidos entre 262 m³/ha/día y 126 m³/ha/día. Aplicando a estos valores el factor de densidad del hielo, se obtuvo la pérdida de espesor equivalente en hielo para toda la superficie del glaciar, que estuvo comprendida entre 29,12 mm/día y 14,07 mm/día. Estas cifras son indicativas de una elevada ablación glaciar en las fechas finales de la estación estival.

Las medidas de caudales de fusión glaciar se acompañaron, en la campaña del año 2000, con cálculos de conductividad eléctrica y pH, interesantes para caracterizar la hidrología de las aguas de fusión del hielo glaciar. A lo largo de idéntico ciclo horario que en el caso de la fusión se tomaron las mediciones. La conductividad, por medio de un Orion 122; el pH, con un Orion 9107. Los resultados obtenidos indicaron baja conductividad y clara relación inversa ($R = -0,866$) entre caudal y conductividad eléctrica. Por su parte, el pH resultó ligeramente alcalino, compatible con la geología del entorno, y no se apreció mayor relación entre caudal y pH. En función de estos parámetros químicos, se pudo deducir que la mayor parte del caudal de agua del torrente proglaciar procede de la fusión directa y superficial del hielo. La posible existencia de caudales de agua subglaciar, en contacto directo con el lecho rocoso de la base del glaciar, sería poco importante.

CONCLUSIONES

El glaciar del Infierno presenta una clara dinámica regresiva, dentro del contexto general de los glaciares pirenaicos. Tras haber analizado su comportamiento en el periodo 1998-2022, pueden extraerse varias conclusiones.

Se aprecia una notable correlación entre las condiciones climáticas anuales (temperaturas y precipitaciones registradas en estaciones meteorológicas próximas) y el comportamiento del glaciar. Puede afirmarse que este tiene ritmos muy variables, incluso frecuentemente opuestos, entre años sucesivos. En la zona de estudio, las anomalías térmicas y pluviométricas son habituales, tanto de carácter intra- como interanual. Este comportamiento se refleja directamente en el glaciar y explica que presente variaciones interesantes entre los años analizados. Así, los años de mayores pérdidas fueron 2006, 2012, 2015, 2017, 2019, 2021 y —de manera destacada— 2022. Por el contrario, en los años más positivos para el glaciar (2013 y 2014), la cobertura nival sobrepasó ampliamente sus límites y el hielo no llegó a aflorar. Hay buenos ejemplos de periodos que certifican esa fuerte variabilidad, como 2012-2015. Tras un negativo año 2012, hay dos excelentes —los ya citados 2013 y 2014— seguidos de otro regresivo (2015). O bien 2017-2019, en el que dos años negativos (2017 y 2019) se hallan separados por uno positivo intermedio (2018).

En la alta cuenca del Gállego, los datos recopilados por el Sistema Automático de Información Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del Ebro permiten apreciar un aumento general de la acumulación de nieve a lo largo de este último cuarto de siglo. Ello no es óbice para que, en los últimos años y en cotas medias y bajas, la evolución de espesores nivales haya sido decreciente, según datos de la Agencia Estatal de Meteorología tomados en varios refugios de montaña, lo cual está ligado a una evolución al alza de las temperaturas que repercute en estas cotas, mucho más que en las altas, en la disminución porcentual de las precipitaciones sólidas y en su más rápida fusión. En ambos casos, la variabilidad interanual resulta muy acusada. Por otro lado, el glaciar del Infierno está afectado por una clara tendencia al alza de las irregularidades térmicas positivas, también según datos para el Alto Gállego de la Agencia Estatal de Meteorología. Este último factor es el que mejor explica la regresión que sufre este glaciar, y que puede constatarse a lo largo de varios años, pero sobre todo en el último de nuestra serie, 2022, con un final de primavera y un verano excepcionalmente cálidos. El resultado —acumulativo a lo largo de veinticinco años de observaciones, pero acelerado en los últimos— es que el glaciar ha perdido 8,7 metros de espesor respecto a 1998.

Más allá de esta constatación general, el análisis de los ritmos de acumulación nival y de las irregularidades térmicas mensuales facilita la comprensión del comportamiento del glaciar en cada anualidad. Hay inviernos con fuertes aportes de nieve, seguidos de primaveras y veranos cálidos, que hacen desaparecer rápidamente esos espesores nivales invernales, dando como resultado el retroceso del glaciar. En distinto sentido, fuertes aportes nivales en la primavera tardía pueden explicar un buen año para el glaciar, resultando en ocasiones más determinantes que las nevadas invernales, porque ayudan a proteger la masa de hielo durante el periodo de altas temperaturas estivales (aunque difícilmente puedan transformarse en hielo e incorporarse a un balance positivo del hielo glaciar).

Durante los últimos años, se aprecia la frecuente caída de piedras, incluso de grandes bloques, sobre la superficie del hielo, lo cual tiene relación con el progresivo deshielo del permafrost que se está dando a estas cotas. Se generan, en consecuencia, procesos periglaciares que están favoreciendo una transición hacia glaciar negro, sobre todo en su flanco oriental.

La medición de caudales de fusión que se llevó a cabo en los primeros años de nuestro periodo de estudio permitió conocer los ritmos diarios de fusión a finales de la estación estival, con máximos hacia las 14:00-15:00 horas y mínimos en horario nocturno y hasta las 9:00 horario (horario solar). A través del sumatorio de los volúmenes de fusión, se pudo calcular la pérdida equivalente de masa de hielo, obteniéndose valores de hasta 29,12 mm/día de espesor. También se pudo determinar una baja conductividad eléctrica de esas aguas de fusión y un pH ligeramente alcalino, parámetros químicos indicativos de que la mayor parte de caudal de agua del torrente proglaciar procede de la fusión directa y superficial del hielo, mientras que la posible existencia de caudales de agua subglaciar, en contacto directo con el lecho rocoso de la base del glaciar, sería poco importante.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo del Patronato del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos durante todos estos años; la colaboración prestada por Peio Oria Iriarte, delegado de la AEMET, para la obtención de los

datos meteorológicos de los refugios pirenaicos presentados en el presente artículo; la ayuda de las amigas y de los amigos que nos han acompañado en bastantes de nuestras subidas al glaciar (especialmente de M.^a Dolores Giménez Banzo y Pilar García Martínez), y las atenciones e informaciones de los guardas de los refugios de la Casa de Piedra y Bachimaña (Federación Aragonesa de Montañismo) y de diversos montañeros como Rafel Vidaller.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AEMET (2022a). *Resúmenes climatológicos. España*. Gobierno de España, Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. Agencia Estatal de Meteorología. Madrid. Sitio web: <http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/resumenes>
- AEMET (2022b). *Resúmenes climatológicos. Aragón*. Gobierno de España, Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. Agencia Estatal de Meteorología. Madrid. Sitio web: <http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/resumenes?w=1&k=arn>
- AEMET (2022c). *Datos diarios de acumulación nival. Refugios de montaña pirenaicos*. Gobierno de España, Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. Agencia Estatal de Meteorología. Madrid.
- Anderson, L. S., W. H. Armstrong, R. S. Anderson, D. Scherler y E. Petersen (2021). The causes of debris-covered glacier thinning: Evidence for the importance of ice dynamics from Kennicott Glacier, Alaska. *Front. Earth Sci.*, 9:680995.
- Añel, J. A., J. I. López-Moreno, F. E. Otto, S. M. Vicente Serrano, N. Schaller, N. Massey, S. Buisán y M. R. Allen (2014). The extreme snow accumulation in the western Spanish Pyrenees during winter and spring 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95 (9). Special suppl.: S73-S76.
- Arenillas Parra, M., R. Martínez Costa y E. Martínez de Pisón (1992). El estado de los glaciares españoles en 1991. *Ería*, 28: 176-182.
- Arenillas Parra, M., E. Martínez de Pisón, R. Martínez Costa y J. Navarro (1998). Los glaciares actuales y la nieve en el Pirineo español. En A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*: 329-346. Universidade de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela.
- Biarge, F., J. Chueca y A. Julián (2002). *Los glaciares pirenaicos aragoneses. Evolución. Fotografías 1880-1999. Boletín Glaciológico Aragones*. Núm. extraordinario. Diputación Provincial de Huesca. Huesca.
- Bonsoms, J., J. I. López-Moreno, S. González y M. Oliva (2022). Increase of the energy available for snow ablation in the Pyrenees (1959-2020) and its relation to atmospheric circulation. *Atmospheric Research*, 275: 106228.

- Buisán, S. T., J. I. López-Moreno, M. A. Saz y J. Kochendorfer (2016). Impact of weather type variability on winter precipitation, temperature and annual snowpack in the Spanish Pyrenees. *Climate Research*, 69 (1): 79-92.
- Cáceres, B. (2017). Inventario glaciario en Ecuador. En R. de la Cruz y cols., *Proyecto de monitoreo de glaciares tropicales andinos, en un contexto de cambio climático, una mirada desde lo social y lo técnico*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM. Bogotá.
- Camins, J. (2018). *Pirineos, glaciares desde el aire. Inventario y catalogación 2017*. Besa & Keops. Barcelona. 96 pp.
- Cancer-Pomar, L., F. Lampre-Vitaller y A. Ollero Ojeda (2001a). Glaciares actuales del Pirineo español. Catálogo de masas y aproximación hidrológica. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 52: 165-193.
- Cancer-Pomar, L., F. Lampre-Vitaller, A. Ollero-Ojeda, J. del Valle-Melendo, M. Sánchez Fabre y J. A. Cuchí Oterino (2001b). La fusión glaciaire sur les glaciers de l’Infierno 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 J. del Valle-Melendo (2006). Análisis de los primeros datos de la estación meteorológica del Aneto (3050 metros, macizo de la Maladeta, Pirineo aragonés). Su interés glaciológico. En J. M. Cuadrat y cols. (eds.), *Clima, sociedad y medio ambiente*: 541-551. Asociación Española de Climatología. Madrid.
- Cancer-Pomar, L., J. A. Cuchí, F. Lampre-Vitaller, J. del Valle-Melendo y G. Fernández-Jarne (2020). Observations glaciologiques (1998-2015) sur le glacier d’Infierno (Pyrénées, Espagne). *La Houille Blanche*, 1: 84-91.
- Cancer-Pomar, L., G. Fernández-Jarne, J. A. Cuchí y J. del Valle-Melendo (2023). The Infierno Glacier (Pyrenees, Aragon, Spain): Evolution 2016-2022. *Geosciences*, 13, 2: 40.
- CHE (2015). *Determinación del balance anual de masa y movimiento del hielo en el glaciar de la Maladeta. Año hidrológico 2014-2015*. Gobierno de España. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Confederación Hidrográfica del Ebro. Madrid. 59 pp. (Informe Técnico del Programa ERHIN: Evaluación de los Recursos Hídricos procedentes de la Innivación).
- CHE-SAIH (2022). *Evolución de la nieve acumulada en la cuenca del Alto Gállego. 2002-2022*. Gobierno de España. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. Confederación Hidrográfica del Ebro – Sistema Automático de Información Hidrológica. Madrid. <<http://oph.chebro.es/Notasprensa>>
- Chueca, J., y F. Lampre-Vitaller (1994). *Los glaciares del Alto Aragón*. IEA. Huesca.
- Cuchí, J. A., L. Cancer-Pomar, J. del Valle-Melendo, F. Lampre-Vitaller y G. Fernández-Jarne (2017). Evolución reciente del glaciar del Infierno (Panticosa, Huesca). *Lucas Mallada*, 19: 323-340.

- Del Valle-Melendo, J. (1997). La precipitación media anual en el sector alto de la cuenca del Cinca (Pirineo aragonés, España). *Pirineos*, 149-150: 121-144.
- Del Valle-Melendo, J., y L. Cancer-Pomar (2012). Análisis de los datos climáticos de la estación del Aneto (Pirineo aragonés, 3050 metros) durante el verano de 2009. *Actas del Congreso Nacional de Medio Ambiente*, Madrid. Formato DVD.
- Diolaiuti, A. G, R. S. Azzoni, C. D'Agata, D. Maragno, D. Fugazza, M. Vagliasindi, G. Mortara, L. Perotti, A. Bondesan, A. Carton, M. Pecci, R. Dinale, A. Trenti, C. Christian, R. R. Colucci, A. Cagnati, A. Crepez y C. Smiraglia (2019). Present extent, features and regional distribution of Italian glaciers. *La Houille Blanche*, 5-6: 159-175.
- Evatt, G. W., I. D. Abrahams, M. Heil, C. Mayer, J. Kingslake, S. L. Mitchell, A. C. Fowler y C. D. Clark (2015). Glacial Melt under a Porous Debris Layer. *J. Glaciol.*, 61: 825-836.
- Francou, B., y C. Vincent, C. (2007). *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD Éditions et Belin. París. 274 pp.
- García Ruiz, J. M., y J. I. López-Moreno (2018). Los glaciares cuaternarios y actuales: agentes de la evolución del relieve y ejemplos de los grandes cambios climáticos. En T. Lasanta Martínez e Y. Pueyo, *Del Pirineo al estudio de las montañas del mundo: 75 aniversario del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC)*: 165-175. CSIC. Madrid.
- Gardent, M. (2014). *Inventaire et retrait des glaciers dans les Alpes françaises depuis la fin du Petit Âge Glaciaire*. Thèse Doctoral. Université de Grenoble. 443 pp.
- González Trueba, J. J., R. Martín Moreno y E. Serrano (2008). "Little Ice Age", glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18 (4): 551-568.
- Herreid, S. (2021). What can thermal imagery tell us about glacier melt below rock debris? *Front. Earth Sci.*, 9: 681059.
- IAE (2022). *Datos climatológicos. 1998-2022*. Instituto Aragonés de Estadística. Zaragoza. <http://www.aragon.es/DepartamentosOrganismosPublicos/Institutos/InstitutoAragonesEstadistica/AreasTematicas/14_Medio_Ambiente_Y_Energia>
- Julián, A., J. Chueca, J. L. Peña, J. I. López-Moreno 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. (2001). Clima de alta montaña y sistemas morfoclimáticos fríos en el macizo de La Maladeta (Pirineo aragonés). *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 52: 195-231.
- Lampre-Vitaller, F. (2003). *Monumento natural de los glaciares pirenaicos*. Gobierno de Aragón. Departamento de Agricultura y Medio Ambiente (Colección Espacios Naturales Protegidos). Zaragoza.
- Lampre-Vitaller, F. (2016). *Situación actual de los glaciares pirenaicos aragoneses*. Patronato de los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos. (Documento interno). Zaragoza.

- López-Moreno, J. I. (2005). Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37 (2): 253-260.
- López-Moreno, J. I., J. M. Soubeyroux, S. Gascoïn, E. Alonso-González, N. Durán-Gómez, M. Lafaysse, M. Vernay, C. Carmagnola y S. Morin (2020). Long-term trends (1958-2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 40 (14): 6122-6136.
- Mallada, L. (1875). Breve reseña geológica de la provincia de Huesca. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, IV: 169-232.
- Mallada, L. (1878). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Imprenta y Fundación de Manuel Tello. Madrid. 439 pp., 1 mapa. (Ed. facsímil, 1990: IEA. Huesca).
- Martínez de Pisón, E., y M. Arenillas (1998). Los glaciares actuales del Pirineo español. En MOPU, *La nieve en el Pirineo español*: 29-98. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid.
- Mattson, L. (1993). Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. *International Association of Hydrological Sciences*, 218: 289-296.
- Mora, J., M. Arenillas, G. Cobos y J. Navarro (2006). Évolution récente des glaciers des Pyrénées espagnoles. *La Houille Blanche*, 3: 65-70.
- Navarro, F., y J. I. López-Moreno (2017). Spatio-temporal analysis of snowfall events in the Spanish Pyrenees and their relationship to atmospheric circulation. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 43 (1): 233-254.
- Nicholson, L., y D. I. Benn (2013). Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation. *Earth Surf. Process. Landforms*, 38: 490-501.
- Østrem, G. (1959). Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 41: 228-230.
- Ramond, L.F. 1801. *Voyages au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées*. Belin. París.
- René, P. (2013). *Glaciers des Pyrénées. Le réchauffement climatique en images*. Cairn Éditions. Pau. 167 pp.
- René, P. (2014). Le suivi des glaciers dans les Pyrénées françaises. *La Météorologie*, 85: 27-34.
- René, P. (2016). *Les glaciers des Pyrénées françaises: Cycle glaciaire 2015-2016*. Association Moraine. Luchon.
- Rico, I., E. Izagirre, E. Serrano y J. I. López-Moreno (2017). Current glacier area in the Pyrenees: an updated assessment 2016. *Pirineos*, 172: e029.
- Russell, H. (1878). *Souvenirs d'un montagnard*. 1.^a ed. Del Gave. 416 pp.
- Russell, H. (1908). *Souvenirs d'un montagnard*. Vignancour. Pau. 738 pp. (Edición ampliada)

- Sánchez Miravalles, A., U. Cortada Ibáñez y R. Ratko Vasiljevic (2020). Los glaciares pirenaicos. *Tierra y Tecnología*, 56.
- Schrader, F. (1936). *Pyrénées. I. Courses et ascensions*. Édouard Privat. Toulouse. 350 pp.
- Schoeneich, P. (2016). *Tournée IGS-SAO 2016. La Bérade-vallée du Vénéon. 25-28 août 2016*. International Glaciological Society. Section des Alpes Occidentales. 28 pp. (Documento interno).
- Serrano, E. (1984). *Geomorfología del Alto Gállego. Pirineo aragonés*. IFC. Zaragoza. 501 pp.
- Serrano, E. (1991). Glacial evolution of the Upper Gállego valley (Panticosa mountains and ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain). *Pirineos*, 138: 83-78.
- Smiraglia, C., y G. Diolauti (eds.) (2016). *Il nuovo catastro dei Ghiacciai Italiani*. Università degli Studi di Milano. Milán.
- Vidaller, I., J. Revuelto Benedí, E. Izaguirre Estibaritz, A. Alonso González, S. Gascoin, P. René, É. Berthier, F. Rojas Heredia, I. Rico Lozano, A. Moreno y J. I. López-Moreno (2021). La respuesta heterogénea de los glaciares pirenaicos entre 2011 y 2020. *Geotemas*, 18: 1038.
- Vincent, C., V. Peyaud, O. Laarman, D. Six, A. Gilbert, F. Gillet-Chaulet, É. Berthier, S. Morin, D. Verfaillie, A. Rabatel, B. Jourdain y J. Bolibar (2019). Déclin des deux plus grands glaciers des Alpes françaises au cours du XXI^e siècle: Argentière et Mer de Glace. *La Météorologie*, 106: 49-58.