

Glaciares actuales del Pirineo español: Catálogo de masas aproximación hidrológica¹

Luis Cancer Pómar

Área de Geografía Física, Universidad de Jaén

Fernando Lampre Vitaller

Consejo de Protección de los Glaciares del Pirineo Aragonés

Alfredo Ollero Ojeda

Área de Geografía Física, Universidad del País Vasco

Los glaciares del Pirineo español

Catálogo de masas actuales

La cordillera pirenaica tiene una disposición Oeste-Este, entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, con unos 450 km de longitud y 150 km de anchura en su sector central, el de máximo desarrollo. La línea de cumbres más elevadas marca normalmente la frontera hispano-francesa, que a su vez dibuja la divisoria de aguas atlántico-mediterráneas. Los aparatos glaciares que persisten en la actualidad se ubican en el Pirineo Central, siendo los últimos glaciares blancos de la Península Ibérica y los más meridionales de Europa.

Según nuestras mediciones de inicios de septiembre de 2000, referidas al Pirineo español, y las de René (2001), de idénticas fechas para el Pirineo francés, esta cordillera conserva unas 570 ha de superficie glaciar entre sus dos vertientes. De ellas, 342 ha pertenecen a la vertiente sur, coincidente *grosso modo* con el Pirineo español, mientras que 228 ha corresponden al Pirineo francés. Las 342 ha de hielo surpirenaico se reparten entre trece glaciares (algunos de ínfimo tamaño) y varios hele-

1. Los resultados presentados en este trabajo han sido posibles gracias a la financiación recibida por los siguientes proyectos de investigación: referencia 247-50, de la Universidad de Zaragoza; referencias P08/98 y P043/99 de la Diputación General de Aragón.

ros localizados sobre el territorio septentrional de la provincia de Huesca (figura 1), en macizos que superan los 3.000 m de altitud y, en su mayoría, en exposiciones favorables (N y NE), tal como se detalla en la tabla 1. Se trata de masas de hielo ubicadas en circos o *plateaux* al pie de afiladas crestas rocosas, con cotas inferiores a partir de unos 2.700 m. Se distribuyen a lo largo de 100 km aproximadamente entre los macizos de Balaitús o Moros (glaciado en su vertiente norte o francesa), en el límite oeste (alta cuenca del río Gállego), y de La Maladeta, en el este (en las cabeceras de los ríos Ésera y Noguera Ribagorzana). Debe señalarse que alguno de esos pequeños trece glaciares aragoneses está a punto de convertirse en simple helero. La localización precisa de estos aparatos puede consultarse en Martínez de Pisón y Arenillas (1988), Chueca y Lampre (1994) o Chueca et al. (1998).

Estado de la cuestión: el retroceso glaciar pirenaico

Las masas glaciares pirenaicas se encuentran sometidas a un rápido retroceso desde finales de la Pequeña Edad del Hielo, especialmente agravado por las condiciones particulares de la región: macizos de mediana latitud y altitud (a algo menos de 43° N. y enmarcados en cresteríos de poco más de 3.000 m), ubicados en un país de clima mediterráneo continentalizado de débil innivación y con temperaturas relativamente elevadas. Así, en 1894 el cartógrafo Schrader midió 1.779 ha glaciadas sólo sobre la vertiente surpirenaica, cifra más de cinco veces superior a la actual, aunque muchos glaciólogos y pireneístas han considerado esta cantidad como bastante exagerada. De cualquier forma, puede servir como marco de referencia comparativo.

El retroceso ha sido especialmente marcado en las dos últimas décadas, hasta el punto de que en este corto periodo aproximadamente el 50% de los aparatos glaciares pirenaicos han evolucionado hacia morfologías de menor entidad (heleros) o bien han desaparecido. Así, hacia mitad de la década de los 80 se consideraba la existencia de un conjunto de glaciares en el Pirineo español que ocupaban una superficie total de 562,5 ha (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988). Pero unos años más tarde, en el verano de 1992 la cifra se había reducido a 387,4 ha de glaciares, repartidos en 16 aparatos, y 108,3 ha de heleros, repartidos entre 22 manchas (CHUECA y LAMPRE, 1994). El total de 495,7 ha de superficies ocupadas por hielo es muy superior a las cifras medidas en el verano de 2000, en el que sólo persisten 342,8 ha, repartidas entre 13 glaciares que conjuntamente suman 292,6 ha y 13 heleros que suponen 50,2 ha. En solo ocho años la reducción de superficies de hielo en el Pirineo de Aragón ha sido, pues, del 31% (CANCER et al., 2001).

El denominado Cambio Climático Global, manifestado entre otros aspectos por el ascenso de las temperaturas, es la principal causa del fenómeno. Los glaciares de montaña son sistemas naturales muy sensibles a las influencias ambientales a lo largo del tiempo. Cuando éstas son negativas para la persistencia de la masa del hielo, situación que en la actualidad se produce en los Pirineos, el retroceso glaciar es rápido.

Figura 1
Localización de los glaciares del Pirineo aragonés

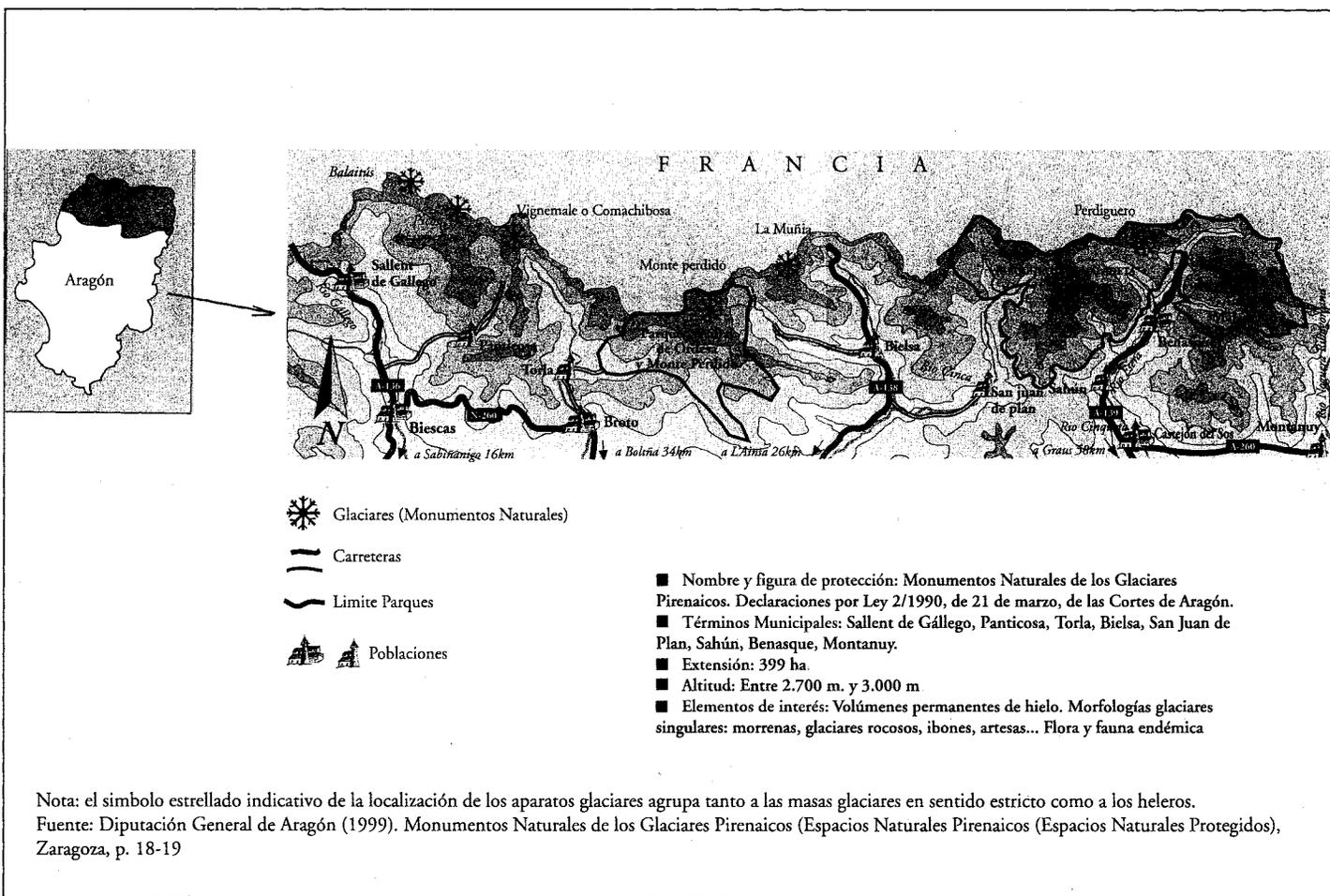


Tabla 1
Catálogo de glaciares del Pirineo Aragonés en septiembre de 2000

Macizo	Glaciares	Heleros	Altitud	Extens. (ha)	Orient
Balaitús o Moros		•Frondiellas	2800-2700	7,2	SO
		•Latour	2880-2800	1,0	SE
Infiernos o Quijada de Pondiellos	•Infiernos		2900-2670	9,6	NE
		•Oriental	2900-2770	5,0	NE
		•Occidental	2900-2820	2,0	NE
		•Punta Zarra	2780-2700	2,9	N
Vignemale o Comachibosa		•Clot de la Hount	3040-2900	2,2	NO
Monte Perdido o Tres Serols	•Monte Perdido sup. •Monte Perdido inf. •Marboré		3170-2960	8,9	NE
			2940-2700	38,7	NE
			2920-2700	12,4	NE
		•Taillón	2880-2800	2,3	S
		•Soum de Ramond o Añisclo	3100-3000	4,4	NE
La Munia o L'Almunia		•Robiñera	2780-2600	6,0	NE
Posets o Lardana	•La Paül •Posets •Lardana		3100-2900	12,2	NE
			3200-3060	10,9	E
			3080-2900	17,8	NO
Perdiguero		•Lliterola	2980-2820	3,8	S
		•Remuñé	2900-2860	3,5	SO
		•Malpás	2800-2760	3,8	SE
Maladeta	•Maladeta occidental •Maladeta oriental •Aneto •Coronas •Barrancs •Tempestades •Ixalenques •Alba		3150-2950	11,2	NE
			3200-2780	38,8	NE
			3300-2810	89,9	NE
			3200-2940	6,5	SO
			3240-2940	14,5	NE
			3000-2800	21,2	NE
			3000-2900	4,2	NE
			3020-2920	1,9	NE
Total				342,8	

Elaboración propia

El balance glaciar es el resultado entre la acumulación nival (que puede transformarse en hielo bajo condiciones térmicas y de compactación adecuadas) y la ablación o fusión. En la mayor parte de los glaciares del planeta este balance es negativo en la actualidad, de manera que los glaciares retroceden. La rapidez de este proceso en los Pirineos permite afirmar que sus actuales masas de hielo están en peligro de extinción. En efecto, diferentes estudios señalan cómo en los últimos años el fenómeno de aumento de las temperaturas ha sido una constante en esta cordillera, sobre todo las invernales, además de registrarse escasas precipitaciones nivosas, que por otra parte funden rápidamente como consecuencia de la ausencia de frío, lo cual incide en los débiles procesos de compactación de las capas de nieve inferiores (LAMPRE, 1998). Un factor a considerar en el rápido retroceso glaciar de los últimos años es la casi total inexistencia de precipitaciones de nieve en la estación estival (que hace varios lustros sí eran relativamente frecuentes), de forma que la ausencia de aportes de innivación protectora sobre las masas de hielo explica que los rayos solares incidan directamente sobre el cuerpo del glaciar, acelerando su fusión (ARENILLAS et al., 2000).

No obstante, los estudios que analizan las variables climáticas en los glaciares pirenaicos se basan fundamentalmente en deducciones (según distintos indicadores ambientales: geomorfológicos, biogeográficos...) y extrapolaciones a partir de datos climáticos de estaciones cercanas, dada la absoluta carencia de estaciones meteorológicas de verdadera alta montaña en el Pirineo aragonés. Los sectores glaciados se sitúan por encima de los 2.700 m aproximadamente, cuando las estaciones más altas son las de varios refugios de montaña (Respomuso, Góriz, La Renclusa) que no superan la cota de 2.200 m y que, además, sólo cuentan con series temporales de datos muy recientes.

No disponemos, por lo tanto, de datos directos, ni térmicos ni pluviométricos, de manera que no conocemos bien los valores de acumulación nival, fundamentales en los estudios glaciológicos. A esta aseveración cabe hacer una excepción: la colocación, en octubre de 1991, de un conjunto de balizas en el glaciar de Maladeta, a diferentes cotas, que han permitido medir los procesos de acumulación y ablación nival (MARTÍNEZ y GARCÍA, 1994; MARTÍNEZ, 1995; MARTÍNEZ et al., 1997). Este estudio fue desarrollado por el programa ERHIN (*Estudio de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival en la alta montaña*), auspiciado por el Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Dentro de este mismo programa se procedió a la instalación, en los otoños de 1985 y 1986, de un conjunto de algo más de 100 pértigas verticales que permiten conocer la altura del manto de nieve en puntos seleccionados del Pirineo Central (MOPU, 1988). Pero se trata de ubicaciones que no superan la cota de los 2.650 m, fuera de los ámbitos glaciares actuales, por lo que tampoco ofrecen información directa sobre los mismos.

Para conocer datos climáticos más precisos de los ámbitos glaciares remitimos al artículo *Clima de alta montaña y sistemas morfoclimáticos fríos en el macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés)*, incluido en la documentación de estas XVI Jornadas de Geografía Física y publicado en este número de *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*.

Aproximación hidrológica²

Introducción a la hidrología glaciar

En los estudios hidrológicos clásicos existen muy pocas referencias a las aguas de fusión del hielo. En los manuales y obras de referencia desarrollados por ingenieros, en los que se va exponiendo paso a paso el ciclo del agua, no suele existir un capítulo para las aguas de fusión, de manera que se considera la precipitación prácticamente como única fuente de escurrimiento. Es evidente que a escala planetaria la cuantificación de los recursos hídricos continentales procedentes de la fusión de los hielos es mínima, pudiendo representar del orden del 0,6%, de acuerdo con las estimaciones de L'vovic (1968). La hidrología nival sí es más tratada (DUNNE y LEOPOLD, 1978, COSANDEY y ROBINSON, 2000), pero también está ausente en muchos trabajos de síntesis. En algunos casos se tratan de forma conjunta las hidrologías glaciar y nival (MARCUS, 1969). Si descendemos a trabajos más concretos o locales son abundantes los desarrollados sobre hidrología glaciar por autores norteamericanos, escandinavos o de países alpinos, pero apenas se publican en revistas de hidrología, sino por ejemplo en *Journal of Glaciology*, *Arctic and Alpine Research* o *Geografiska Annaler*. Es decir, el tema parece seguir sin interesar demasiado a los hidrólogos y son fundamentalmente los glaciólogos quienes trabajan en esta línea.

Las aguas procedentes de la fusión del hielo son el producto principal de la ablación de los glaciares. El deshielo se incrementa desde la línea de equilibrio y es máximo en las partes distales del glaciar, en las que se registra una superposición del subsistema fluvio-glaciar sobre el glaciar, ganando terreno progresivamente el primero de ellos conforme nos acercamos al final de la masa de hielo (SUGDEN y JOHN, 1976).

El agua de deshielo puede ser superficial o interna. La parte superficial depende en su volumen de las condiciones térmicas de la atmósfera. La basal o interna puede derivar del calor geotérmico y de la propia presión de la masa de hielo, que puede ocasionar fusión en una capa de 10 a 15 mm (WALDER, 1982). Los canales de fusión en el hielo son muy diversos en forma, dimensión y posición: los marginales circulan entre el hielo y la roca; los supraglaciares (*bédiers*) son rectos o meandriiformes en función de la pendiente y pueden sumergirse en pozos cilíndricos (*moulins*) que generan una topografía kárstica (Stenborg, 1970); el drenaje interno de canales intra y subglaciares es una red de galerías de tipo trenzado (HOOKE et al., 1988). Todos estos conductos se ensanchan en verano por aumento de temperatura y mayor aporte hídrico. Por último, los canales proglaciares son los que discurren fuera de la masa de hielo, evacuando al exterior las aguas derivadas del deshielo glaciar.

Por lo que respecta a los caudales, presentan importantes oscilaciones diarias, como veremos. Dunne y Black (1971), Arnáez y García Ruiz (1984) y

2. Parte de los datos aquí expuestos fueron presentados a la Reunión Anual de la *Société Hydrotechnique de France (SHF)*, *Section de Glaciologie-Nivologie*, celebrada en Grenoble los días 15 y 16 de marzo de 2001.

Alvera y Puigdefábregas (1985) ya constataron estos ritmos de fusión y detectaron desfases entre el máximo térmico diario y el máximo caudal de 4 ó 5 horas al comienzo del verano y de 2 a 3 horas al final de la estación calurosa. No obstante, estos autores analizaron de forma conjunta hielo y nieve. El desfase encontrado por Lampre, Cancar y Ollero (1999) al pie mismo del glaciar de Infiernos (casi exclusivamente fusión glaciar) y a primeros de septiembre es de 2 horas.

Las variaciones estacionales son también muy significativas, con mínimos en invierno y máximos en verano que han definido un tipo de régimen fluvial, el glaciar (PARDÉ, 1960; GUILCHER, 1965; GAUDET, 1975), que reproduce fielmente el régimen de temperaturas.

El efecto de la escorrentía glaciar a escala de cuenca supone un elemento regulador de los caudales, especialmente en las zonas de latitudes medias (LANG, 1993). En el propio régimen del Ésera es significativo este efecto (en mucha mayor medida atribuible a la nieve que al hielo, como es evidente), que minimiza las diferencias entre años húmedos y secos (GARCÍA RUIZ et al., 1985; OLLERO et al., 2001).

Pueden registrarse espectaculares crecidas de origen glaciar por intensos procesos de fusión (HAEBERLI, 1983) o, en mayor medida, por roturas de bolsas subglaciares, de presas de hielo o de lagos marginales represados (Pardé, 1961; BENN y EVANS, 1998). Para estos procesos, a veces favorecidos por episodios sísmicos o volcánicos, se emplea el término islandés de *jökulhlaups*. Su hidrograma es marcadamente puntiagudo, ya que la crecida es muy rápida por la brusquedad de su origen y las fuertes pendientes de los cauces proglaciares. Estas enormes avenidas que pueden generarse (HAMBREY y ALEAN, 1992) movilizan grandes cantidades de sedimentos que forman los *sandar* o llanuras de gravas y arena (MAIZELS, 1997). Al pie de algunos macizos del Pirineo Central hemos encontrado restos de eventos extremos de notable potencia que trataremos de analizar y datar en próximos trabajos.

Por último, destacar que el agua de deshielo tiene una notable importancia en los procesos geomorfológicos del sistema glaciar (GUTIÉRREZ ELORZA, 2001): interviene en el movimiento del glaciar, favoreciendo el desplazamiento del hielo, transporta un flujo de partículas en el medio subglaciar y cuenta con un importante papel erosivo y deposicional más allá de las masas de hielo.

Interés del estudio de la fusión glaciar

El estudio de la fusión glaciar en el Pirineo ha sido poco abordado hasta la fecha, a diferencia de lo que ocurre en otras cordilleras glaciadas (como en los Alpes), en las que se vienen realizando periódicamente campañas de este fenómeno que sirven, entre otros objetivos, para establecer los balances glaciares. Pero el estudio de las pérdidas no sólo de superficies sino también de masas

glaciares choca el en Pirineo aragonés con el problema de la inexistencia de estaciones meteorológicas de altitud al que ya hemos aludido. Las más próximas a los ámbitos glaciados se sitúan unos 500 m por debajo de las cotas inferiores del hielo. En estas condiciones, los datos de las entradas de nieve en el sistema son, al menos de forma directa, desconocidos. Para acometer el estudio del otro puntal del balance glaciar, las salidas de agua, tampoco se cuenta con ninguna estación de aforos ni permanente ni estacional. Esta carencia del mínimo equipamiento explica que el estudio científico del glaciario surpirenaico no cuente tan apenas con aportaciones en este campo.

Sin embargo, el estudio de la fusión glaciar resulta de gran importancia para la comprensión de las pérdidas de volumen de la masa de hielo que progresivamente están sufriendo estos glaciares. Por este motivo, y con la intención de disponer de unos primeros datos referidos a las salidas de agua en las fechas clave en que se acelera la fusión glaciar —finales del verano—, un grupo de investigadores llevamos tres veranos tomando mediciones sistemáticas de este proceso. Los primeros datos obtenidos, referidos a los glaciares de Infiernos y Maladeta (LAMPRE et al., 1999; OLLERO et al., 2000; CANCER et al., 2001; CANCER et al., en prensa), a pesar de su modestia derivada de la escasez de medios y de lo reducido del equipo humano embarcado en este proyecto, arrojan interesantes conclusiones que permiten 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 queda apoyada y certificada con unos datos hidrológicos que vienen a completar los estudios glaciológicos realizados en esta cordillera.

Algunos condicionantes de la fusión glaciar

El estudio de las salidas del agua de fusión glaciar choca con un importante problema, derivado de la innivación. Durante la mayor parte del año, el hielo glaciar está recubierto de una lámina más o menos gruesa y densa de nieve, de manera que la fusión supraglaciar realmente afecta a esa cobertura nivosa, pero no al cuerpo fundamental del aparato glaciar, al hielo. Los caudales de esta fusión supraglaciar se mezclan, sobre todo en la lengua terminal glaciar, con los procedentes de la fusión subglaciar, que discurren por la superficie de contacto entre la base del hielo y su sustrato rocoso y son consecuencia de la presión que soporta el hielo en su base, lo cual provoca esa fusión en condiciones térmicas inferiores a los 0° C y permite además la movilidad del aparato glaciar, al existir entre el hielo y la roca una lámina de agua sobre la que se desliza el glaciar.

Esta fusión subglaciar sí que procede mayoritariamente del hielo, pero al mezclarse con la supraglaciar resulta complejo saber qué porcentaje del agua de fusión tiene origen glaciar o nival. Por eso, los trabajos de campo para conocer los volúmenes y los ritmos de fusión glaciar conviene realizarlos cuando los

glaciares están más descubiertos, libres de la cobertura nivosa característica de la mayor parte del año. En nuestras latitudes nos aproximamos a esta situación a finales del verano e inicios del otoño. Los últimos días de agosto y los primeros de septiembre son —en condiciones normales— los más adecuados. Antes, incluso en pleno verano, los glaciares pirenaicos todavía conservan buena parte de su superficie cubierta por las nieves invernales y primaverales; más tarde, a partir de mitad de septiembre aproximadamente, suelen comenzar las nevadas por encima de los 2.500 m. Incluso en este corto periodo de tiempo, las cotas superiores del aparato glaciar todavía suelen conservar cobertura nivosa. Esta línea de contacto entre la nieve y el hielo es precisamente la línea de equilibrio glaciar, que separa la zona de acumulación de la de ablación.

Trabajar en este periodo nos permite registrar datos de fusión directa del hielo en su mayor parte. En un trabajo como el que nos ocupa era nuestra única posibilidad de aproximarnos al problema del balance glaciar, aunque somos conscientes que de manera muy parcial. Lo ideal habría sido disponer de datos pluviométricos fiables para conocer las entradas de agua en el sistema. Dado que, como se ha dicho más arriba, no existen, sería necesario instalar una red meteorológica de alta montaña. Pero incluso suponiendo que la misma fuese una realidad próxima, obligaría a varios años de observaciones sistemáticas.³

Las aguas originadas por la fusión glaciar guardan una importante relación con la dinámica glaciar (movimiento y deslizamiento del hielo), y constituyen un sistema de drenaje directamente controlado por las características propias del aparato glaciar (morfología, estructura, etc.) y por las condiciones ambientales, especialmente la temperatura del aire y la insolación. El mayor volumen de aguas procedentes de la fusión del hielo en los glaciares clasificados como templados se produce en su frente. Este lugar recoge las dos fuentes principales de las aguas de fusión glaciar: las aguas basales e internas (subglaciares y endoglaciares) y las aguas superficiales (supraglaciares). Las aguas de fusión superficiales predominan en el área de ablación del glaciar, mientras que las subglaciares tienen una relativa importancia en los glaciares cuya base se encuentra al punto de fusión bajo presión. Se estima que el flujo mayoritario de las aguas de fusión estivales es debido a fuentes superficiales, mientras el limitado caudal de fusión invernal es originado por las aguas de origen basal (SUGDEN y JOHN, 1976).

Una vez fundida y desaguada la reserva nival almacenada en el área de acumulación del glaciar, la descarga de agua de fusión glaciar responde a factores exclusivamente climáticos (insolación y temperatura del aire). Al margen quedarían las posibles precipitaciones líquidas incorporadas durante la estación de ablación como un *input* suplementario al sistema. De cualquier forma, cuando

3. En este sentido, en el verano de 2001 vamos a instalar una completa estación meteorológica de altitud cercana a la cima del Aneto, a más de 3.000 m.s.n.m., que será, junto a otra existente en la falda del Veleto (Sierra Nevada), la más alta de la Península Ibérica y la primera ubicada en los propios ambientes glaciados del Pirineo.

el hielo aflora al final del verano, la lluvia es evacuada de forma casi instantánea del glaciar, incorporándose a la escorrentía, mientras las precipitaciones líquidas caídas al comienzo de la estación pueden quedar congeladas sobre la superficie del glaciar o ser retenidas en los poros de la neviza, retardando su drenaje.

El desagüe o descarga del agua de fusión fluctúa enormemente en el tiempo, reflejando diferentes oscilaciones según el orden de magnitud temporal analizado. En los grandes glaciares alpinos son bien conocidas las fluctuaciones diarias durante el verano, registrando un modelo típico que presenta un mínimo volumen de aguas de fusión por la mañana temprano, un fortísimo incremento a lo largo del día hasta alcanzar un pico máximo por la tarde, y una nueva caída durante la noche. Esta oscilación del caudal es prácticamente inexistente durante el invierno, comenzándose a registrar a comienzos de la estación estival. La amplitud de la fluctuación tiende a acentuarse en el transcurso del verano, con el incremento de las tasas de ablación. Por otra parte, la fusión diaria sigue un ritmo que anticipa progresivamente la hora del pico de descarga máxima. Vivian y Zumstein (1973) reconocen en el glaciar de l'Argentière (Mont Blanc) un pico máximo de caudal situado entre las 23-24 horas al comienzo del verano, entre las 18-20 horas en pleno verano, y entre las 16-17 horas en el mes de septiembre. Este adelanto paulatino conforme avanza el verano y la estación de ablación, se relaciona con la progresiva incisión de la red de drenaje supraglaciar, así como con el desarrollo y apertura de las cavidades y túneles endo y subglaciares (hay que tener en cuenta que el invierno recongela cualquier estructura del sistema de drenaje a excepción de la base del hielo), con lo que se va ganando progresivamente en eficacia y rapidez de desagüe. Factores ajenos a la estricta fusión, como una nevada estival (reduciendo momentáneamente la ablación) o una tormenta (aumentando la descarga), pueden causar bruscas modificaciones de estos ritmos diarios, siempre dependiendo de las características específicas de la masa de hielo, cobertura nival, hielo aflorante, etc.

Elección de aparatos glaciares sobre los que efectuar las medidas de fusión

Para llevar a cabo el estudio del ritmo diario de los caudales de fusión se eligieron, dentro de los actuales 13 glaciares blancos del pirineo español, aquellos aparatos con morfología adecuada para tomar las mediciones. En este sentido, las formas en cuña (triángulo invertido o embudo) son las más apropiadas, pues las escorrentías supra y subglaciar se concentran en el frente terminal del hielo. Si, además, la masa helada se encuentra bien encajada entre resaltes rocosos, el proceso de concentración de las aguas de fusión en un único colector se ve favorecido. El glaciar que mejor se adapta a estos requerimientos es el de Infiernos, ubicado en el sector occidental de la zona glaciada pirenaica (alto valle del Gállego). Dado que también era interesante disponer de medidas de otro glaciar de la zona oriental, se eligió el de Maladeta Oriental (alto valle del Ésera), que aun no presentando una forma tan plenamente adaptada a nues-

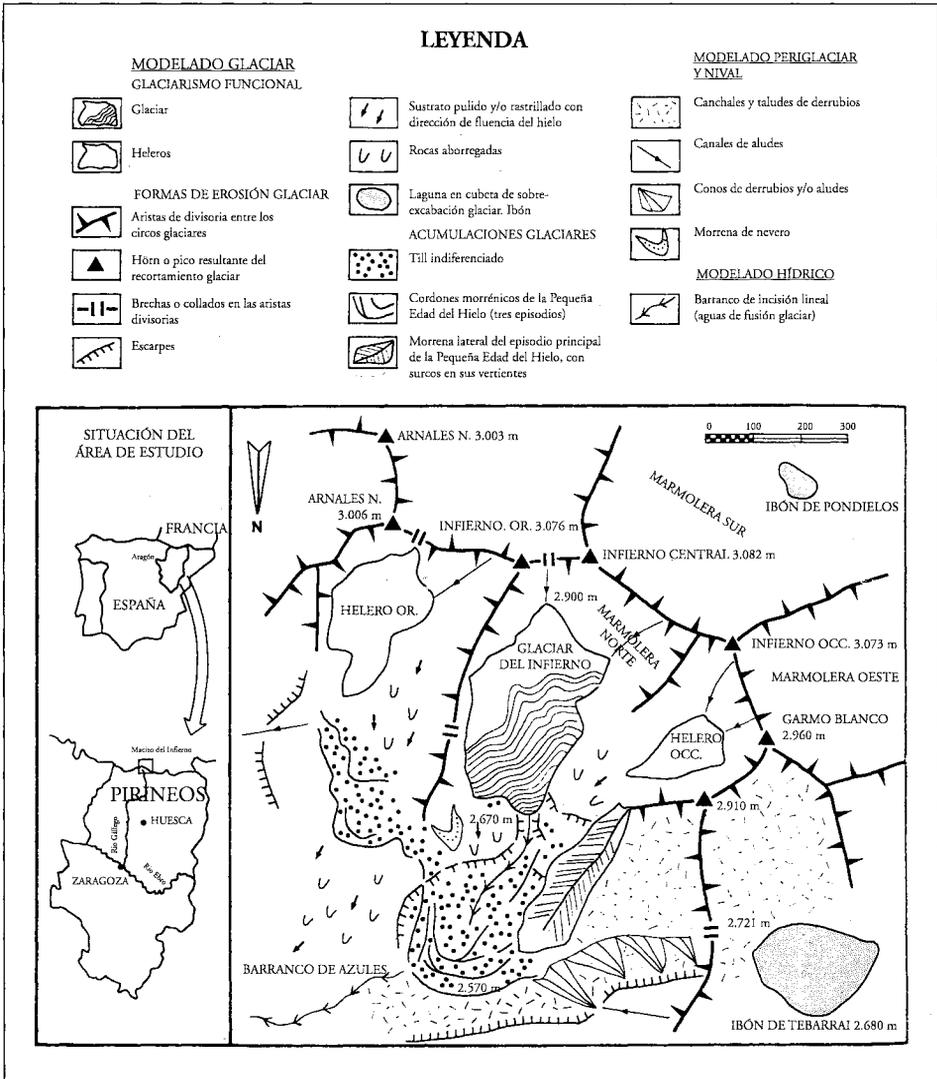
tros objetivos, era, dentro del ámbito del macizo de Aneto-Maladeta (donde se encuentran los mayores glaciares pirenaicos españoles) el más próximo a esa morfología. La ubicación de ambos puede apreciarse en la figura 1, estando separados entre sí por una distancia de más de 90 km.

El glaciar de Infiernos se halla enmarcado por los picos del Infierno o Quijada de Pondiellos, alcanzando los 3.082 m en su punto culminante (Infierno Central). Están constituidos por pelitas y calizas devónicas atravesadas por potentes franjas de mármoles. Estos picos conforman una cresta de eje NO-SE, lo cual permite una orientación apropiada para el desarrollo glaciar en su vertiente NE, favorecida además por lo abrupto del sector, que permite la existencia de extensas umbrías. La excavación de los circos glaciares se ha visto facilitada por las características estructurales de la zona, pues coinciden con fallas de sentido N-S. Los caudales de fusión alimentan los *ibones* (término aplicado en Aragón a los lagos de origen glaciar) Azules, ubicados al E-NE de las masas de hielo (CANCER, 1995). En todo el sector se suceden episodios glaciares ordenados en el tiempo, desde las evidencias de morrenas tardiglaciares hasta las de la Pequeña Edad del Hielo (SERRANO y AGUDO, 1988).

Hasta hace pocos años, en el macizo de Infiernos se señalaba la existencia de dos glaciares (occidental y oriental) y un helero (ocupando la posición más occidental), todos ellos en circos de orientación N-NE. Estudios como los de Serrat (1980), Martínez de Pisón y Arenillas (1988), Serrano y Agudo (1988), Arenillas et al. (1992), Chueca y Lampre (1994) o Chueca et al. (1998), así lo indican. Pero algunos trabajos ya señalaban la evidente evolución regresiva del aparato oriental: *el aparato occidental es el más activo (...); el glaciar oriental es menos dinámico, evoluciona hacia un helero estático* (CHUECA y LAMPRE, 1994, p. 21). En nuestros primeros trabajos de campo de septiembre de 1998, pudimos comprobar que la categoría de helero ya había sido alcanzada por este anterior glaciar, lo cual confirma su evidente tendencia regresiva. De esta forma, en el macizo de Infiernos sólo queda actualmente un aparato realmente glaciar, el denominado tradicionalmente glaciar occidental, con una extensión de 9,6 ha, entre las cotas 2676 y 2900 m (datos medidos *in situ* el 11 de septiembre de 2000). Llama la atención su baja cota inferior, en comparación con las restantes masas glaciares surpirenaicas (según se puede apreciar en la tabla 1). Factores como la entidad de la umbría sobre la que se desarrolla, al pie de la imponente vertiente septentrional de los Infiernos, o su posición occidental en el territorio glaciado pirenaico, favorecedora de las advecciones atlánticas O-NO (origen de buena parte de las precipitaciones pirenaicas) pueden explicar el dato.

Tanto por su marco estructural como por su fuerte pendiente, que facilita la existencia de abundantes grietas de tracción en su tercio superior, este glaciar presenta un llamativo aspecto. Valga en este sentido la opinión de Arenillas et al. (1998, p. 332), para quienes los glaciares septentrionales de Monte Perdido y el que nos ocupa son los de morfología más vigorosa del Pirineo español. Las características geomorfológicas del glaciar y su entorno aparecen cartografiadas en la figura 2.

Figura 2
Mapa Geomorfológico del Macizo del Infierno



Respecto al glaciér de Maladeta Oriental, se localiza al pie del pico hom3nimo, de 3.308 m. de altitud, y del largo cresteri3o desarrollado al Oeste del mismo, con numerosas cimas que sobrepasan los 3.200 m de altitud. De orientaci3n NE, sus cotas altim3tricas se ubican entre los 2.780 m y los 3.200 m. Vecino del glaciér de Aneto (de que le separa la cresta de los Portillones), pertenece al complejo glaciér mejor conservado de los Pirineos, favorecido sin duda por la altitud que la cordillera alcanza en el macizo granítico de Aneto-Maladeta (con su punto culminante a 3.404 m), adem3s de por su disposici3n morfoestructural (NO-SE), de manera que en su vertiente norte pueden desarrollarse amplias umbrías.

En los catálogos de masas glaciares a los que antes hemos hecho referencia, el denominado glaciar de Maladeta se extendía hacia el Oeste hasta la base de los Picos Occidentales y del collado de Alba. Sin embargo, la regresión glaciar ha compartimentado recientemente este aparato en dos sectores desconexos, de manera que el lóbulo occidental ha dejado de pertenecer al anterior cuerpo unitario de hielo. Por esta razón, desde nuestras observaciones de campo de septiembre de 1998, consideramos en este sector la existencia de dos glaciares diferentes (separados levemente entre sí por una loma divisoria de sentido S-N): Maladeta Oriental y Maladeta Occidental, tal como se refleja en la tabla 1. El primero alcanza las 38,8 ha, disputándose con el glaciar inferior de Monte Perdido el segundo puesto en la jerarquía de glaciares españoles por su extensión, tras el del Aneto. En cuanto al de Maladeta Occidental, se limita a 11,2 ha (según nuestros datos de septiembre de 2000). Las características geomorfológicas del glaciar y su entorno aparecen cartografiadas en la figura 3.

Objetivos y metodología

La suma de los caudales aportados por las aguas de fusión de los dos glaciares seleccionados y sus ritmos diarios de descarga constituyen los principales objetivos de este estudio.

Para el glaciar de Infiernos, los trabajos de campo se llevaron a cabo los días 4-5 de septiembre de 1988, 10-11 de septiembre de 1999 y 9-10 de septiembre de 2000. En todos los casos se realizaron mediciones a lo largo de un ciclo diario completo (24 horas), lo cual exige la casi continua presencia de los investigadores en el propio glaciar. Por esta razón, las personas integrantes del equipo acampamos al lado de la lengua terminal del glaciar, de la que nos separaba una distancia aproximada de sólo 200 m a través de rocas aborregadas.

Para la medición se eligió el extremo inferior de la lengua de hielo, del que surge una corriente de fusión sobre un cauce de fuerte pendiente que se encaja entre la roca enmarcante del glaciar (orilla derecha) y el depósito morrénico (orilla izquierda), a 2.670 m de altitud. A escasos metros al pie del extremo de la lengua del hielo, el cauce pierde pendiente en un punto muy concreto donde la corriente se remansa un tanto. Allí se efectuaron las medidas, acondicionando con los propios bloques del cauce una pequeña represa que controlaba la mayor parte del caudal. Este punto, situado a sólo 3 m del extremo final de la lengua de hielo en 1998, distaba 11,5 m en 1999 y 12,4 m. en 2000, debido a la regresión glaciar experimentada.

Las mediciones de la velocidad de la corriente se realizaron con un molinete o correntímetro electrónico (OTT C2), e iban acompañadas de mediciones paralelas del perímetro mojado del punto de muestreo. Se trató de realizar el mayor número posible de medidas a lo largo de 24 horas: una medición cada hora entre las 8 h. y las 22 h., y una medición cada dos horas entre las 22 h. y las 8 h. Además de por las mayores dificultades que presenta el trabajo en alta

Figura 3
Mapa geomorfológico del macizo de la Maladeta

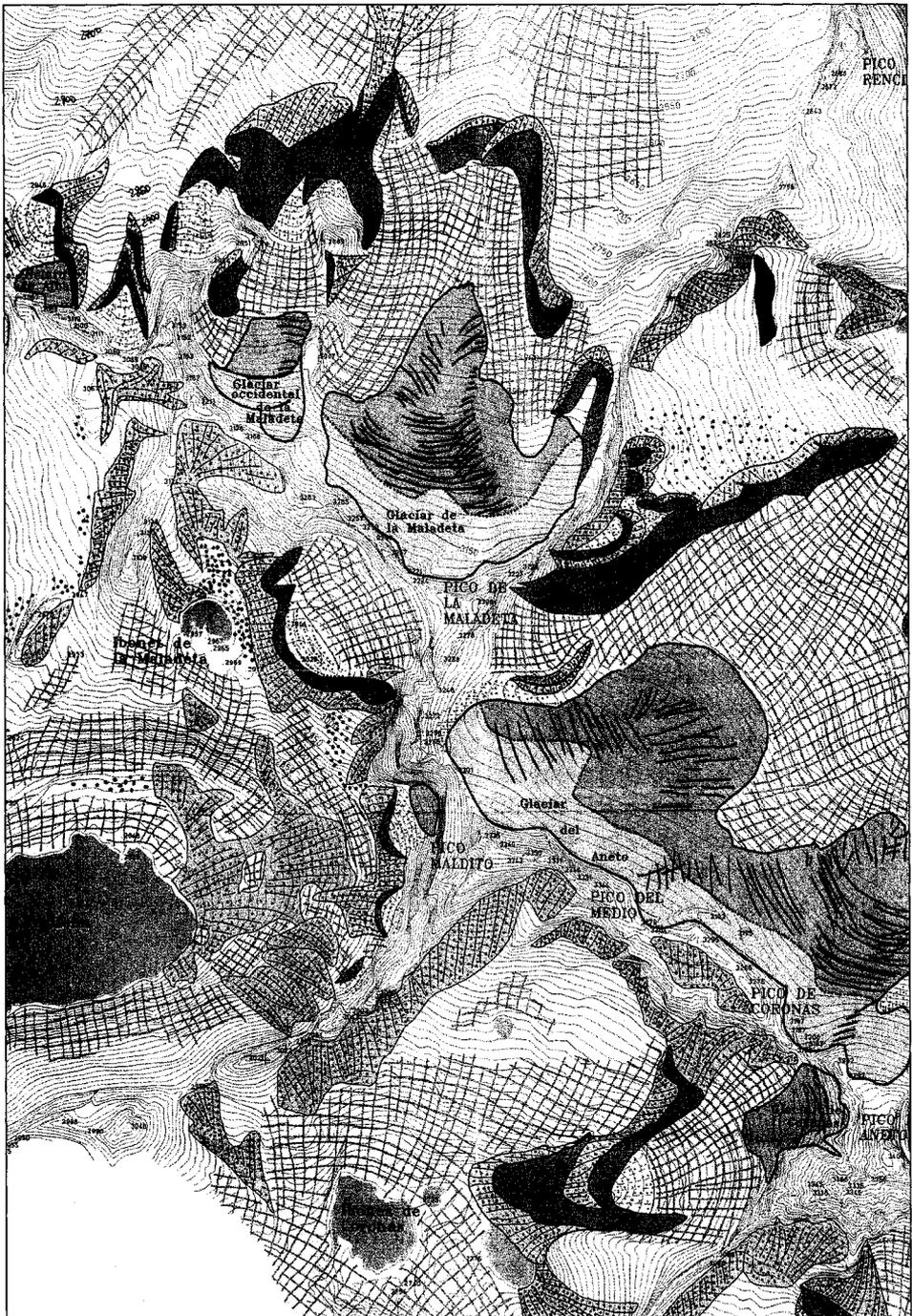
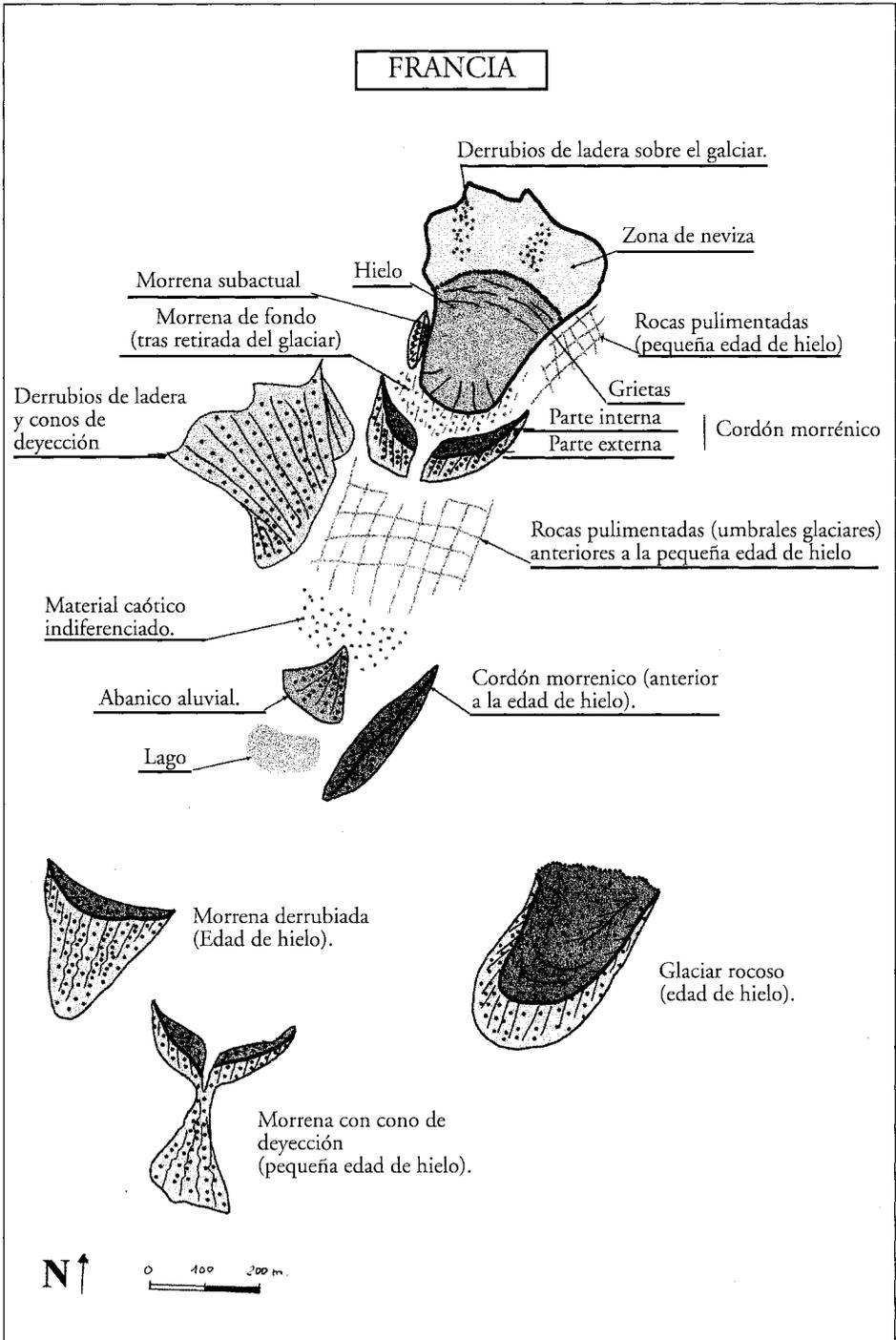


Figura 3 bis
Leyenda del mapa geomorfológico de las Maladeta



montaña en horario nocturno, debe señalarse que esta diferente frecuencia de medidas diurnas y nocturnas se justifica también, y sobre todo, en que los ritmos de variaciones de caudal son mucho menores por la noche que por el día.

Este plan de mediciones se trastocó levemente en 1998, pues se produjo una precipitación en forma de lluvia desde las 22 horas del día cuatro a las 2 horas del día cinco, lo que obligó a no realizar mediciones en ese periodo y a esperar prudencialmente algo más de dos horas desde el final del evento para eliminar su efecto en el caudal. Sin embargo, a las 4 horas del día cinco, dos horas después de concluida la precipitación, el caudal medido era prácticamente cero. Esto demuestra que la precipitación caída se había transformado ya en escorrentía y había sido totalmente evacuada, ya que el hielo del glaciar se comportó como cuerpo impermeable de fuerte pendiente, como si de un gran tejado se tratara, favorecido además por la baja temperatura ambiental (entre 4° C y 1° C).

A la vez que se medía el caudal con el correntímetro se tomaba la temperatura del aire y del hielo y se anotaban las condiciones ambientales que más podían influir en el proceso de fusión: nubosidad, viento o precipitaciones, y porcentaje de la superficie glaciar con insolación. Posteriormente el trabajo de gabinete lleva al cálculo, aplicando las fórmulas calibradas del molinete y multiplicando por las medidas de sección, del caudal circulante, realizándose a partir del mismo las gráficas que muestran la evolución temporal de la escorrentía.

En lo referente al glaciar de Maladeta, existen importantes diferencias en el plan de trabajo respecto a lo explicado para Infiernos. En primer lugar y debido a problemas meteorológicos, únicamente se pudo realizar la tarea de medición de caudales durante la campaña estival de 1999 (10-11 de septiembre). En los otros dos años, el trabajo fue imposible. En las fechas seleccionadas de 1998 una intensa granizada impidió llevar a cabo las mediciones, mientras que una temprana nevada de fines de verano echó por tierra el intento de 2000.

Otro aspecto diferencial es la propia configuración de este glaciar. A pesar de su forma en embudo, no hay sólo un torrente de fusión, sino varios. Además, carecen de recorrido superficial hasta que atraviesan la morrena de la Pequeña Edad del Hielo. En el glaciar de Maladeta Oriental fue imposible tomar las medidas de fusión tan cerca de la lengua glaciar como en el de Infiernos, debido a que ésta concluye tapada por depósitos morrénicos de notable superficie y espesor. Por ello, nos vimos obligados a instalar el punto de muestreo en un saliente rocoso al pie de la citada morrena, único lugar donde el torrente de fusión, el barranco del Diente, se encaja y circula superficialmente, a unos 2.600 m de altitud.

El hecho de que no haya un único torrente de fusión (al Este del barranco del Diente hay otros dos) tiene gran importancia en la representatividad de los datos obtenidos. Así, mientras en el punto de muestreo del glaciar de Infiernos se recoge prácticamente el 100% de la escorrentía de fusión, en el de Maladeta se mide una parte relativamente reducida de la misma. Por otro lado, también hay que considerar que existe una distancia de unos 500 m y un desnivel de 200 m entre este glaciar y el punto de muestreo en el torrente, con el depósito morrénico por medio, lo cual se refleja en los datos obtenidos (OLLERO et al., 2001).

Nuestro trabajo presenta dificultades añadidas a las puramente científicas: acceso al glaciar, peso y volumen de los aparatos empleados y del equipo personal, condiciones meteorológicas, precariedad del lugar de acampada, etc., propias en los medios de alta montaña (BOCQUET y THOMAS, 1989), que deben vencerse con altas dosis de esfuerzo personal. Especialmente durante la noche, las dificultades de acceso al punto de medida son reseñables. La aplicación de la metodología es rigurosa y efectiva, pero no cabe duda de que con un equipo humano más amplio y con mayor presupuesto se habrían alcanzado resultados más completos, al poderse efectuar mayor número de mediciones en otras fechas del verano y contar con sistemas de medida que minimizaran el margen de error.

Resultados: ritmos de fusión

Los primeros resultados de nuestras investigaciones son explicados en publicaciones previas del equipo de trabajo (LAMPRE et al., 1999; OLLERO et al., 2000; CANCER et al., 2001 y en prensa) y demuestran que existe un régimen diario de fusión del hielo en los glaciares de Infiernos y Maladeta Oriental con unos valores muy contrastados, indicativos de un ritmo similar al observado en otros glaciares de montaña en latitudes medias. La dependencia caudal-temperatura es, lógicamente, muy estrecha.

Los caudales mínimos se registran en un amplio periodo comprendido entre aproximadamente las 0 horas y las 11 horas, con escasas variaciones. A partir de las 11-12 horas, los caudales aumentan espectacularmente, alcanzando el máximo hacia las 16 horas (en todos los casos nos referimos a la hora oficial; la solar corresponde a dos horas menos) (ver figuras 4 y 6).

Un dato destacable es que el incremento o decremento de los caudales es posterior al térmico en unas dos horas. Este dato, apreciable a lo largo de todo el ciclo diario de medición, resulta especialmente evidente por la mañana. Hasta prácticamente las 12 horas no hay aumento importante de los caudales, mientras que los valores térmicos y de insolación directa de la masa glaciar han aumentado con anterioridad. Las figuras 5 y 7 permiten apreciar visualmente este fenómeno al cruzarlas con las gráficas de las figuras 4 y 6.

El análisis comparado de las curvas de caudales de fusión de ambos glaciares (figuras 4 y 6) permite apreciar que, en el de Maladeta, la morrena a la que antes se ha hecho referencia, ubicada entre el hielo y el punto de medición, actúa a modo de esponja y amortigua las curvas de variación, mucho menos marcadas en este glaciar que en el de Infiernos. De esta forma, parece claro que las diferencias en los ritmos diarios de variaciones de caudal medidas en distintos glaciares pueden deberse, además de al propio comportamiento particular de los distintos cuerpos de hielo, a la ubicación concreta de los lugares en los que se efectúan las mediciones, que pueden encontrarse inmediatamente al pie del hielo (caso de Infiernos) o a cierta distancia, separados de aquél por depósitos morrénicos o de otro tipo que tienen gran importancia en las curvas de variación (caso de Maladeta).

Efectivamente, en los datos del glaciar de Maladeta Oriental se observa una destacada ponderación, ya que el valor más alto, 23,61 l/s, registrado a las 16 horas, es tan sólo 8 veces más elevado que el valor más bajo, 2,94 l/s a las 4 horas. En Infiernos, sin embargo, este cociente llega a 19,74. Esta atenuación del ritmo diario de fusión en Maladeta Este se debe sin duda a la distancia del punto de medición respecto del glaciar y al papel de la morrena atravesada retardando una parte del flujo hídrico y suavizando el perfil del hidrograma. En ambos glaciares el caudal más alto se registra un par de horas después del mediodía solar. Esto implica que la morrena de Maladeta Este reduce el caudal punta de fusión glaciar, pero no lo retrasa en el tiempo, es decir, la morrena es atravesada con rapidez y facilidad debido a la elevada pendiente, pero queda una parte del agua de fusión retenida en ella, haciendo posible que el caudal nocturno sea mucho más elevado de lo esperado atendiendo exclusivamente al factor de la temperatura ambiental.

Los valores de fusión obtenidos en los ciclos diarios de los veranos de 1998, 1999 y 2000 pueden ser comparados con los medidos en el Pirineo francés hace más de 70 años. En efecto, en 1929, la *Administration des Eaux et Forêts* (del Ministerio de Agricultura francés), encargó un estudio a M. Joseph Devaux, publicado en la revista *Études Glaciologiques*, que muy posiblemente sea la primera aproximación al fenómeno de la fusión glaciar en los Pirineos. Las medidas, llevadas a cabo en el macizo de Vignemale, dan una idea del agua originada en un glaciar:

Figura 4
Comparación de caudales de fusión en el glaciar de Infiernos en las campañas de medición de 1998, 1999 y 2000

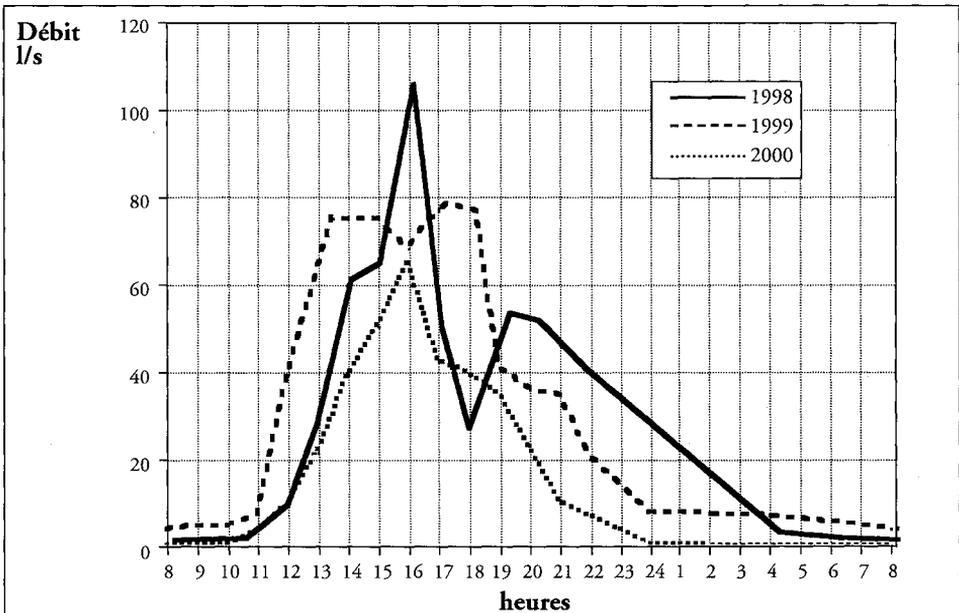
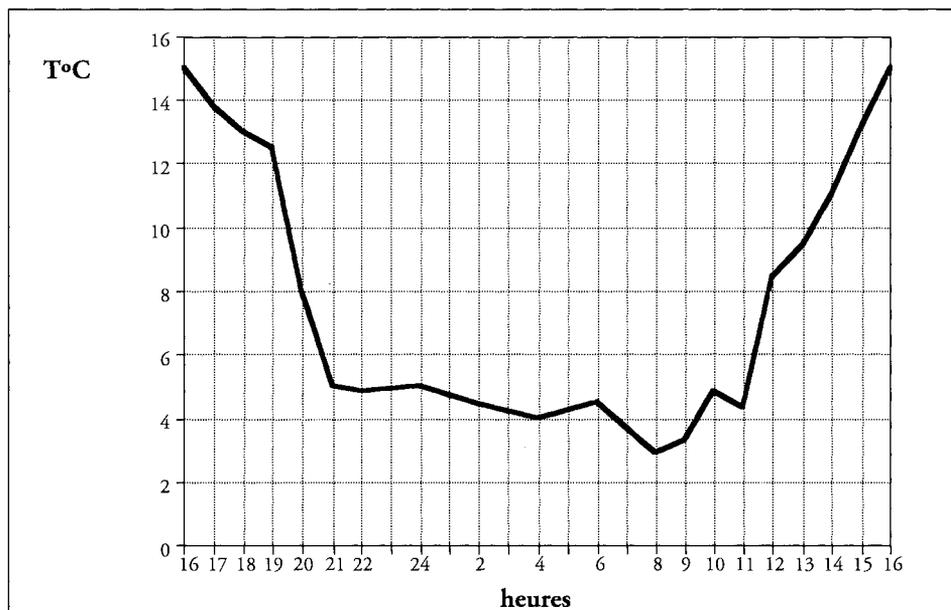


Figura 5
Temperaturas del aire registradas durante la campaña del 9-10
de septiembre de 2000 en el glaciar de Infiernos.



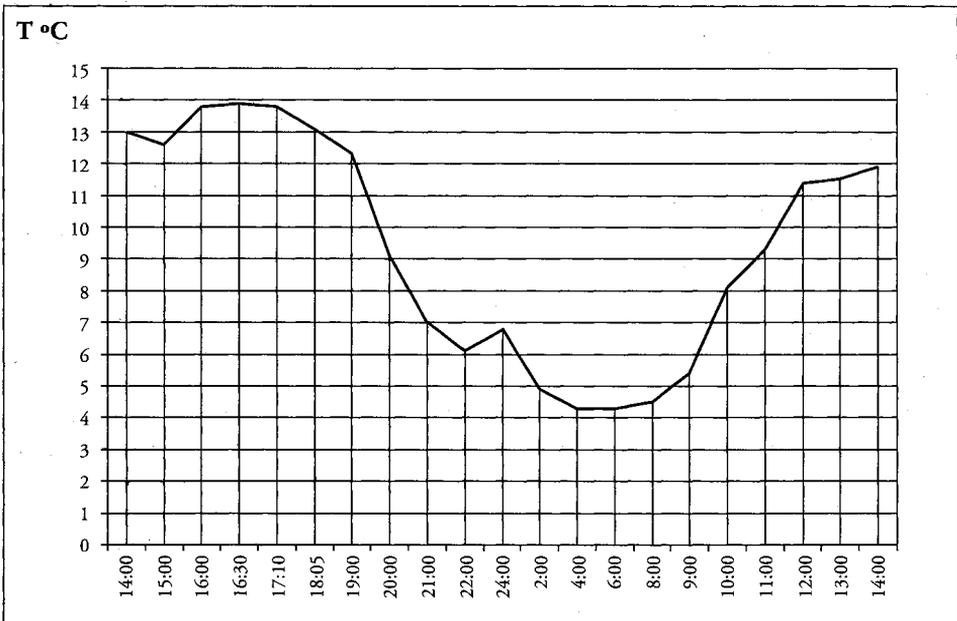
a finales de septiembre, con temperaturas medias levemente superiores a los 0° C, el glaciar d'Ossue (el mayor del complejo glaciado del Vignemale) proporciona alrededor de 30 m³/ha/día con tiempo nuboso (reducida insolación), y unos 300 m³/ha/día con cielo despejado (elevada insolación). Devaux ya apuntaba entonces varios factores que condicionarían la fusión glaciaria: a) la altitud, orientación y pendiente de la masa de hielo; b) la estación o época del año; c) las circunstancias meteorológicas imperantes: nubosidad, temperatura, etc. (DEVAUX, 1934). En nuestro caso la insolación diurna, durante los tres años, ha sido de media a elevada, y los valores resultantes (entre 262 m³/ha/día y 126 m³/ha/día para el glaciar de Infiernos) resultan comparables a los de Devaux.

Nuestros resultados de relación caudal-temperatura apoyan los obtenidos en glaciares de otras cordilleras, así como los referidos al horario de los picos de descarga máxima característicos del mes de septiembre, más temprano que en los meses anteriores (VIVIAM y ZUMSTEIN, 1973). Tal como hemos indicado en párrafos precedentes, la progresiva incisión de la red de drenaje supraglaciaria conforme avanza el verano favorece la rapidez del desagüe de las aguas de fusión. En este sentido, en el glaciar de Infiernos hemos observado, durante las tres campañas estivales de trabajo, la densa red de *bédières* (canales de fusión) que surcan el tercio inferior del glaciar, y cómo estos son más numerosos y desarrollados cada año, confirmando la tendencia regresiva del cuerpo de hielo. Así, mientras que en 1998 sus medidas eran de 1-2 m de profundidad y 0,5-1 m de ancho, en 1999 y 2000 pueden llegar fácilmente a 2,5 m de profundidad y 1,5 m. de ancho.

Figura 6
Caudal de fusión al pie del glaciar de la Maladeta Oriental
(10-11 de septiembre de 1999)



Figura 7
Temperaturas del aire registradas en el glaciar de Maladeta Oriental
(10-11 de septiembre de 1999)



Estos *bédières* constituyen una red subparalela y convergente en el frente del glaciar que encauza las aguas de fusión supraglaciar. El reducido espesor (inferior a 5 m) y escaso dinamismo del aparato glaciar en su sector inferior, limitado a una masa de hielo inactiva y terminal, no induce a la pérdida de las aguas superficiales en sumideros (no existen *moulins*) o grietas (*crevasses*), inexistentes en las observaciones realizadas durante las fechas de nuestro estudio. De esta forma, regueros y *bédières* confluyen sin obstáculos reseñables en el frente del glaciar y en el embudo rocoso que se origina inmediatamente a sus pies, canalizando prácticamente la totalidad de las aguas supraglaciares.

Evolución diurna de la conductividad eléctrica y del pH en aguas de fusión del glaciar de infiernos⁴

La determinación sistemática de parámetros químicos, entre ellos la conductividad eléctrica y pH, constituyen una herramienta adecuada, entre otros objetivos, para caracterizar la hidrología de las aguas de fusión de nieve y hielo glaciar, como se muestra en Sharp et al. (1998). Sin embargo, hasta el presente se carece de datos de los glaciares del Pirineo central español.

Entre los días 9 y 10 de septiembre de 2000, en un ciclo de 24 horas, se determinaron ambos parámetros junto al caudal. La conductividad se determinó mediante un Orion 122. El pH en un Orion 290A con un electrodo de vidrio Orion 9107. Los estándares de calibración comerciales, en valores de 4, 7 y 10 unidades de pH, se mantuvieron a la temperatura del agua de fusión. En todas las mediciones de pH, se calibró el equipo antes de la medición. Se midió en agua recién tomada, renovada varias veces y con una ligera agitación manual, hasta estabilidad. La única excepción fue la muestra tomada a las 2:00, que se determinó 6 horas más tarde. El caudal se determinó, como ya hemos especificado, mediante minicorrentímetro Ott C2.

Los resultados se muestran en la figura 8. Se observa una clara relación inversa ($R = -0,866$) entre caudal y conductividad eléctrica. No parece haber relación entre caudal y pH.

Los valores de conductividad y pH entran en el rango de valores observados para aguas de fusión de nieve reciente en la zona (CUCHÍ, datos no publicados). No se observan, sin embargo, en la fusión del glaciar, valores de pH ácidos, frecuentes en la nieve del invierno 1999-2000, asociados a episodios de viento norte. Por otro lado, los valores de conductividad, en bajo caudal, son del mismo orden que los observados en aguas superficiales para la misma zona (BETRAN et al., en prensa). Los valores de CE son similares a los presentados por Metcalf (1986) para el glaciar Gornera, y por Tranter et al. (1998) para el Haut Glacier d'Arolla, en los Alpes.

La figura 8 muestra además el rango de conductividad en dos series de determinaciones en la mañana del día 10, en diversos *bédières* que confluyen en el

4. Agradecemos la colaboración de José Antonio Cuchí Oterino en los trabajos de campo de los que se derivan los datos aquí presentados.

canal principal. Se observan variaciones en este parámetro, a lo ancho del glaciar, aparentemente relacionables con su funcionamiento hidrológico en función de la insolación.

Con la información actual no se pueden adscribir los pH observados a ningún equilibrio químico determinado. El incremento durante el periodo nocturno, determinado a varias horas de la toma, y también encontrado en medidas preliminares, en laboratorio durante la campaña del 10-11 de septiembre de 1999, podría relacionarse con los problemas en la medición de pH señalados por Metcalf (1986), a los que también podría añadirse la posible disolución de sólidos en suspensión.

Es muy pronto para poder establecer conclusiones definitivas sobre la hidrología del glaciar. Parece que la mayor parte del agua, en las fechas de medición, se deriva de la fusión directa, superficial del hielo, y que tiene poca importancia la posible existencia de un agua subglaciar, en contacto con la roca del lecho.

Algunas medidas de retroceso entre 1998 y 2000 en glaciar de Infiernos

Durante el verano de 1998 instalamos en el glaciar de Infiernos varios puntos de control ubicados en enclaves rocosos estables inmediatos al cuerpo de hielo, desde los que poder medir con precisión en años sucesivos la evolución de dicho glaciar. Tras los dos primeros años de control puede afirmarse que la evolución regresiva de la masa de hielo es de gran magnitud. Los valores registrados aparecen en la tabla anexa. Como puede apreciarse, entre 1998 y 1999 hubo más pérdidas en todos los parámetros analizados que entre 1999 y 2000. El fenómeno de la cada vez mayor cantidad y tamaño de los *bédières* ya comentado tiene gran importancia para la evolución futura del glaciar, pues en varios casos el nivel basal (*talweg*) de estos canales puede estar muy cercano al sustrato rocoso del cuerpo de hielo. Caso de alcanzarse éste, el glaciar perderá su masividad o continuidad actual, quedando fragmentado en varios lentejones de hielo incomunicados, lo cual acelerará su desaparición.

Datos del retroceso en el glaciar de Infiernos (campañas glaciológicas 1998-1999-2000)

Retroceso longitudinal del frente

- 5/9/98: frente del hielo situado a la cota 2.670 m
- 5/9/98 a 11/9/99: 8,5 m (frente situado a la cota 2.675 m en 11/9/99)
- 11/9/99 a 10/9/00: 0,9 m (frente situado a la cota 2.676 m en 10/9/00)

Pérdidas longitudinales en el lateral derecho del glaciar*

- 5/9/98 a 11/9/99: entre 4 y 5,25 m
- 11/9/99 a 10/9/00: entre 1 y 2,05 m

* Valores mínimo y máximo determinados desde la estación de control

Pérdida de espesor**

- 5/9/98 a 11/9/99: aprox. 1 m
- 11/9/99 a 10/9/00: entre 0,65 y 1 m

** En la estación de control ubicada en la cota 2.750 m sobre el sustrato de la margen derecha del glaciar

Evolución del tramo de glaciar negro o cubierto en el sector inferior o frente del hielo

- 5/9/98: medida no disponible (transición paulatina de glaciar blanco a negro, pero de forma muy discontinua).
- 11/9/99: 54 m
- 10/9/00: 44 m

Estas medidas de retroceso, referidas a periodos anuales, pueden completarse con las mediciones de fusión referidas a periodos de 24 horas que ya hemos explicado en apartados anteriores, a partir de las cuales podemos deducir la pérdida de espesor equivalente de la capa de hielo. En el glaciar de Infiernos, como ya ha quedado dicho, el punto de medición de caudales, en el único colector de las aguas de fusión, permite controlar la mayor parte de la escorrentía, de manera que se puede calcular esa pérdida de espesor equivalente en hielo. No ocurre lo mismo en el glaciar de Maladeta Oriental porque, debido a su morfología y a la existencia de varios canales de evacuación de las aguas de fusión, no hemos podido controlar toda la escorrentía, sino sólo una parte reducida de ésta.

En el glaciar de Infiernos contamos con los siguientes valores de fusión (deducidos a partir del caudal medio de cada ciclo diario):

- 4-5 septiembre 1998: 2.303.507 litros/día
- 10-11 septiembre 1999: 2.516.953 litros/día
- 9-10 septiembre 2000: 1.216.733 litros/día

Considerando que la superficie del glaciar de Infiernos es de 9,6 ha, estos valores representan las siguientes pérdidas:

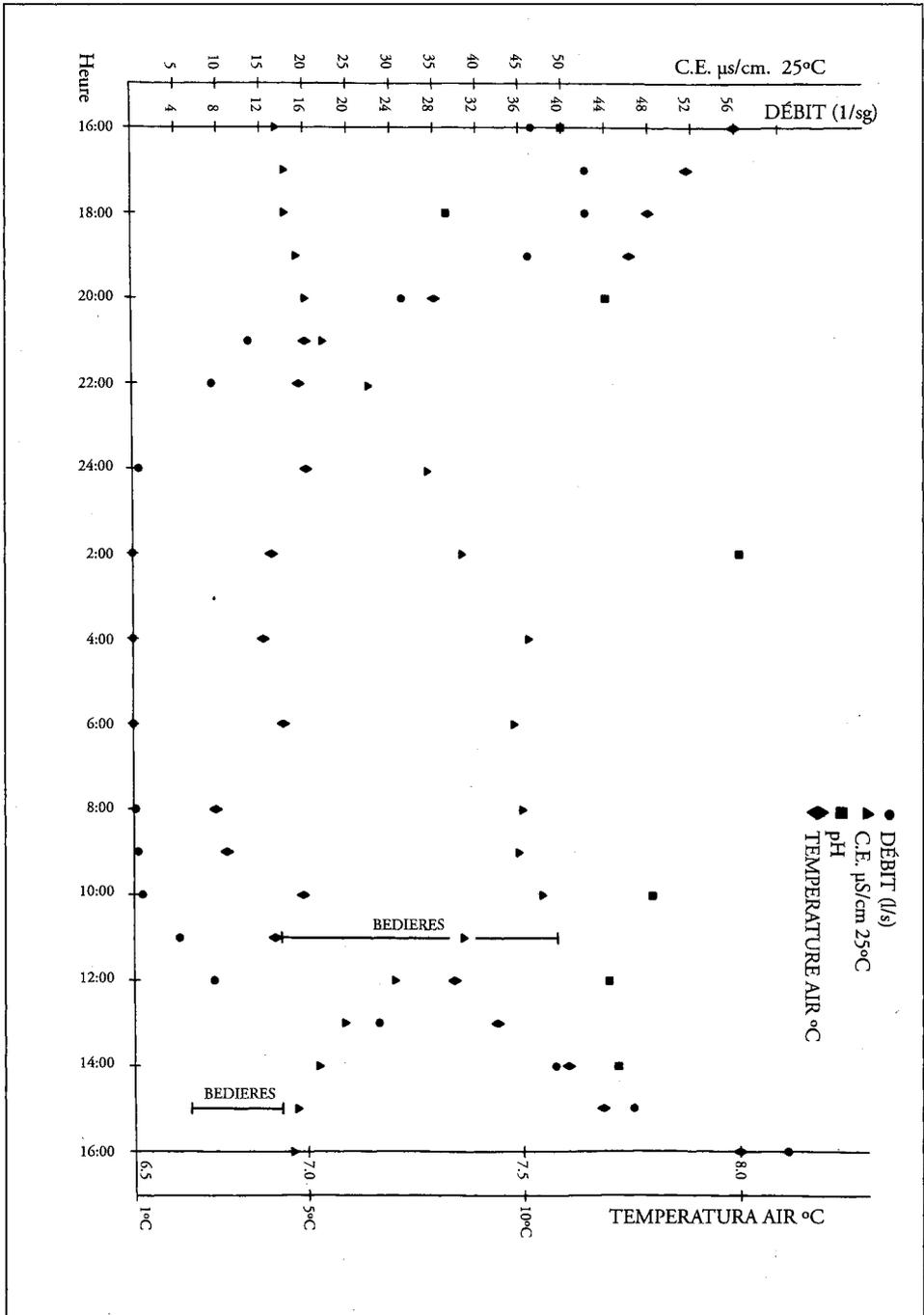
- 4-5 septiembre 1998: 239,94 m³/ha/día
- 10-11 septiembre 1999: 262,18 m³/ha/día
- 9-10 septiembre 2000: 126,74 m³/ha/día

Los 239,94 m³/ha/día de fusión del 4-5 de septiembre de 1998 equivalen a 23,99 litros/m²/día, es decir, a una columna de 23,99 mm/día de agua. Suponiendo una densidad del hielo de 0,9, esos 23,99 mm de agua equivalen a 26,65 mm de espesor en hielo.

Aplicando el mismo razonamiento a los valores de fusión medidos los días 10-11 de septiembre de 1999 y 9-10 de septiembre de 2000, obtenemos 29,12 mm y 14,07 mm respectivamente de pérdida de espesor diaria en hielo.

Estas cifras diarias de denudación glaciar, muy elevadas, se deben producir solamente unos pocos días al año, posiblemente entre mitad de agosto y mitad

Figura 8
Datos de pH, C.E., caudal y temperatura del aire
(campaña del 9-10 de septiembre de 2000, glaciar de Infiernos)



de septiembre, precisamente en las fechas de nuestras mediciones, coincidiendo con el periodo en que el glaciar está en su mayor parte libre de la capa de nieve protectora y las temperaturas aún son altas. En fechas anteriores y posteriores, la pérdida de espesor afectará más a la cobertura nival que al propio cuerpo de hielo.

Conclusiones

- Los glaciares pirenaicos se encuentran sometidos a un proceso de rápida regresión consecuencia de unas condiciones climáticas poco favorables para su persistencia.
- El estudio de los volúmenes de fusión glaciar y de sus ritmos diarios ha sido realizado mayoritariamente en el glaciar de Infiernos, masa helada con forma de triángulo invertido que facilita la concentración de la mayor parte de sus caudales de fusión en un único colector. Las mediciones se han efectuado a finales de tres veranos sucesivos, para evitar en lo posible el efecto de la fusión nival sobre los caudales y limitarnos a la fusión propiamente glaciar.
- De los datos obtenidos cabe destacar las muy importantes variaciones de caudales día-noche y la magnitud de los volúmenes diurnos, que permiten disponer de un argumento más para entender la importante regresión glaciar actual. Esta regresión ha podido ser constatada fehacientemente mediante medidas efectuadas en varios puntos de control instalados en el Glaciar de Infiernos: entre las campañas estivales de 1998 y 1999 por un lado y 1999-2000 por otro se aprecian importantes pérdidas de potencia y superficie.
- Los valores de fusión obtenidos en las diferentes campañas estivales son muy concordantes con los medidos hacia 1930 en el glaciar d'Ossue, en el Pirineo francés.
- El estudio comparado de los ritmos de fusión en las mismas fechas en los glaciares de Infiernos y Maladeta Oriental confirma que en ambos casos existe un régimen diario de fusión del hielo similar. Los caudales más altos se registran a las 16-17 horas de la tarde y los más bajos durante la noche.
- El régimen diario observado al pie del glaciar de Maladeta Oriental es mucho más ponderado que el de Infiernos, y ello se debe al papel regulador de la morrena que separa el glaciar del punto de muestreo. En Infiernos, sin embargo, las medidas se toman en la misma salida del glaciar, por lo que la respuesta hidrológica es más directa.
- La morrena de Maladeta Oriental no retrasa en el tiempo el pico de caudal, que acontece unas dos horas después del máximo térmico, del mismo modo que en Infiernos, sino que lo que hace es retener o ralentizar una parte del caudal de fusión, de manera que el hidrograma es más aplanado que el de Infiernos, lo cual se observa principalmente en la inclinación de las curvas de ascenso y descenso, mucho más bruscas en Infiernos.

- Se observa una clara relación inversa ($R = -0,866$) entre caudal y conductividad eléctrica en el glaciar de Infiernos. Por contra, no parece haber relación entre caudal y pH.
- En función de los parámetros químicos analizados, parece que la mayor parte del agua, en las fechas de medición, se deriva de la fusión directa, superficial del hielo, y que tiene poca importancia la posible existencia de un agua subglaciar, en contacto con la roca del lecho.

Bibliografía

- ALVERA, B.; PUIGDEFÁBREGAS, J. (1985). «Pulsación diaria de la carga suspendida y disuelta en la escorrentia de fusión nival». *Cuadernos de Investigación Geográfica* [Logroño], 11, p. 5-20.
- ARENILLAS, M.; MARTÍNEZ COSTA, R.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; NAVARRO, J. (1998). «Los glaciares actuales y la nieve en el Pirineo español». En: GÓMEZ ORTIZ, A.; PÉREZ ALBERTI, A. [eds.]. *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Santiago de Compostela: Servicio de Publicacions da Universidade de Santiago de Compostela, p. 329-346.
- ARENILLAS, M.; CANTARINO, I.; MARTÍNEZ COSTA, R.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; PEDRERO, A. (1992). «El control de los glaciares actuales en el Programa ERHIN». En: MOPT. *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN, año 1990/91*, Madrid, p. 215-227.
- ARENILLAS, M.; FERRER, C.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; MARTÍNEZ, R.; NAVARRO, J.; YAGÜE, J. (2000). «Surveillance generale des glaciers espagnols. Leur etat critique à la fin du XXème siècle». En: SHF. *Section de Glaciologie-Nivologie. Symposium 1-2 mars 2000, Grenoble (Actes du Symposium)*. Grenoble: Societé Hydrotechnique de France.
- ARNÁEZ, J.; GARCÍA RUIZ, J.M. (1984). «Tipos de escorrentia y ritmo de evacuación de sedimentos en la sierra de la Demanda». *Cuadernos de Investigación Geográfica* [Logroño], 10, p. 17-28.
- BENN, D.I.; EVANS, D.J.A. (1998). *Glaciers and glaciation*. Londres: Arnold
- BENNETT, M.R.; GLASSER, N.F. (1996). *Glacial geology. Ice sheets and landforms*. Chichester: Wiley.
- BETRAN, I.; CUCHÍ, J.A.; MANSO, J.A. (en prensa). «Hidroquímica de la cuenca alta del Gállego». *Lucas Mallada. Revista de Ciencias* [Huesca]
- BOCQUET, G.; THOMAS, A. (1989). «Mesures hydrologiques et climatologiques en haute montagne. Les handicaps du milieu». *Revue de Géographie Alpine* [Grenoble], LXXVI, (1-2-3), p. 95-104.
- CANCERO, L. (1995). *Ecogeografía de los paisajes del Alto Gállego*. Zaragoza: Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón
- CANCERO, L.; LAMPRE, F.; OLLERO, A.; DEL VALLE, J.; SÁNCHEZ, M.; CUCHÍ, J.A. (2001). «La fusion glaciaire sur les glaciers de l'Infiernos et de la Maladeta (Pyrénées, Espagne) aux dernières années du vingtième siècle: quelques resul-

- tats dans le domaine de l'environnement». En: SHF. *Section de Glaciologie-Nivologie. Symposium 15-16 mars 2001, Grenoble (Actes du Symposium)*. Grenoble: Société Hydrotechnique de France.
- CANCER, L.; LAMPRE, F.; OLLERO, A.; DEL VALLE, J.; SÁNCHEZ, M.; CUCHÍ, J.A. (en prensa). «La fusión glaciaria sur les glaciers de l'Infiernos et de la Maladeta (Pyrénées, Espagne) entre 1998 et 2000: quelques resultats dans le domaine de l'environnement». *Houille Blanche* [París].
- CHUECA, J.; LAMPRE, F. (1994). *Los glaciares altoaragoneses*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses, Diputación de Huesca
- CHUECA, J.; PEÑA, J.L.; LAMPRE, F.; GARCÍA RUIZ, J.M.; MARTÍ BONO, C.E. (1998). *Los glaciares del Pirineo Aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Zaragoza: Universidad de Zaragoza
- COSANDEY, C.; ROBINSON, M. (2000). *Hydrologie continentale*. París: Armand Colin
- DEVAUX, M.J. (1934). «Étude des radiations solaires sur les glaciers et des glaces souterraines dans les Pyrénées (Études de 1929)». *Études Glaciologiques* [París], VII, 5, p. 218-238.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D. (1971). «Runoff processes during snowmelt». *Water Resources Research* [Washington], 7, p. 1160-1172.
- DUNNE, T.; LEOPOLD, L.B. (1978). *Water in environmental planning*. San Francisco: Freeman
- GARCÍA RUIZ, J.M.; MARTÍNEZ, R.; GÓMEZ, A. (1990). «La exportación de sedimentos por la red fluvial en áreas de montaña». En: GARCÍA RUIZ, J.M. [ed.]. *Geoecología de las áreas de montaña*. Logroño: Geoforma, p. 59-93
- GARCÍA RUIZ, J.M.; PUIGDEFÁBREGAS, J.; CREUS, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Huesca: Instituto de Estudios Altoaragoneses.
- GAUDET, F. (1975). *Les cours d'eau de régime glaciaire*. Thèse d'Etat, Université de Lille III.
- GUILCHER, A. (1965). *Précis d'Hydrologie marine et continentale*. París: Masson.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2001). *Geomorfología climática*. Barcelona: Omega
- HAEBERLI, W. (1983). «Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps». *Annales de Glaciologie*, 4, p. 85-90.
- HAMBREY, M.; ALEAN, J.C. (1992). *Glaciers*. Cambridge; Cambridge University Press
- HOOKE, R.L.B.; MILLER, S.B.; KOHLER, J. (1988). «Character of englacial and subglacial drainage system in the upper part of the ablation area of Storglaciären, Sweden». *Journal of Glaciology* [Cambridge], 34, p. 228-231.
- L'VOVIC, M.I. (1968). «Le bilan hydrique du globe terrestre». *Annales de Géographie* [París], LXXVII, 423, p. 553-566.
- LAMPRE, F. (1998). *Estudio geomorfológico de Ballibierna (Macizo de la Maladeta, Pirineo Aragonés): modelado glacial y periglacial*. Zaragoza: Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón
- LAMPRE, F.; CANCER, L.; OLLERO, A. (1999). «Ritmo diario de los caudales de fusión en el glaciar de Infiernos (Pirineo aragonés)». En: PALLÍ, L.; ROQUÉ,

- C. [eds.]. *Avances en el estudio del Cuaternario español (secuencias, indicadores paleoambientales y evolución de procesos)*. Girona: AEQUA-Universitat de Girona, p. 173-180
- LANG, H. (1993). «Terreno en pendiente con nieve y hielo». En: FALKENMARK, M.; CHAPMAN, T. [eds.]. *Hidrología comparada*, Madrid: UNESCO, p. 149-166
- MAIZELS, J. (1997). «Jökulhlaup deposits in proglacial areas». *Quaternary Science Reviews* [Oxford], 16, p. 783-819.
- MARCUS, M.G. (1969). «The hydrology of snow and ice». En: CHORLEY, R.J. [Ed.]. *Introduction to physical hydrology*. Londres: Methuen, p. 153-161
- MARÍN, J.M. (1989). «Balance hídrico e hidrológico de la cuenca alta del río Gállego». *Geographicalia* [Zaragoza], 26: 175-181
- MARSTON, R.A. (1983). «Supraglacial stream dynamics on the Juneau icefield». *Annals of the Association of American Geographers* [Washington], 73(4), p. 597-608.
- MARSTON, R.A.; POCHOP, L.O.; KERR, G.L.; VARUSKA, M.L. (1989). «Recent trends in glaciers and glacier runoff, Wind River Range, Wyoming». En: WOESSNER, W.W.; POTTS, D.F. [eds.]. *Proceedings of the Symposium on Headwaters Hydrology*, American Water Resources Association, p. 159-169
- MARSTON, R.A.; POCHOP, L.O.; KERR, G.L.; VARUSKA, M.L.; VERYZER, D.J. (1991). «Recent glacier changes in the Wind River Range, Wyoming». *Physical Geography* [Silver Spring], 12 (2), p. 115-123.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; ARENILLAS, M. (1988). «Los glaciares actuales del Pirineo Español». En: MOPU. *La nieve en el Pirineo Español*. Madrid: Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, p. 29-98
- MARTÍNEZ, R. (1995). «Balance anual de masa en el glaciar de la Maladeta. Campañas 1991-92 y 1992-93». En: MOPTMA. *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN*. Madrid, p. 239-250
- MARTÍNEZ, R.; GARCÍA, F. (1994). «Trabajos de glaciología en el glaciar de la Maladeta. Campaña 1991-92». En MOPTMA: *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN, año 1991/92*. Madrid, p. 209-236.
- MARTÍNEZ, R.; NAVARRO, J.; CORTÉS, R. (1997). «Balance anual de masa en el glaciar de la Maladeta. Campaña 1993/94». En: MIMA. *La nieve en las cordilleras españolas. Programa ERHIN*. Madrid, p. 269-273.
- MENZIES, J. (1995). «Hydrology of glaciers». En: MENZIES, J. [ed.]. *Modern glacial environments; processes, dynamics and sediments*. Oxford: Butterworth-Heinemann, p. 197-239
- METCALF, R.C. (1986). «Spatial and temporal variation of electrical conductivity, pH, and water temperature in the Gornera, Switzerland». *Journal of Glaciology* [Cambridge], 32, 110, 133-135.
- MOPU (1988). *La nieve en el Pirineo Español*. Madrid: Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo.
- OLLERO, A.; DEL VALLE, J.; CANCER, L.; LAMPRE, F. (2000). «Análisis comparativo de los caudales de fusión en los glaciares de Infiernos y Maladeta (Pirineo Aragonés)». *Lurralde* [Donostia-San Sebastián], 23, p. 115-123.

- OLLERO, A.; MIGUÉLEZ, E.; SÁNCHEZ, R.; ELOSEGI, U. (2001). «Análisis, diagnóstico y propuestas para la gestión del río Cinca en el tramo Presa de El Grado-Confluencia del Veró». *Somontano* (en prensa).
- PARDÉ, M. (1960). «Les facteurs des régimes fluviaux». *Norois: revue géographique de l'Ouest et des pays de l'Atlantique nord* [Poitiers], 27, p. 245-271.
- PARDÉ, M. (1961). *Sur la puissance des crues en diverses parties du monde*. Zaragoza: Instituto Elcano del C.S.I.C.
- PATERSON, W.S.B. (1994). *The physics of glaciers*. Nueva York: Pergamon
- POCHOP, L.O.; MARSTON, R.A.; KERR, G.L.; VERYZER, D.J.; VARUSKA, M.L.; JACOBEL, R. (1990). «Glacial icemelt in the Wind River Range, Wyoming». *Watershed Planning and Analysis in Action, Symp. Proc. I.R. Conference*. ASCE, p. 118-124.
- RENÉ, P. (2001). «Les Glaciers des Pyrénées Françaises: campagne d'observations de septembre 2000». En: SHF. *Section de Glaciologie-Nivologie. Symposium 15-16 mars 2001, Grenoble (Actes du Symposium)*. Grenoble: Société Hydrotechnique de France.
- RÖTHLISBERGER, H.; LANG, H. (1987). «Glacial hydrology». In GURNELL, A.M.; CLARKE, M.J. [eds.]. *Glacio-fluvial sediment transfer: an alpine perspective*. Londres: Wiley.
- SERRANO, E.; AGUDO, C. (1988). «La deglaciación del circo de los Ibones Azules. Estudio glaciomorfológico». *Cuaternario y Geomorfología* [Madrid], 2, p. 115-123.
- SERRAT, D. [coord.] (1980). «Catálogo de los glaciares de la Península Ibérica (1979)». *Notes de Geografia Física* [Barcelona], 3, 35-55.
- SHARP, M., RICHARDS, K.S.; TRANTER, M. [eds.] (1998). *Glacier hydrology and hydrochemistry*. Chichester: Wiley
- STENBORG, T. (1970). «Delay of run-off from a glacier basin». *Geografiska Annaler* [Estocolmo], 52, p. 1-30.
- SUGDEN, D. & JOHN, B.S. (1976). *Glaciers and landscape. A geomorphological approach*. Londres: Arnold.
- TRANTER, M., SHARP, M.J., BROWN, G.H., WILLIS, I.C., HUBBARD, B.P., NIELSEN, M.K., SMART, C.C., GORDON, S., TULLEY, M.; LAMB, H.R. (1998). «Variability in the chemical composition of in situ subglacial meltwaters». En: SHARP, M., RICHARDS, K.S.; TRANTER, M. (Eds): *Glacier hydrology and hydrochemistry*. Chichester: Wiley, p. 219-237
- VIVIAN, R.; ZUMSTEIN, J. (1973). «Hydrologie sous-glaciaire au glacier d'Argentière (Mont Blanc, France)». En: *Symposium on the hydrology of glaciers, Cambridge, 9-13 Sept. 1969, Int. Ass. Scient. Hydrol.* 95, p. 53-64.
- WALDER, J.S. (1982). «Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging». *Journal of Glaciology* [Cambridge], 28, p. 273-293.
- WILLIS, I.; BONVIN, J.M. (1995). «Climate change in mountain environments. Hydrological and water implications». *Geography* [Sheffield], 80(3), p. 247-261.
- YOUNG, G.J. [ed.] (1993). *Snow and glacier hydrology*. Wallingford: IAHS