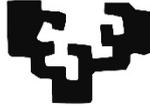


eman ta zabal zazu



Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea

# LOS GLACIARES DE LOS PIRINEOS. ESTUDIO GLACIOLÓGICO Y DINÁMICA ACTUAL EN EL CONTEXTO DEL CAMBIO GLOBAL

Tesis Doctoral presentada por IBAI IELTXU RICO LOZANO bajo la codirección del Dr. ENRIQUE SERRANO CAÑADAS de la Dra. MARÍA JOSÉ GONZÁLEZ AMUCHÁSTEGUI, para la obtención del título de DOCTOR EN GEOGRAFÍA

Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología  
Universidad del País Vasco

El doctorando

IBAI IELTXU RICO LOZANO

Dirección de la Tesis

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS

Catedrático de Geografía Física  
Universidad de Valladolid

MARÍA JOSÉ GONZÁLEZ  
AMUCHÁSTEGI

Profesora Titular de Geografía Física  
Universidad del País Vasco

VITORIA-GASTEIZ

2019



# LOS GLACIARES DE LOS PIRINEOS. ESTUDIO GLACIOLÓGICO Y DINÁMICA ACTUAL EN EL CONTEXTO DEL CAMBIO GLOBAL

IBAI IELTXU RICO LOZANO

Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología  
Universidad del País Vasco

VITORIA-GASTEIZ

2019



*“The mountains are calling and I must go”*

John Muir



# Abstract

Very small glaciers ( $< 0,5 \text{ km}^2$ ) account for more than 80 % of the total number of glaciers worldwide. Alpine glacier research has been traditionally focused in mountain and valley glaciers from medium to large sizes and empirical data and studies about very small glaciers is scarce. Very small glaciers are important due to their impacts on mountain hydrology, transformation of the mountain landscapes, influence on the availability of winter sports related to them, occurrence of natural hazards and they constitute natural climate archives. These glaciers show a very high variability in their morphogenetic and glacial dynamic, turning from accurate geo-indicators of environmental changes into climatic de-coupled and topoclimatic controlled ice-masses.

In spite of the increase of studies about the Pyrenean glaciers, there is a lack of quantitative data about their recent evolution. The contrasts between the climatic variability and the glacial evolution show that the specific causes of the recent marked glacier wastage during the last decades and their relation with the climatic variability and the influence of topoclimatic factors are still poorly understood. An integrated study has been carried out using in-situ measurements, remote sensing and calculation of climatic and topoclimatic parameters in order to (1) quantify the recent evolution of the glaciers of the Pyrenees, (2) understand the glacier response to climatic variability and the influence of topoclimatic factors and (3) evaluate the potential and shortcomings of Terrestrial Laser Scanning (TLS), Differential GPS, remote sensing and Ground Penetrating Radar (GPR) to infer changes in the surface altimetry, area changes and thickness of these small mountain glaciers.

The glaciers of the Pyrenees have experienced accelerated surface loss since the 80's until de present, going from 39 to 19 in 30 years. The glacier retreat after the 80's has doubled the rates of the XX century; from  $-9.33 \text{ ha a}^{-1}$  between 1850 to 1984 to  $-17.76 \text{ ha}$  for the 1984-2016 period. The current glaciers in the Pyrenees occupy 242,06 ha, about 70 % less than in 1984 (810 ha) holding maximum thicknesses of 45 m. Volume changes between 2010 and 2014 for Maladeta, La Paul and Ossoue glaciers have been  $-1,44$ ;  $-0,09$  y  $-1,17 \text{ m w.e a}^{-1}$ , with an average value

of  $-1,01 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , similar to the increasingly negative rates reported from the Alps and small glaciers of southern Europe.

The regional Equilibrium Line Altitude (ELA) in the Pyrenees rose from 2810 m at the end of the Little Ice Age (LIA) to a  $3079 \pm 14 \text{ m}$  in 2016, inferring a thermal ascent of  $+1.61 \pm 0,08 \text{ }^\circ\text{C}$ . The accelerated area and volume wastage observed since the 80's has been driven primarily by the sustained increase of temperatures - in particular summer temperatures ( $+0,29 \text{ }^\circ\text{C}$  per decade). In a shorter time-scale and sub-decadal periods a stronger influence of the variability of winter precipitations has been observed in the response of the Pyrenean glaciers. The main topoclimatic factors affecting the glacier response are solar radiation, average altitude, distance from the divide towards the south and size, generating a glacier dynamic characterized by a high spatial-temporal heterogeneity: the glaciers located still above the regional ELA and climatically controlled are sensitive indicators of current climatic changes (in particular in relation to volume changes) whilst most of the glaciers located below the regional ELA and primarily controlled by topoclimatic factors show higher scatter values and the interpretation of their response must be done carefully, taking into account their potential de-coupling from thermal and precipitation variability and trends in a short and medium-term scale.

Assuming a similar trend in area and volume changes, the projection of the ELAs raise shows that by mid XXI century all the glaciers of the Pyrenees could disappear. The survival of Pyrenean glaciers is thus determined in the short-term by the climatic variability and the influence of the aforementioned topoclimatic factors, allowing the existence of glaciers below the regional ELA in a relative topoclimatic equilibrium. In the long-term, the climatic trends, in particular the raise of temperatures will determine the degradation and wastage rates of some of the southernmost glaciers in Europe and their transition into motionless ice-patches or their complete disappearance. The application of TLS and GPR has been overall highly satisfactory on this type of glaciers whilst drawbacks have been detected in the use of DGPS as glacier monitoring technique in subdecadal periods. Finally, this study highlights the importance of keeping up long-term monitoring cryosphere programs in order to enhance the understanding of the response of glaciers,

permafrost, snow and frozen-caves of the Pyrenees in the context of the ongoing current global change.



# Resumen

Los pequeños glaciares de montaña ( $< 0,5 \text{ km}^2$ ) son cuerpos de hielo que suman más del 80 % del número total de glaciares existentes en el mundo. La investigación glaciaria alpina se ha centrado tradicionalmente en glaciares de montaña y valle de tamaños medios y grandes y los datos empíricos y estudios enfocados en pequeños glaciares de montaña son poco abundantes. Estos glaciares son de gran importancia ya que tienen impactos en la hidrología de cuencas, afectan en la transformación de los paisajes de montaña, influyen en la disponibilidad de nieve en estaciones ligadas a ellos, generan riesgos naturales y constituyen archivos climáticos de gran importancia. Los pequeños glaciares de montaña muestran además una gran variabilidad en su dinámica morfogenética y glacial, pudiendo ser sensibles geo-indicadores de los cambios ambientales, o desvincularse, en sus fases de degradación final, de la tendencia climática al verse afectados por factores topoclimáticos.

A pesar del aumento de estudios sobre los glaciares pirenaicos, existe una falta de datos cuantitativos sobre la evolución reciente de los mismos. Los contrastes en la variabilidad climática reciente y la evolución glaciaria demuestran que existe un notable desconocimiento sobre las causas específicas del marcado retroceso glaciario en las últimas décadas y su relación con las distintas variables climáticas y la influencia de los factores topoclimáticos. Se ha realizado un estudio mediante un enfoque integrado utilizando mediciones in-situ, teledetección y cálculo de parámetros climáticos y topoclimáticos con el objetivo de (1) cuantificar la evolución reciente de los glaciares de los Pirineos, (2) comprender la respuesta glaciaria a la variabilidad climática y la incidencia de los distintos factores topoclimáticos y (3) evaluar el potencial y limitaciones del uso de Laser Scanner Terrestre (TLS), GPS Diferencial (DGPS), teledetección y GPR (Ground Penetrating Radar) para derivar cambios en la altimetría de superficie, área glaciaria y espesores de pequeños glaciares de montaña.

Los glaciares de los Pirineos han experimentado una aceleración en la pérdida de superficie desde los años 80 a la actualidad, pasando de 39 a 19 glaciares en 30 años. El retroceso glaciario posterior a los años 80 ha doblado el ritmo y las

tasas de cambio del siglo XX, pasando de -9,33 ha de pérdida anual entre 1850 a 1984 a pérdidas de -17,76 ha anuales para 1984-2016. En la actualidad los glaciares pirenaicos ocupan 242,06 ha, un 70 % menos que en 1984 (810 ha) y cuentan con espesores máximos de 45 m. Los cambios de volumen entre 2010 y 2014 para los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue han sido -1,44; -0,09 y -1,17 m w.e a<sup>-1</sup>, obteniéndose una media de -1,01 m w.e. a<sup>-1</sup>, valor en líneas generales similar a la tendencia crecientemente negativa observada en los Alpes y los pequeños glaciares del sur de Europa.

La Línea de Equilibrio glaciar (ELA) regional en los Pirineos ha pasado de situarse a 2810 m al final de la Pequeña Edad de Hielo (PEH) a  $3079 \pm 14$  m en 2016, infiriendo un ascenso térmico de  $+1,61 \pm 0,08$  °C. La aceleración en las pérdidas de extensión y volumen desde los años 80 demuestra estar dirigida por el aumento mantenido de las temperaturas, en particular las estivales ( $+0,29$  °C / década). A una escala temporal menor y en periodos sub-decadales, se observa una mayor influencia de la variabilidad en las precipitaciones invernales. Los factores topoclimáticos que mayormente condicionan la respuesta glaciar a la variabilidad climática observada son la radiación solar, altitud media, distancia de la divisoria hacia el sur y el tamaño, generando una dinámica glaciar con una elevada heterogeneidad espacio-temporal: los glaciares aún por encima de la ELA regional y controlados climáticamente son sensibles geo-indicadores de los cambios climáticos actuales (especialmente en los cambios de volumen), mientras que la interpretación de la mayoría de los glaciares situados por debajo de la ELA regional, y mayormente controlados topoclimáticamente debe realizarse con cautela y teniendo en cuenta su potencial desvinculación con las tendencias térmicas y de precipitación a corto y medio plazo.

Realizando una proyección del aumento de las ELAs, y de mantenerse las tasas negativas en la altimetría de superficie y extensión observadas, el conjunto de los glaciares de los Pirineos podría desaparecer a mediados del siglo XXI. La supervivencia de los glaciares de los Pirineos actuales está por lo tanto condicionada a corto plazo por la variabilidad climática interanual y la incidencia de los factores topoclimáticos y locales señalados, permitiendo la persistencia de aparatos glaciares por debajo de la ELA regional y en relativo equilibrio topoclimático. A largo plazo,

la tendencia climática y en especial el aumento de las temperaturas determinará la velocidad de degradación de algunos de los glaciares más meridionales de Europa y su transición hacia heleros sin movimiento interno o hasta su completa desaparición. La aplicación de TLS y GPR ha sido en general muy satisfactoria en este tipo de glaciares mientras que se han detectado limitaciones en el uso de DGPS como técnica de monitorización de respuesta glaciar en periodos subdecadales. Finalmente, se constata la importancia de mantener los programas de monitorización criosférica en el tiempo, aunando metodologías, técnicas y criterios para de esta manera mejorar la comprensión sobre la respuesta de los glaciares, permafrost, nieve y cuevas heladas en los Pirineos en el actual contexto del cambio global.



# Laburpena

Tamaina txikiko glaziarrek (< 0,5 km<sup>2</sup>) munduko glaziar guztien % 80-a baino gehiago osatzen dute. Glaziar alpetarren ikerketa tamaina ertain eta handiko mendi eta aran glaziarretan zentratu izan da tradizionalki eta beraz glaziar txikiei buruzko datu enpirikoak eta lan zientifikoak urriak dira. Tamaina txikiko glaziarrek inportantzia handikoak dira, inpaktu nabarmenak dituztelako mendi inguruneetako hidrologian, mendiko paisaien transformazioan, glaziarrei erlazionatuta dauden neguko kirolen bermakuntzan, arrisku naturaletan eta gainera klimaren artxibo natural baliotsuak direlako. Glaziar mota hauek bere dinamika morfogenetiko eta glazialean aldakortasun altua erakusten dute, eta klimaren geo-indikatzaile apartak izatetik topoklimatikoki kontrolatuta, eta beraz klimaren joerengatik hurrunduta egotera, pasatu daitezke.

Nahiz eta Pirinioetako glaziarrei buruzko lanen kopurua handitu den, beraien azken hamarkadetako eboluzioari buruzko datu kuantitatiboen gabezia inportantea dago. Aldakortasun klimatiko eta eboluzio glaziarren arteko kontrasteak, azkenaldiko glaziar atzerakadararen arrazoi zehatzen eta faktore klimatiko eta topoklimatikoekin duten erlazioa ulertzeke daudela erakusten dute. Ikerketa integratu bat aurrera eraman da, lekuko neurketak, teledetekzioa eta klima eta topoklima parametroak erabiliz, hurrengo helburuekin: (1) Pirinioetako glaziarren arestiko garapena kuantifikatzea, (2) glaziarren erantzuna aldakortasun klimatikora eta faktore topoklimatikoaren influentzia ulertzea eta (3) Lurreko Laser Skanerraren (TLS), GPS Diferentzialaren (DGPS), teledetekzioa eta Georadarraren (GPR) aplikazioa glaziar txikien aldaketa altimetrikoak, azalera aldaketak eta lodierak neurtzeko potentziala eta mugak ebaluatzea.

Piriniotako glaziarrek azalera galera azkar bat erakutsi dute 80-ko hamarkadatik onra, 39 glaziarretatik 19-ra pasatuz 30 urteetan. Glaziar atzerapena 80 hamarkada eta gero XX mendeko batezbesteko tasak bikoiztu dituzte, -9.33 ha a<sup>-1</sup> –tik 1850-1984-ko aldian, -17,76 ha a<sup>-1</sup> galtzera 1984-2016 denboraldian. Gaur egungo glaziarrek 242,06 ha okupatzen dituzte, 1984-an baino % 70 gutxiago eta 45 m-tako gehienezko izotz loditasunak erakusten. Bolumen aldaketak 2010 eta 2014 tartean Maladeta, La Paul eta Ossoue glaziarretan -1,44; -0,09 y -1,17 m w.e a<sup>-1</sup> izan

dira,  $-1,01 \text{ m w.e. a}^{-1}$ -ko batezbesteko balorea lortuz, hau Alpeetan eta Europako hegoaldeko glaziarretan neurtutako joera negatiboen antzerako balorea izanik.

Oreka Lerro Altuera (ELA) erregionala Pirinioetan 2810 m-tatik - Izotz Garai Txikiaren (LIA) amaieran -  $3079 \pm 14 \text{ m}$ -ra 2016-an igo da,  $+1.61 \pm 0,08 \text{ }^\circ\text{C}$ -ko temperatura igoera ondorioztatuz. 80 hamarkadatik ona ikusitako azalera eta bolumen galera bizkorak, temperaturen, eta bereziki udako temperaturen ( $+0,29 \text{ }^\circ\text{C}$  hamarkada bakoitzeko) etengabeko igoerak eragin ditu. Denbora eskala motzagan eta hamarkada baino gutxiagoko aldietan neguko prezipitazioen aldakortasunaren influentzia handiago bat ikusten da Pirinioetako glaziarren erantzunean. Garapen glaziarra baldintzatzen duten faktore topoklimatiko nagusiak eguzki erradiazioa, batezbesteko altuera, isurialdeen banalerroarekiko distantzia hegoalderantz eta tamaina dira, heterogenotasun espazial eta denborazkotasun altua erakutsiz: ELA erregionalaren gainean kokatzen diren glaziarrek oraindik baldintza klimatikoak erantzuten diete eta bera geo-indikatzaile apartak dira (bereziki aldaketa bolumentrikoak dagokionez), aldiz, ELA erregionalaren azpian kokatzen diren glaziar gehienak faktore topoklimatikoengatik baldintzatuta daude neurri handiago batean eta aldakortasun balio altuagoak erakusten dituzte, beraien erantzunaren interpretazioa arretarekin egin behar delarik, hauek prezipitazio eta temperatura joerekiko haustura potentziala bait dutelako, denbora eskala labur-ertainean behintzat.

Azken urteetako azalera eta bolumen glaziarren joerak mantendu ez gero, ELA altueren proiektzioak XXI mendearen erdialderako, Pirinioetako glaziar guztiak desagertuko liratekela erakusten du. Glaziar hauen biziraupena epe motzean klimaren aldakortasunagatik baldintzatuta dago eta goian aipatutako faktore topoklimatikoengatik, azken honek glaziarren presentzia ELA erregionalaren azpian ahalbidetuz. Epe-luzean, joera klimatikoa, bereziki temperaturen igoerak Europa hegoaldeko azken glaziarren galera abiadura zehaztuko du, mugimendu gabeko izoztegitan bihurtuz edo erabateko desagertzea emanez. TLS eta GPR tekniken aplikazioa oso emaitza onak eman ditu orokorrean, aldiz DGPS-aren erabilpenak ahultasunak dituela erakutsi du glaziarren epe-motzeko erantzunak neurtzeko teknika bezala. Azkenik, ikerketa honek epe-luzeko kriosfera monitorizatzeko programen jarraipenaren garrantzia azpimarratzen du,

Pirinioetako glaziar, permafrost, elur eta koba izoztuen erantzunaren ulermena hobetzeko gaur egungo aldaketa globalaren testuinguruan.



# Agradecimientos

Durante la realización de esta tesis doctoral he recibido el apoyo y la ayuda de muchas personas que han contribuido a que este trabajo se hiciese realidad. Personas que me han apoyado con palabras de consejo, aspectos técnicos, cargando material en montaña o esperando con una sonrisa a que pasase una de tantas tormentas durante las campañas de trabajo de campo. Me es imposible mencionar a todos en este apartado, pero su ayuda ha sido muy importante y les estaré siempre agradecido.

A continuación mencionare las personas que me han apoyado especialmente sin subestimar a aquellos que no se mencionan explícitamente: a mis directores Enrique y María José por ser fuente de inspiración y amor hacia la geografía y el conocimiento de las montañas; a todo el equipo del grupo PANGEA por gran esfuerzo en las campañas de campo y procesamiento de datos, especialmente a José Juan de Sanjosé, Mariano del Rio, Alan Atkinson, Manuel Gómez Lende, Ramón Pellitero, María González García, Juan José González Trueba, Raul Martín Moreno y Fernando Berenguer; a todo el equipo del Instituto Pirenaico de Ecología, especialmente a Juan Ignacio López Moreno, Esteban Alonso, Alba SanMiguel, Javier Zabalza y Jesus Revuelto; a los miembros del Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, en particular a Askoa Ibisate por el apoyo en la realización de campañas de trabajo de campo y estancias de investigación. También quiero agradecer la ayuda que he recibido en aspectos técnicos por parte de Miguel Calvo, Mikel Gurrutxaga, Maite Gartzia, Alvaro Gómez Gutierrez, Pierre René, Pablo Téjero y especialmente Eñaut Izagirre. Quiero agradecer a todos los voluntarios de las campañas de trabajo de campo que han colaborado con este proyecto, especialmente a Idoia, Javi, Imanol, Ivan, Martin, Kiri e Inga. Por encima de todo quiero agradecer el apoyo de mis padres Santi y Mertxe, por haber estado a mi lado durante todo este tiempo, a ellos les debo el amor hacia las montañas y los glaciares que fueron la inspiración inicial para realizar este sueño.

Finalmente quiero mostrar mi agradecimiento a las siguientes instituciones y organismos: el Parque Natural Posets-Maladeta, el Parque Nacional de Ordesa y

Monte Perdido, Parc National des Pyrénées, la Comunidad de Trabajo de los Pirineos, el Observatorio Pirenaico de Cambio Climático, el Patronato del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos, el Juneau Icefield Research Program y especialmente al Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco por el Programa de Ayudas de Formación y Perfeccionamiento del Personal Investigador.

# Contenidos

1.INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Los glaciares en una criósfera cambiante.....	2
1.2. El estudio de los glaciares y su evolución reciente en el mundo.....	7
1.3. El estudio y conocimiento de los glaciares pirenaicos.....	13
1.4. Justificación y cuestiones clave.....	26
1.5. Objetivos.....	32
2. ZONA DE ESTUDIO.....	35
2.1. Los Pirineos: caracterización geográfica.....	36
2.2. Zona de estudio: los Glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue.....	41
2.2.1. El glaciar de Maladeta .....	43
2.2.2. El glaciar de La Paul .....	49
2.2.3. El glaciar de Ossoue .....	55
3. METODOLOGÍA.....	61
3.1. Trabajo de campo en los Glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue.....	64
3.1.1. Control de volúmenes glaciares: la aplicación de Laser Scanner Terrestre.....	64
3.1.2. Control de espesores glaciares: la aplicación de GPR (Ground Penetrating Radar) .....	68
3.1.3. Control de Superficies: la aplicación de DGPS (Differential Global Positioning System). .....	72
3.1.4. Observaciones glaciares.....	73
3.2. Trabajo de gabinete.....	76
3.2.1. Documentación y fuentes.....	76
3.2.2. Cálculo de superficies mediante teledetección.....	77
3.2.3. Obtención de series climáticas .....	79
3.2.4. Obtención de variables topoclimáticas.....	82
3.2.5. Obtención de líneas de equilibrio glaciar.....	83
3.2.6. Estimación del tiempo de vida glaciar.....	86

4. CLIMA Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA.....	87
4.1. El clima en los Pirineos en el periodo 1961-2010.....	88
4.2. La variabilidad climática en los Pirineos en el periodo 2010-2014.....	94
5. EVOLUCIÓN GLACIAR EN LOS PIRINEOS.....	97
5.1. Evolución reciente y estado actual de los glaciares de los Pirineos .....	98
5.2. Evolución glaciar y factores topoclimáticos .....	110
5.3. Evolución reciente de los glaciares Maladeta, La Paul y Ossoue.....	125
5.3.1. El Glaciar de La Maladeta en el periodo 2010-2014.....	125
5.3.1.1. El contexto glaciológico reciente.....	125
5.3.1.2. Altimetría de superficie. Aplicación de TLS.....	129
5.3.1.3. Superficie glaciar. Aplicación de DGPS .....	133
5.3.1.4. Síntesis y comparación con la variabilidad climática 2010 -	
2014.....	136
5.3.2. El Glaciar de La Paul en el periodo 2010-2014.....	141
5.3.2.1. El contexto glaciológico reciente. ....	141
5.3.2.2. Altimetría de superficie. Aplicación de TLS.. ....	143
5.3.2.3. Superficie glaciar. Aplicación de DGPS .....	146
5.3.2.4. Espesor y estructura interna. Aplicación de GPR.....	148
5.3.2.5. Síntesis y comparación con la variabilidad climática 2010 -	
2014 .....	154
5.3.3. El Glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2014.....	160
5.3.3.1. El contexto glaciológico reciente.....	160
5.3.3.2. Altimetría de superficie. Aplicación de TLS.....	163
5.3.3.3. Superficie glaciar. Aplicación de DGPS .....	168
5.3.3.4. Espesor y estructura interna. Aplicación de GPR.....	171
5.3.3.5. Síntesis y comparación con la variabilidad climática 2010 -	
2014 .....	177
6. DISCUSIÓN.....	183
6.1. Respuesta glaciar y cambios de extensión .....	184
6.2. Respuesta glaciar y cambios en la altimetría de superficie y volumen .....	189

6.3. Hacia una visión holística de los pequeños glaciares y su respuesta al cambio climático .....	197
6.4. El potencial del uso de técnicas geomáticas y geofísicas en la monitorización de pequeños glaciares de montaña .....	204
7.CONCLUSIONES .....	209
BIBLIOGRAFÍA.....	219



# Capítulo 1

## Introducción

## 1.1. Los glaciares en una criósfera cambiante

El término criósfera deriva de la palabra griega “cryos” cuyo significado es frío. Es definido como la esfera terrestre donde el agua se encuentra en estado sólido, incluyendo así plataformas de hielo, casquetes glaciares, campos de hielo, glaciares alpinos, glaciares rocosos, hielo marino, cubierta nival, lagos y ríos helados, cuevas heladas y el permafrost (Williams et al., 2013). Estos componentes criosféricos (Fig.1.1) pueden ser categorizados como estacionales y perennes, hielo superficial y subsuperficial, así como hielo sobre continentes y océanos (Lemke et al., 2007).



Fig. 1.1 La criósfera, mapa global (Ahlenius, 2007).

La criósfera es una parte integral del sistema climático global, con interrelaciones y retroalimentaciones claves que afectan el balance energético de la superficie terrestre, nubosidad, precipitación, hidrología y de la circulación atmosférica y oceánica general. A través de estos mecanismos de retroalimentación, la criósfera juega un papel clave en la regulación del clima a nivel global (Goodison et al., 1999). Existen diferencias fundamentales respecto a las escalas y procesos espacio-temporales de los distintos componentes del hielo perenne superficial sobre los continentes (Fig. 1.2).

Los glaciares, casquetes de hielo y campos de hielo constituyen una importante parte de la criósfera cubriendo un 10% de la superficie terrestre y reteniendo el 75 % del agua dulce de la Tierra (Lemke et al., 2007, Skinner et al., 2011). Las variaciones de los glaciares y casquetes helados tienen amplias afecciones y generan profundos impactos en los ecosistemas y las comunidades humanas. A su vez, los glaciares forman parte de un paisaje original que es sin duda un patrimonio natural que debe de ser estudiado y protegido para las generaciones futuras.

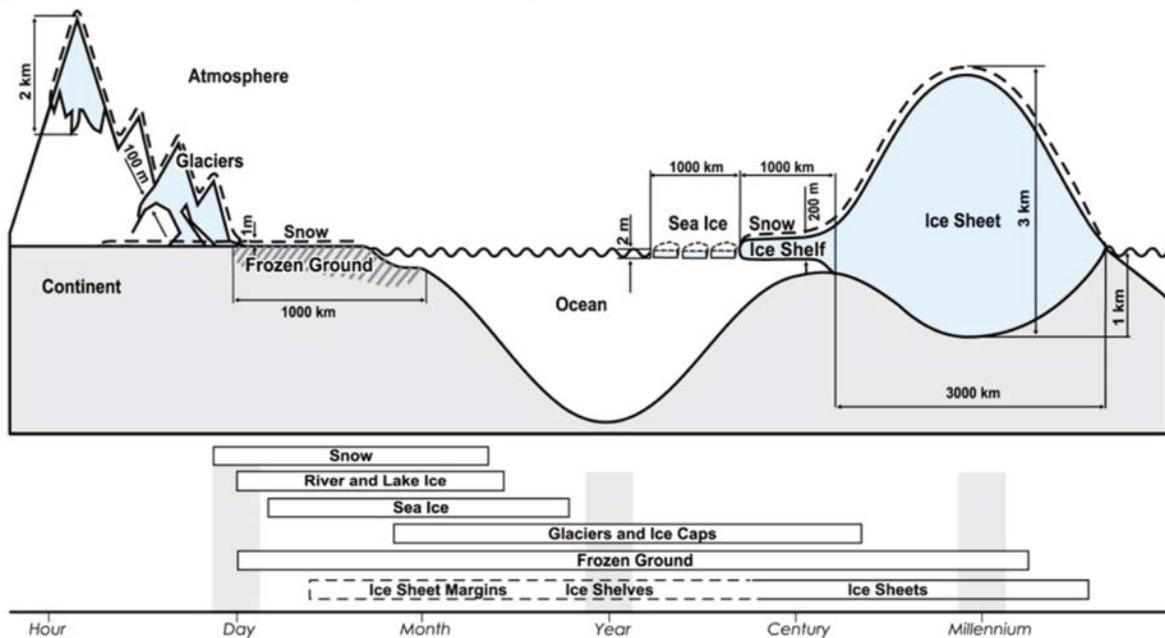


Fig.1.2. Diferentes escalas espacio-temporales y procesos de los elementos de la criósfera (World glacier Monitoring Service, 2008).

El forzamiento climático debido a las actividades antrópicas es una realidad y está ya reconocido por la comunidad científica (Marzeion et al., 2014); el Informe 2013 del IPCC sobre Cambio Climático señala una media de 0,85 °C (0,065 – 1,06 °C) de aumento de las temperaturas a nivel global en el periodo 1880-2012 debido a las emisiones de gases invernadero, siendo el periodo entre 1982 y 2012 el más cálido de los últimos 1400 años; la atmósfera y los océanos se han calentado, el nivel del mar ha subido y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado (Fig. 1.3). Las proyecciones señalan que para finales del siglo XXI la temperatura de la superficie terrestre llegará a 1,5 °C por encima de los valores

medios registrados entre 1850 y 1900 - para los escenarios más optimistas - y por encima de los 2 °C para los dos escenarios con mayores emisiones (IPCC, 2013).

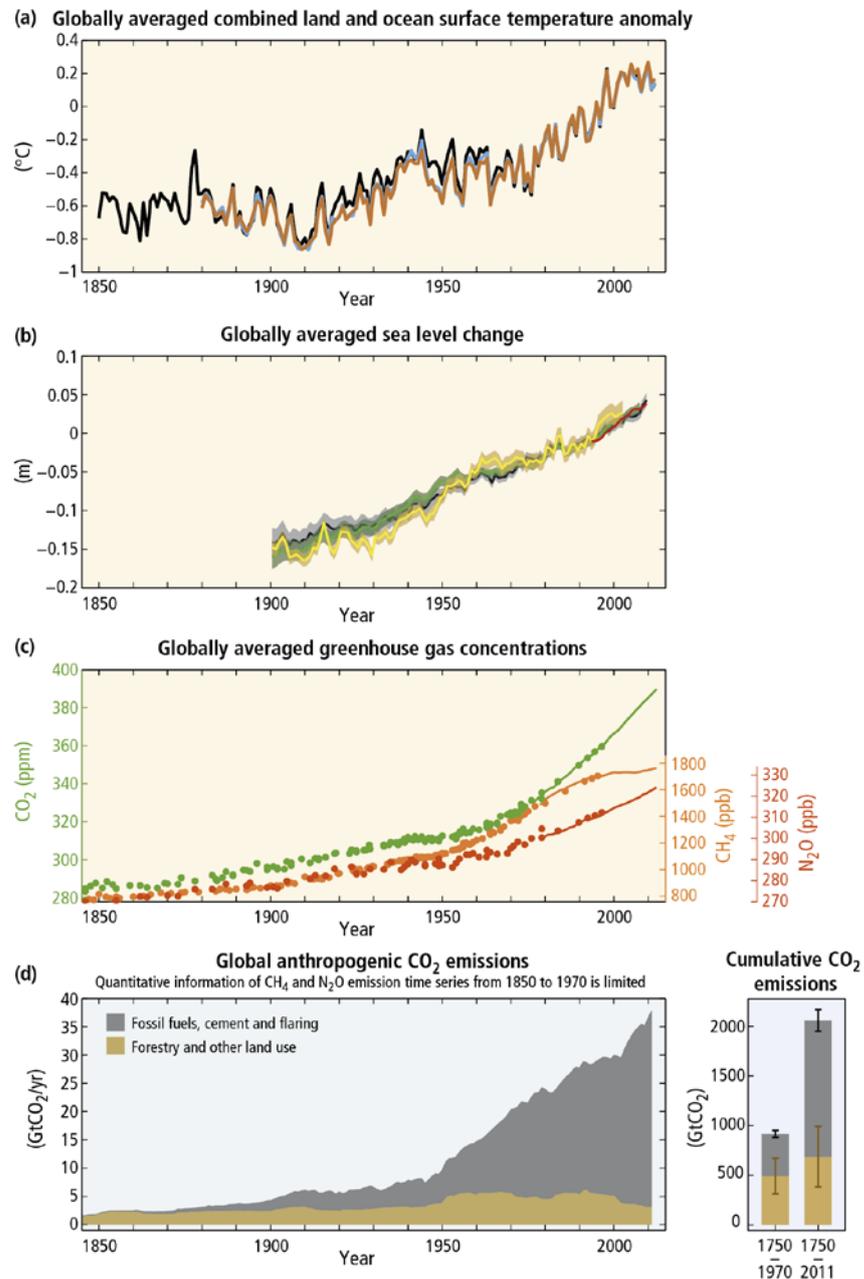


Fig.1.3. Observaciones e indicadores de un sistema climático global cambiante: a) Anomalías de temperatura media anual global de superficie terrestre y oceánica relativa al periodo 1850-1900; b) Cambio del aumento del nivel del mar anual durante el periodo 1850-2010; c) Concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero, Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub> Verde), (Metano (CH<sub>4</sub> Naranja) y Óxido Nitroso (NO, Rojo)); d) Datos sobre las emisiones de efecto invernadero desde 1970 a 2010. (IPCC, 2013).

Estos cambios atmosféricos están afectando directamente a los elementos criosféricos, siendo los glaciares y el hielo marino dos de los componentes que

mayores variaciones están sufriendo. El retroceso glaciar observado globalmente en los últimos 100-150 años requiere una explicación de forzamiento climático más allá de la variabilidad natural del clima, con una muy alta probabilidad de que los gases de efecto invernadero de origen antrópico son los responsables de la actual y prevalente pérdida de masa glaciar a nivel global (Solomina et al., 2016).

En líneas generales, y como se detalla más abajo, las velocidades de pérdida de masa de hielo perdido en los casquetes de Groenlandia y la Antártida entre 2002 y 2011 son notablemente superiores a las del periodo 1992 – 2002 (IPCC, 2013) y la práctica totalidad de los glaciares de montaña han continuado retrocediendo a velocidades sin precedente desde el comienzo del milenio (World glacier Monitoring Service, 2008). La extensión helada del océano Ártico se ha reducido a un ritmo cercano al 4 % anual en el periodo 1979-2012 (IPCC, 2013).

El actual deshielo y retroceso acelerado de las masas glaciares tiene severos impactos sobre el medio ambiente y las poblaciones humanas (Xu et al., 2009), los desastres naturales (Huggel et al., 2004, Salzmann et al., 2004; Frey et al., 2010) y los recursos hídricos y energéticos (UNEP, 1992; Barnett et al., 2005, Braun et al., 1999; Buwal et al., 2004 ). Por ejemplo, la región del Himalaya-Karakorum-Tibet, considerada como el tercer polo, proporciona los recursos hídricos a una quinta parte de la población mundial. Recientes estudios estiman que algunas regiones glaciares del Himalaya, como en el valle del Langtang (Immerzeel, 2012) se verán afectadas severamente con pérdidas de hasta un 75% de superficie helada para 2088. Existe una seria preocupación sobre la disponibilidad de agua debido a los cambios en la fusión de nieve y hielo, así como la variabilidad de la precipitación estacional, que pueden potencialmente poner en peligro la disponibilidad de recursos hídricos, así como la seguridad alimentaria (Thorsteinsson et al., 2013).

El aumento del nivel del mar es considerado como uno de los efectos potencialmente más devastadores del cambio climático (Church et al., 2008; ver figuras 1.3 y 1.4) y existe una creciente preocupación debido a las afecciones que podría tener en amplias zonas costeras del planeta (Benn y Evans, 2010). Se ha estimado que entre 1901 y 2010 el nivel medio del mar ha subido cerca de 20 cm,

a un ritmo sin precedentes en los dos últimos milenios (IPCC, 2013). La aportación al aumento del nivel del mar de un deshielo completo de las masas de hielo continentales ha sido estimado en 64 m, con una contribución de 56,6 m de la Antártida, Groenlandia con 7,3 m y el resto de los glaciares entre 0,15 y 0,37 m (Bamber et al., 2001; Lythe et al., 2001; Ohmura, 2004; Dyurgerov y Meier, 2005). Las modelos estiman un aumento del nivel del mar de entre 0,3 y 1 m sobre los niveles de 1985-2005 para el final del siglo XXI (IPCC, 2013).

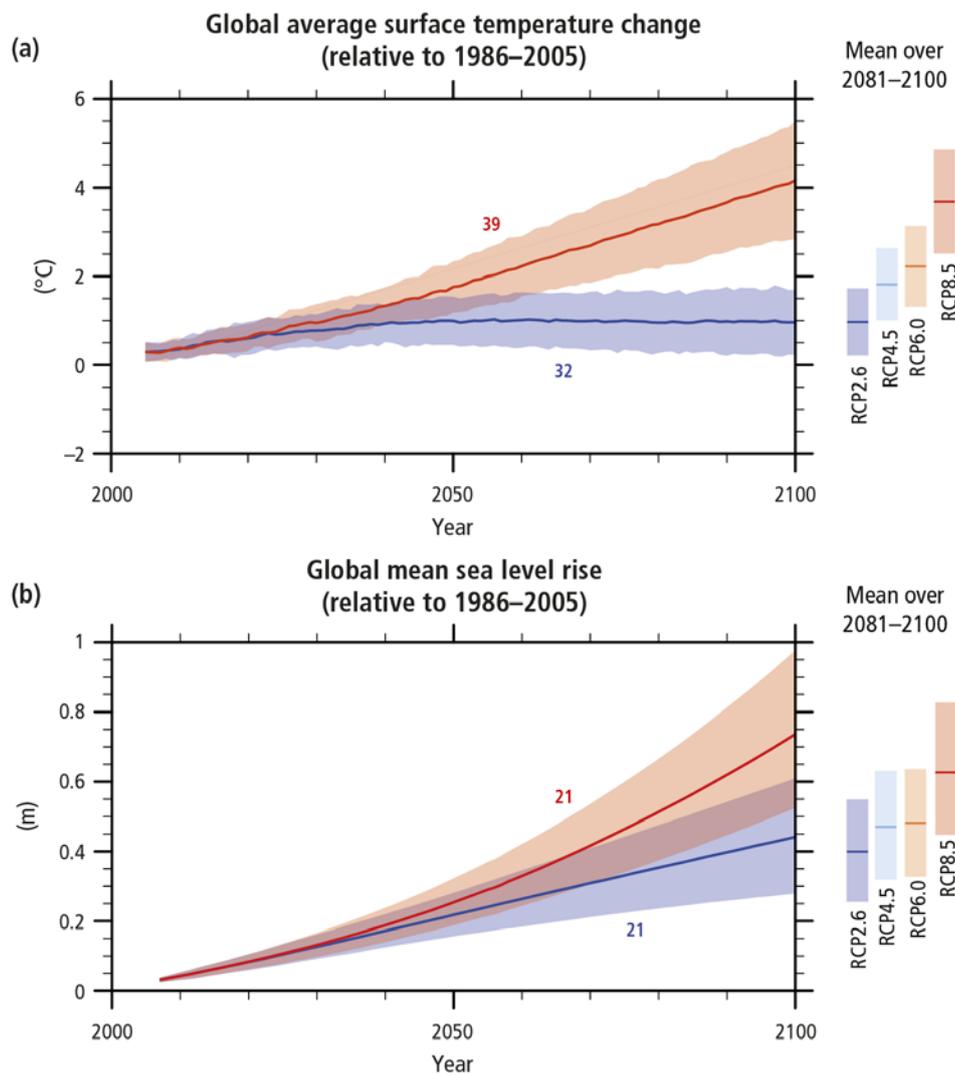


Fig.1.4. A) Aumento medio de la temperatura y nivel del mar a nivel global proyectada mediante simulaciones multi-modelo para 2100 respecto a la media 1985-2005. Los escenarios RCP (Representative Concentration Pathways) para el nivel del mar están basados en distintas proyecciones de emisión de gases de invernadero, uso del suelo y emisión de contaminantes. B) RCP 2,6 para un escenario estricto de emisiones; RCP 4,5 y 6,0 para escenarios con emisión intermedia y RCP 8,5 para un escenario con elevas emisiones de gases de efecto invernadero (IPCC, 2013).

En definitiva, los glaciares son un componente esencial dentro de la criósfera, con afecciones directas a problemas globales como la disponibilidad de recursos hídricos y el aumento del nivel del mar. Además, los glaciares están íntimamente relacionados con el clima global, constituyendo indicadores climáticos (Bush et al., 2015), que proveen de información clave a la hora de comprender los cambios climáticos pasados y ponen en contexto los cambios actuales (Oerlemans, 1994, 2001; Hoelzle et al., 2003). Los esfuerzos por monitorizar y comprender la evolución de los glaciares a nivel global son fundamentales a la hora de modelizar la respuesta glaciaria en el futuro y la base para el desarrollo de políticas concretas para abordar los efectos de la variabilidad del clima.

## **1.2. El estudio de los glaciares y su evolución reciente en el mundo**

La respuesta de la criósfera al calentamiento de la atmósfera ha adquirido una dimensión global y afecta tanto a los glaciares de montaña como a los campos de hielo y casquetes polares (Marzeion et al., 2014). Las observaciones muestran que el casquete polar de Groenlandia ha duplicado la velocidad de pérdida de masa en la última década, a un ritmo que según los modelos solo es comparable al último periodo de deglaciación hace 10.000 años (Vasskog et al., 2015), acercándose a valores de -142 Gt/año (Giga Toneladas por año) desde 1992 (Shepherd et al., 2012). El casquete polar antártico está mostrando una respuesta asincrónica; en el periodo 1992-2011 la Antártida occidental y la Península Antártica están perdiendo masa a un ritmo acelerado (-85 Gt/año) mientras que la Antártida oriental está ganando masa (+14 Gt/año), pero en conjunto muestra un balance de masa negativo de 71 Gt/año; la suma de las masas de hielo de la Antártida y Groenlandia supone un deshielo anual equivalente a  $0,59 \pm 0,20$  mm/año en la última década (Shepherd et al., 2012).

No obstante, son los glaciares de montaña y casquetes de hielo no polares - que ocupan 680.000 Km<sup>2</sup>, el 4,2 % de la superficie helada en la Tierra (Barry, 2006) - los que más rápidamente están respondiendo al aumento de temperaturas,

perdiendo masa a velocidades sin precedentes recientes y siendo los responsables del 60% del aumento del nivel marino (Meier, et al., 2007). Recientemente se ha completado el primer inventario de todas las masas de hielo fuera de los casquetes polares, el Randolph Glacier Inventory (Pfeffer et al., 2014), con el objetivo de mejorar las proyecciones de aumento del nivel marino derivado de las masas de hielo no polares. Estas masas de hielo fuera de los casquetes polares pueden, por si mismas, suponer un aumento del nivel del mar de 0,37 m antes del 2100 (Radic and Hock 2011).

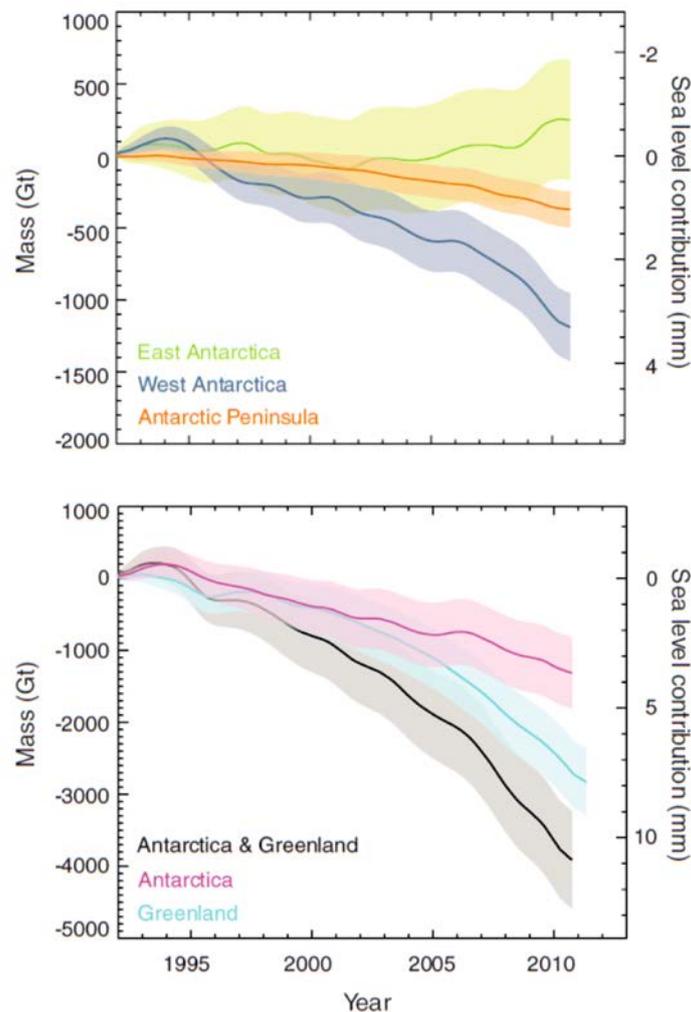


Fig.1.5. Cambios cumulativos en la Antártida y Groenlandia en el periodo 1992-2012 y el equivalente en el aumento del nivel del mar (Shepherd et al., 2012).

La estandarización de datos científicamente rigurosos de las masas de hielo no polares ha estado fundamentalmente a cargo del “World Glacier Monitoring

Service” (WGMS). Este organismo comenzó en 1986, combinando el PSFG (Permanent Service on Fluctuations of Glaciers) y el TTS/WGI (Temporal Technical Secretary / World Glacier Inventory). La función de esta red de monitorización glaciaria es la de coordinar la recogida de datos a nivel mundial con el objetivo de cuantificar la velocidad de cambio y comparar su magnitud con la variabilidad de los periodos preindustriales, validar las proyecciones y modelos del cambio climático futuro y para evaluar y anticipar los cambios sobre el medio ambiente, la economía y la sociedad (WGMS, 2008).

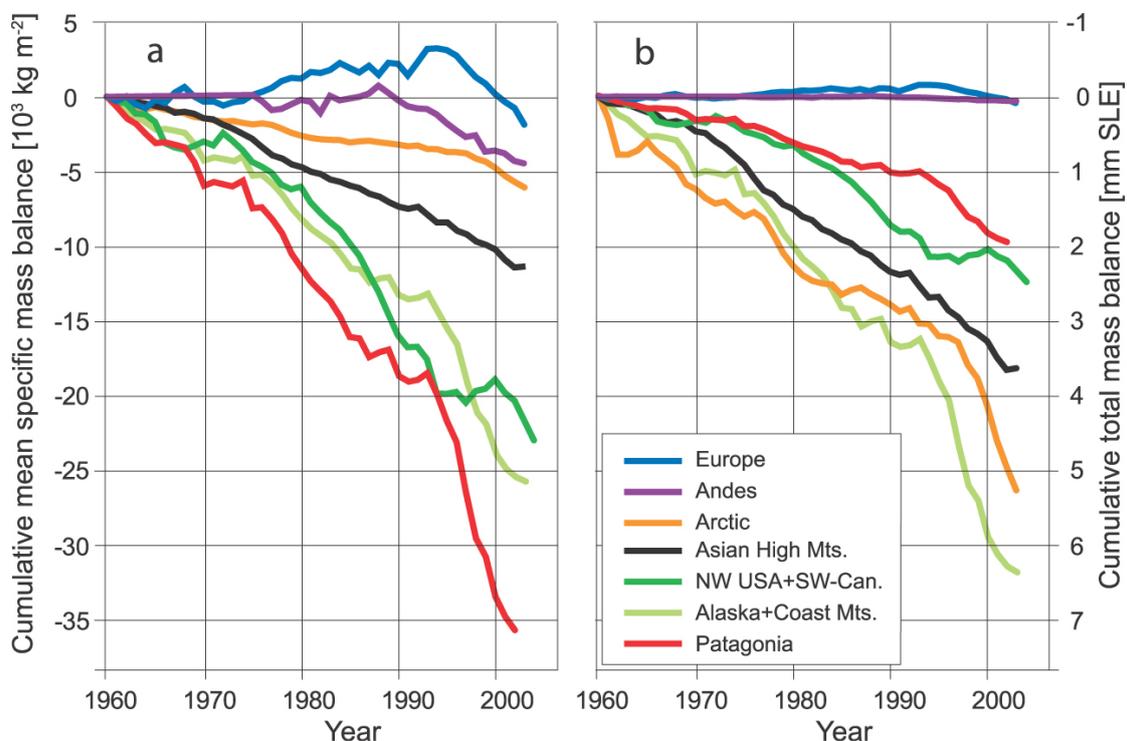


Fig.1.6. Balances de masa acumulativos específicos (a) y balances de masa acumulativos totales para glaciares y casquetes de hielo no polares. El balance de masa específico muestra el forzamiento climático y la respuesta glaciaria por región mientras que el balance de masa total refleja la contribución de cada región al aumento del nivel marino global (IPCC, 2013).

Las variaciones de longitud de 1803 glaciares de todo el mundo han sido analizadas y enviadas al WGMS, incluyendo un total de 36.240 observaciones, cubriendo un periodo medio para todas las observaciones de 47 años. De todos los frentes glaciares observados el 85% está situado en el hemisferio norte y el 42% en Europa. Estas observaciones muestran un retroceso generalizado de los glaciares desde las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo (PEH) a escala global (Vincent

et al., 2013; Marshall, 2014; Marzeion et al., 2014, 2015; Zemp et al., 2014). El retroceso general de los frentes glaciares desde los límites de la PEH se mide en kilómetros para los grandes glaciares y en cientos de metros para los más pequeños (Hoelzle et al., 2003).

Las mediciones de balance de masa proporcionan información directa e instantánea sobre la reacción glaciaria a las condiciones atmosféricas. De los 226 glaciares monitorizados solo 30 contienen datos de balance de masa con series que se remonten más allá de 1976. En conjunto, el balance de masa para estos glaciares de referencia sobre las últimas seis décadas se sintetiza en un retroceso marcado en las décadas de 1920 y 1940, seguido de condiciones de estabilidad o avance en los años 70 y un posterior retroceso drástico y acelerado después de mediados de los años 80. Desde los años 40 hasta el comienzo del siglo XXI la pérdida de hielo para los glaciares no polares se estima en  $0,35 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (metros equivalentes de agua por año). El retroceso glaciario se ha acelerado en las últimas décadas (Serrano et al., 2011; Mernild et al., 2013; Carturan et al., 2013; Gardent et al., 2014; López-Moreno et al., 2014), y en concreto, las pérdidas durante la primera década del siglo XXI son mayores que cualquier otra década estudiada (Marshall 2014, Zemp et al., 2015).

El retroceso glaciario no es homogéneo regionalmente, existiendo notables diferencias en términos relativos y absolutos (Barry, 2006). Así, las regiones heladas que mayores pérdidas de hielo están teniendo, con relación a su tamaño (Balance de masa específico) son Patagonia, seguida de Alaska y los glaciares de EE.UU. y Canadá; mientras que son los glaciares de Alaska seguidos del Ártico y el Himalaya, los que más están aportando al aumento del nivel del mar (IPCC, 2013; Fig.1.6).

En Europa, los glaciares de los Alpes contienen los registros de monitorización glaciaria más largos y detallados del planeta. A pesar de contar con condiciones ambientales favorables a la estabilización e incluso el avance glaciario durante la década de los años 80, los glaciares de los Alpes han perdido alrededor de la mitad de su volumen entre 1850 y 1975, otro 25 % entre 1975 y 2000 y un adicional 10 % en la primera década del siglo XXI (Haeberli et al., 2007).

En los Alpes franceses, el retroceso glaciar se ha acelerado desde 1960, principalmente en las primeras décadas del siglo XXI (Gardent et al., 2014). En los Alpes de Otzal (Austria), las pérdidas de superficie glaciar han sido estimadas en -0,4% por año entre 1969-1997 y de -0,9 % entre 1997 y 2006 (Abermann et al., 2009). En los Alpes italianos centrales, las pérdidas anuales de superficie glaciar en el periodo 1990-2007 han sido estimadas en 10 veces superiores a las observadas en el periodo 1860-1990 (Scotti et al., 2006). En los Alpes suizos, para el periodo 1980 -2010, se han estimado pérdidas de 0,65 m w.e. a<sup>-1</sup> (Fischer et al., 2015) que claramente superan los valores presentados por Huss et al. (2010) para la misma región durante el siglo XX (cerca de 0,25 m w.e. a<sup>-1</sup>). Para el conjunto de los Alpes la media de balance de masa ha pasado de -0,31 m w.e. a<sup>-1</sup> de media para 1900-2011 a 1 m w.e. a<sup>-1</sup> en el periodo 2000-2011 (Huss et al., 2012)

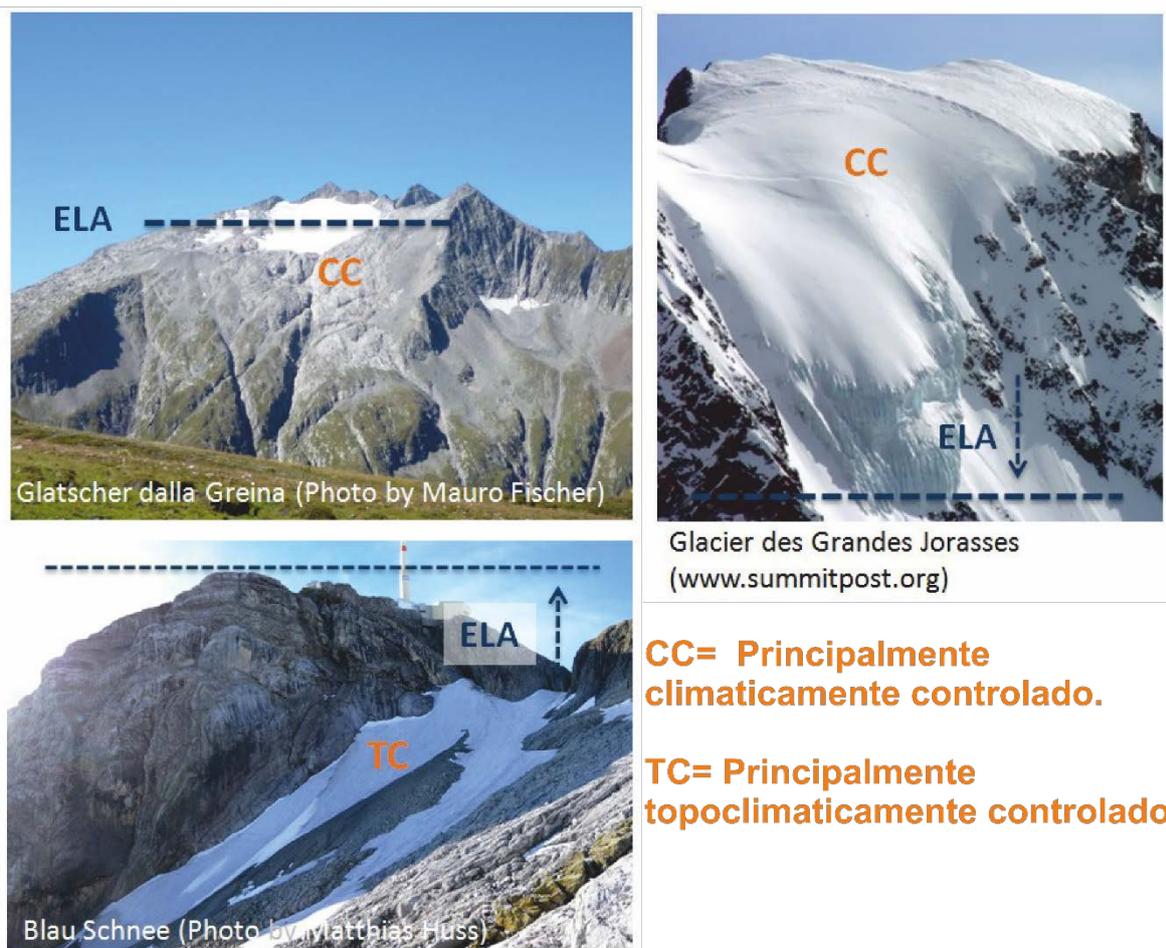


Fig. 1.7. Ejemplos de pequeños glaciares alpinos en relación a la altitud de la ELA y el control principalmente climático (CC) o topoclimático (TC). Fuente: Modificado de Fisher, 2018.

Más al sur de los Alpes, en las montañas del suroeste de Europa, entre los paralelos 44°N y 41°N, pequeños glaciares y hielo relicto sobreviven en montañas relativamente bajas como la Montaña Cantábrica, los Pirineos, los Alpes Marítimos, los Apeninos y las montañas de la Península Balcánica (Fig.1.8). Los pequeños glaciares (< 0,5 km<sup>2</sup>) son cuerpos de hielo comunes en todas las cordilleras glaciadas y altas latitudes (Huss, 2016) y son frecuentemente confundidos con heleros y hielo relicto sin movimiento (Serrano et al., 2011). Sin embargo, a pesar de su reducido tamaño, las masas de hielo que aún muestran dinamismo interno son en consecuencia verdaderos glaciares. También son clasificados respecto la predominancia de procesos que gobiernan el balance de masa y su evolución (Kuhn, 1995) en base a si son predominantemente controlados por factores climáticos (pequeños glaciares con cotas medias aun por encima de la ELA regional) o por factores topográficos-topoclimáticos (pequeños glaciares con cotas medias por debajo de la ELA regional; ver Fig. 1.7). Los pequeños glaciares aún controlados por factores climáticos son reconocidos como sensibles geo-indicadores de las variaciones climáticas (Grunewald y Scheithauer, 2010, Serrano et al., 2010, 2011) debido a su menor tiempo de respuesta glacial, baja cota y situación (en la divisoria bioclimática del mundo atlántico y mediterráneo). La degradación progresiva de los pequeños glaciares les lleva en sus fases finales (cataglaciales) a convertirse en heleros sin movimiento interno (heleros glaciales), que se diferencian de los heleros nivales por no contar con presencia de nieve y firn. Ambos tipos de heleros pueden en cualquier caso verse afectados por movimientos de reajuste o deslizamiento basal derivado de saturación de materiales basales, deshielo o cambios de masa, pero sin contar con movimiento interno característico de los procesos glaciares.

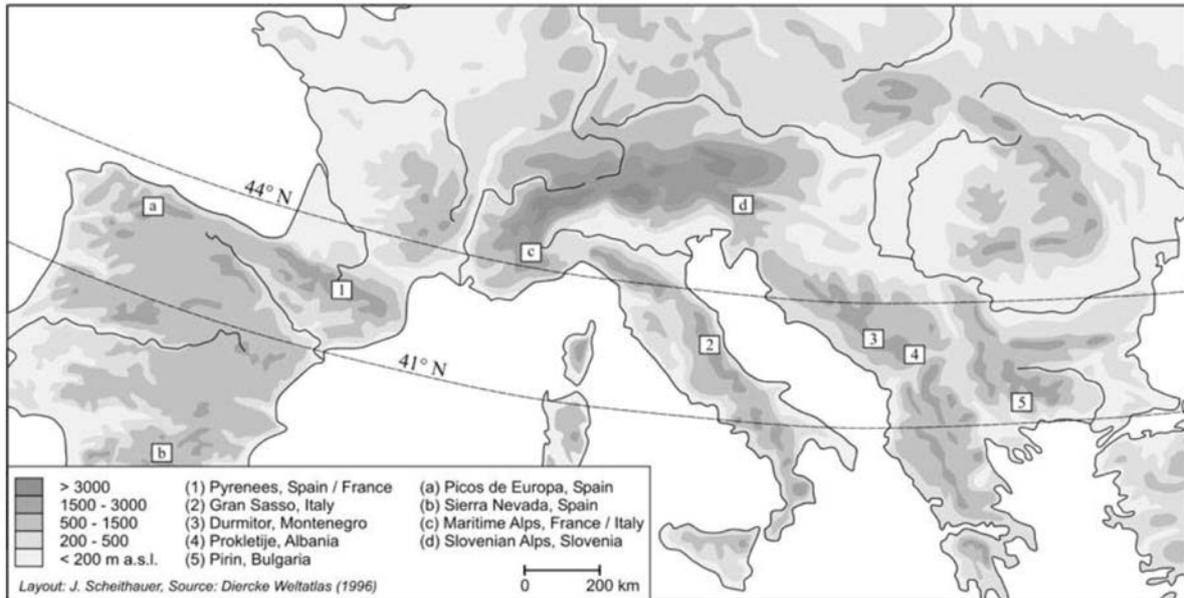


Fig.1.8. Situación de los glaciares más meridionales de Europa: (1-5) Glaciares actuales; (a-b) Macizos con aparatos glaciares durante la PEH (Grunewald y Scheithauer, 2010).

Estos glaciares sur-europeos son la herencia de la PEH y han mostrado un balance de masa negativo continuo en las últimas décadas (Grove, 2004), con pérdidas totales estimadas entre un 30 y 100 % de su volumen desde el final de la PEH (Hughes et al., 2006; González Trueba et al., 2008; Steiner et al., 2008a; Grunewald y Scheithauer, 2010).

### 1.3. El estudio y conocimiento de los glaciares pirenaicos

Las montañas de la Península Ibérica, como la cordillera Bética, Cordillera Cantábrica, los Montes Vascos, los Pirineos, el Sistema Ibérico, Sierra Nevada, las Montañas Galaicas y el Sistema Central, fueron esculpidas por los glaciares durante el Cuaternario (Martí Bono y García Ruiz, 1994; Gómez Ortiz y Pérez Alberti, 1998; Calvet, 2004; Pérez Alberti et al., 2004; Rico, 2012; Serrano et al., 2015). A pesar de la profusión de estudios sobre la extensión y distribución de los glaciares pleistocenos, existe un remarcable desconocimiento sobre fases más recientes: el Holoceno y periodos históricos (González Trueba et al., 2008).

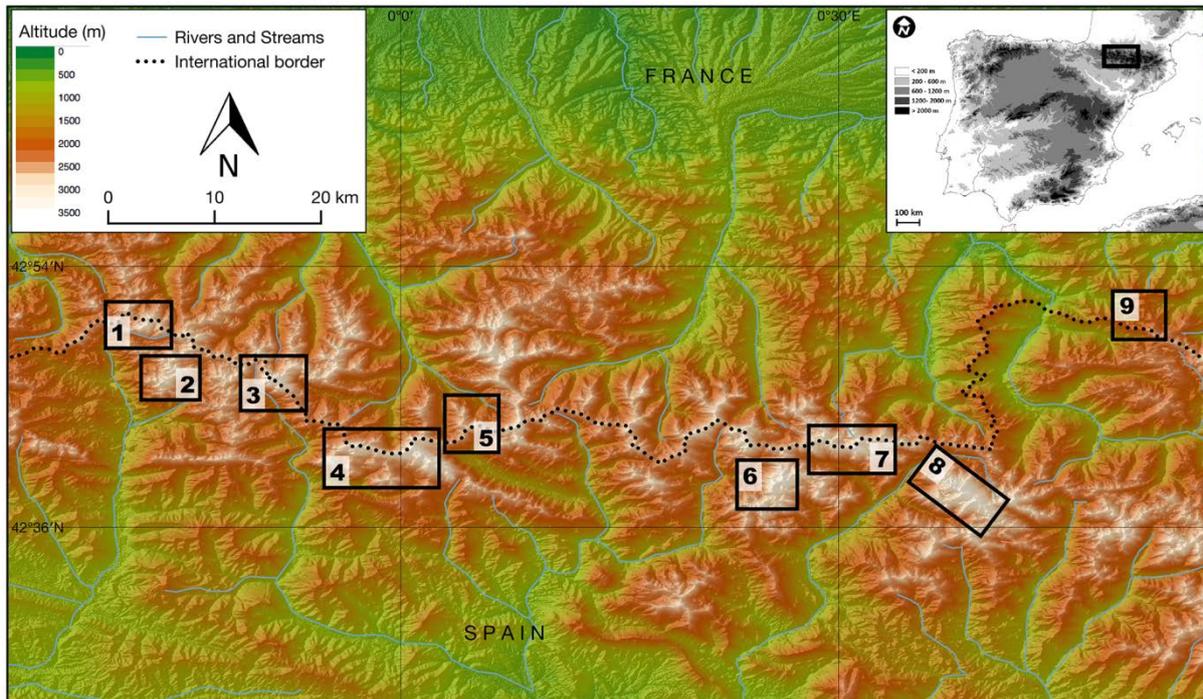


Fig.1.9. Situación de los principales macizos con glaciares actuales: Balaitous (1), Infiernos (2), Vignemale (3), Gavarnie y Monte Perdido (4), La Munia (5), Posets (6), Perdiguero (7), Maladeta-Aneto (8) y Mont Valier (9). Fuente: Elaboración propia a partir de STRM (USGS).

La cordillera de los Pirineos, situada en el suroeste del continente europeo se extiende 500 Km entre el Golfo de Vizcaya (océano Atlántico) y el mar Mediterráneo. Estas montañas alojan actualmente algunos de los glaciares más meridionales de Europa, todos por debajo del paralelo 43°N de latitud (Fig. 1.9). Sus reducidas dimensiones ( $< 1 \text{ Km}^2$ ), altitudes relativamente bajas y situación geográfica los convierten en masas de hielo particularmente vulnerables al cambio climático (Grunewald y Scheithauer, 2010). Los glaciares pirenaicos se encuentran en desequilibrio respecto a las condiciones ambientales y han sufrido un marcado retroceso desde el final de la PEH hasta la actualidad (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Chueca et al., 2007); en 1850 la superficie glaciar alcanzaba las 2060 ha (Schrader, 1936), en 1984 se estimó en 810 ha (Serrat y Ventura, 1993) pero ésta se ha reducido a 321 ha para el año 2008 (René, 2013). Los últimos datos, previos a esta tesis doctoral apuntan a una superficie glaciar de 300 ha en 2011 (Marti et al., 2015).

El ámbito de los glaciares pirenaicos ha sido objeto de numerosos estudios en los cuales se ha avanzado considerablemente en la comprensión de su evolución

reciente desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH, siglos XIV-XIX) hasta la actualidad. Los glaciares de la PEH y fases posteriores en el siglo XX en los Pirineos han sido estudiadas en distintos macizos; Schrader, 1936; Nicolás, 1981; Alonso et al., 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Pallás et al., 2006; René, 2013; García Ruiz et al., 2014; Marti et al., 2015b; Rico et al., 2016; Oliva et al., 2018). No obstante, son necesarios una serie de trabajos que específicamente estudian en profundidad las fases, profundizando en su magnitud y extensión (1983; Grove, 1988, 1995, 2004; 1995; Grove y Gellatly, 1995; Chueca et al., 1998a, b; Serrano, 1998; Chueca et al., 2007; González Trueba et al., 2008).

Las huellas de los glaciares históricos de los Pirineos son observables en 15 macizos de montaña, donde 115 glaciares se desarrollaron en las cotas más altas durante la PEH (González Trueba et al., 2008; Ver tabla 1.1). Los glaciares evolucionaron en formas complejas y con diferencias regionales, con un marcado gradiente oeste-este que se refleja en la ELA (Línea de Equilibrio Glaciar) regional; situada a 2650 m. en el Pirineo occidental, sobre los 2900 m. en los macizos más continentales como Maladeta y Posets y 2805-2815 m de valor medio para el conjunto del Pirineo (González Trueba et al., 2008). El desarrollo glaciar fue en definitiva heterogéneo, variando en función de la situación geográfica respecto a los frentes dominantes, altitud, relieve y orientaciones.

Mountain system	Massif	Altitude (m a.s.l.)	No. cirques with LIA features	Dominant orientation	Lowest moraines altitude (m a.s.l.)	Current glacier	Ice patch
Pyrenees	Balaitous	3146	12	N, SE	Las Néous: 2300 Frondeillas: 2650 /2700 Latour: 2800	Las Néous	Pabat Frodellas Balaitous
	Infierno-Panticosa	3072	14	N	Infierno: 2580 Punta Zarra: 2580 Xuans: 2500	Infierno	Infierno East Punta Zarra
	Vignemale	3298	5	N,NE,S	Ossue: 2200 Gaubes: 2200 Cerbillona: 2750 Tapou: 2750 ClotdelaHount: 2900	Ossue Petit Vignemale Oulettes de Gaube	Monferrat Tapou Monferrat Clot de la Hount
	Monte Perdido-Marboré	3352	15	N/S	Taillón: 2800 Soum de Ramond: 3000 Gabiétou: 2400 Taillón: 2200 Monte Perdido: 2520	Gabiétou Taillón Pailla Monte Perdido	7 icepatches
	La Munia	3133	7	N	La Munia: 2550 Barroude 2370 Robiñera: 2500	La Munia	Barroude Robiñera
	Neouvielle	3191	12	N, NW, SE	Tourrat: 2630 Pays Bache: 2780	–	Tourrat Pays Baché
	Posets	3375	5	N,NE, NW	La Paúl: 2690 Bardamina: 2575 Posets: 2750 Llardaneta: 2860	La Paúl Llardana	Posets Los Gemelos
	Gourgs Blancs Perdiguero	3222	16	N, S	Gourg Blancs: 2570 Portillón: 2580 Literola: 2800	Seilh de la Baque Portillón d'Oo Cabriolule Boum	6 icepatches
	Maladeta	3404	25	N, S	Aneto: 2350 Maladeta: 2350 Barrancs: 2400 Tempestades: 2650 Salenques: 2700 Coronas: 2725 Llosas: 2900 Cregüeña: 2850 Alba: 2850	Maladeta Or. Maladeta Occ. Aneto Barrancs Tempestades	Cregüeña Alba

Tabla.1.1. Macizos con desarrollo glaciar durante la PEH en el Pirineo español y situación actual. Fuente: González Trueba et al., 2008.

En el macizo de Infierno-Panticosa existen huellas de la PEH en 14 circos y la ELA regional se ha estimado en 2625 m para el momento de máximo avance glaciar (Serrano, 1998; González Trueba et al., 2008). En Alto Gallego López-Moreno (2000) estima en 2618-2637 m la altitud de la ELA durante la PEH en 15 circos glaciares. En el macizo del Vignemale se han identificado 6 circos glaciares con frentes que alcanzaron 2200 m. y que mantuvieron su posición en contacto con las morrenas frontales hasta mediados del siglo XIX (Grove, 2004; González Trueba et al., 2008; Martí et al., 2015). En el macizo de Monte Perdido se han identificado 15 circos afectados por procesos glaciares en la PEH (Nicolás, 1981) situándose la ELA en 2700 m. según diversos autores (Martín Moreno, 2004; García-Ruiz et al., 2014). En el macizo de Posets Serrano et al (2002) estiman la

ELA en 2930 m para la PEH en base a las huellas glaciares estudiadas en 6 circos glaciares. En el macizo de Maladeta los trabajos de Chueca et al (1998, 2005) estiman una ELA para el macizo de 2840 m durante la PEH. Para el conjunto del Pirineo, la ELA media durante la PEH ha sido establecida por Chueca et al (1998) en 2805-2815 m (Ver Tabla 1.2).

Massif	Altitude summits	Local ELAs	Mean ELAs (m a.s.l.)	Thermal ascent (°C)
Infierno-Panticosa <sup>a</sup>	Maximum: 3072 Minimum: 2700	Maximum: 2825 Minimum: 2590	2650 (North: 2715)	0.76
High Gállego <sup>b</sup>	Maximum: 3144 Minimum: 2689	Maximum: 2805 Minimum: 2340	2618–2637	0.88–0.99 (0.93)
Maladeta <sup>c</sup>	Maximum: 3404 Minimum: 3207	Maximum: – Minimum: –	2813–2946	0.56–0.86 (0.71)
Posets <sup>d</sup>	Maximum: 3368 Minimum: 3068	Maximum: 3230 Minimum: 2680	2930	–
Pirineo <sup>e</sup>	Maximum: 3404	–	2805–2815	0.90–0.95 (0.92)

<sup>a</sup> Serrano (1996, 1998); <sup>b</sup> López Moreno (2000); <sup>c</sup> Lampre (1994, 1998); <sup>d</sup> Serrano *et al.* (2002); <sup>e</sup> Chueca *et al.* (1998).

Tabla.1.2. Parámetros ambientales durante la PEH en los Pirineos. Fuente: González Trueba et al., 2008.

Las fuentes históricas, liquenométricas, dendrocronológicas y las observaciones glaciares de los primeros geógrafos y naturalistas, han probado la existencia de 7 episodios glaciares (Fig. 1.10) diferenciados desde la PEH hasta la actualidad en los Pirineos (Schrader, 1936; Nicolás, 1981; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Lampre, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Chueca y Julián, 1996; Mateo y Gómez Ortiz, 1998, 2004; Chueca et al., 1998a, b, 2005; Serrano et al., 2002; Martín, 2004, 2006; René, 2013). A partir de estas fuentes diversos autores han trabajado en el establecimiento de las principales fases de evolución glacial durante la PEH y el siglo XX (1983; Grove, 1988, 1995, 2004; 1995; Grove y Gellatly, 1995; Chueca et al., 1998a, b; Serrano, 1998; Chueca et al., 2007; González Trueba et al., 2008; Martí et al., 2015b; Rico et al., 2016; Serrano y Martín-Moreno, 2018).

1. *Extensión Máxima Histórica de la PEH*: Fase de extensión máxima identificada durante las últimas décadas del siglo XVII y las primeras décadas del siglo XVIII.

2. *Retroceso menor*: Una fase de retroceso menor con algunos re-avances establecida entre 1750 y 1800.

3. *Avance Glaciar*: Entre 1830 y 1890 los glaciares llegaron hasta las morrenas de la fase de avance máximo (Fase 1).
4. *Retroceso Glaciar*: Los glaciares comenzaron a separarse de las morrenas hacia 1890.
5. *Re-avances menores y equilibrio glaciar*: desde las últimas décadas del siglo XIX y hasta la década de 1920 tuvieron lugar pequeños re-avances y momentos de equilibrio dentro de una tendencia de retroceso.
6. *Retroceso glaciar*: En 1930 los glaciares comenzaron su retroceso hasta convertirse en heleros o extinguirse en la mayoría de los circos afectados por la PEH Este periodo se caracteriza por re-avances intermitentes en 1945 y 1964 (Oulettes de Gaube).
7. *Retroceso drástico*: Tras algunos pequeños re-avances y estados de equilibrio en los 70 y 80, los glaciares comenzaron un retroceso acelerado que aumentó el ritmo de la deglaciación incluso en los circos a mayor altitud del Pirineo (Fig. 1.10).

En 1936 Frank Schrader publicó *Sur l'étendue des glaciers des Pyrenees 1884*, con el primer inventario de glaciares para el conjunto de los Pirineos, estimando 2700 ha en 1850. La precisión de los resultados obtenidos ha sido puesta en duda por la comunidad científica (Arenillas Parra et al., 2008; René, 2013), sigue siendo una referencia y punto de partida a la hora de estimar los cambios en la superficie glaciar en los Pirineos desde el final de la PEH; a pesar de tener errores constatados - como incluir el glaciar rocoso de Argualas como glaciar blanco, por ejemplo - se trata de un inventario riguroso y la superficie glaciar estimada (2700 ha) estaría cerca de la real en aquella época, por lo que el orden de magnitud es válido como primera aproximación.

Los estudios en relación a la dinámica glaciar reciente y los estudios glaciológicos directos de las últimas décadas (Alonso et al., 1983; Nicolás, 1986; Martínez de Pisón, Arenillas, 1988; Martínez de Pisón, 1992; Tihay, 1992; Lampre, 1994; Martí Bono, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Copons y Bordonau, 1994; García Ruiz y Martí Bono 1994; Martínez de Pisón et al., 1995; Martínez de Pisón et al., 1997; Mateo y Gómez Ortiz, 1998; Chueca, et al., 1998 a,b; Martínez

de Pisón. y Serrano, 1998; López-Moreno, 2000; René, 2001; Cancr et al., 2001; Ferrer et al., 2003; Serrano et al., 2002; Chueca et al., 2004, 2005 2007; López-Moreno et al., 2006; González-Trueba, 2006; González Trueba et al., 2008; Marti, 2015b; López-Moreno et al., 2016; Rico et al., 2016, René, 2002, 2006, 2007a, 2007b, 2009, 2011, 2012, 2013; Association Moraine, 2015, 2016, 2017, entre otros) han supuesto un avance importante en el conocimiento del proceso de deglaciación, la relación entre el comportamiento glaciar y el clima y la evolución reciente de los glaciares pirenaicos.

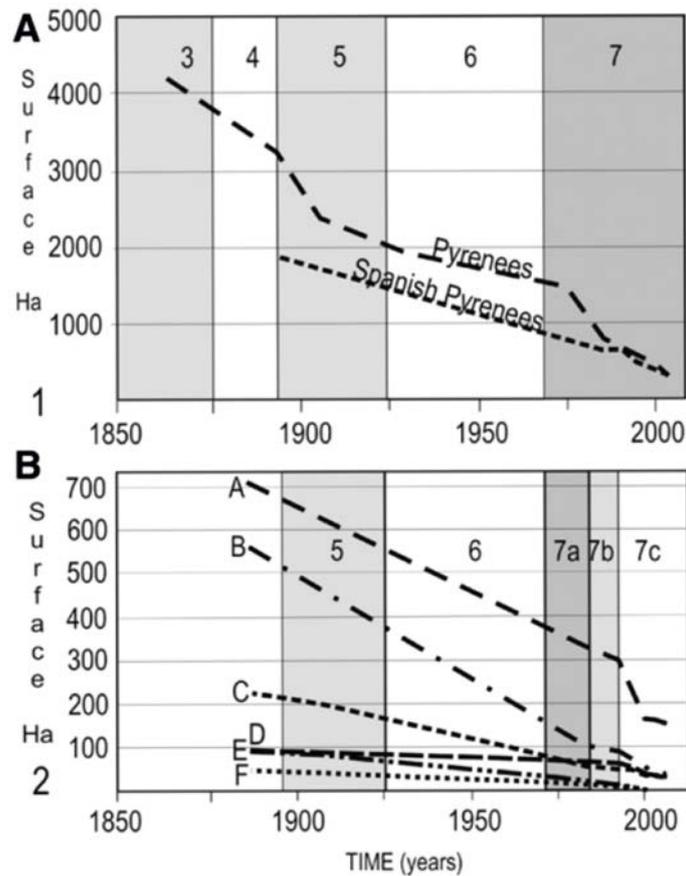


Fig. 1.10. Curvas de pérdida de superficie relacionadas con fases de evolución glaciar. (A) Glaciares Pirenaicos; (B) glaciares sur-pirenaicos representativos: A, Macizo de Maladeta; B, Macizo de Monte Perdido; C, Macizo de Posets; D, Macizo de Infierno; E, Macizo de Perdiguero; F, Macizo de La Munia. Números 3 a 7c corresponden con las fases Pirenaicas de la PEH (González Trueba et al., 2008).

Los cambios climáticos desde el final de la PEH se reflejan en los glaciares desde finales del siglo XIX, mostrando un retroceso discontinuo; a) Una recesión continua desde 1920 hasta 1970; b) Recesión discontinua con avance de unos

glaciares y desaparición de otros desde mediados de 1970 hasta 1980; y c) Un retroceso drástico y acelerado desde 1990 hasta la actualidad. González Trueba et al (2008) indican que entre 1890 y 1980 han desaparecido 94 glaciares mientras que desde 1980 hasta la actualidad se han extinguido otros 17 glaciares solo en la vertiente española. En solo 100 años se ha perdido el 85 % de la superficie glaciar española (Serrano et al., 2004). A pesar de todos los esfuerzos, las observaciones en los glaciares de los Pirineos hasta la década de los 70-80 han sido relativamente irregulares y limitadas, y, en consecuencia, existen pocas mediciones in situ de la evolución glaciar desde el fin de la PEH (Marti, 2015b).

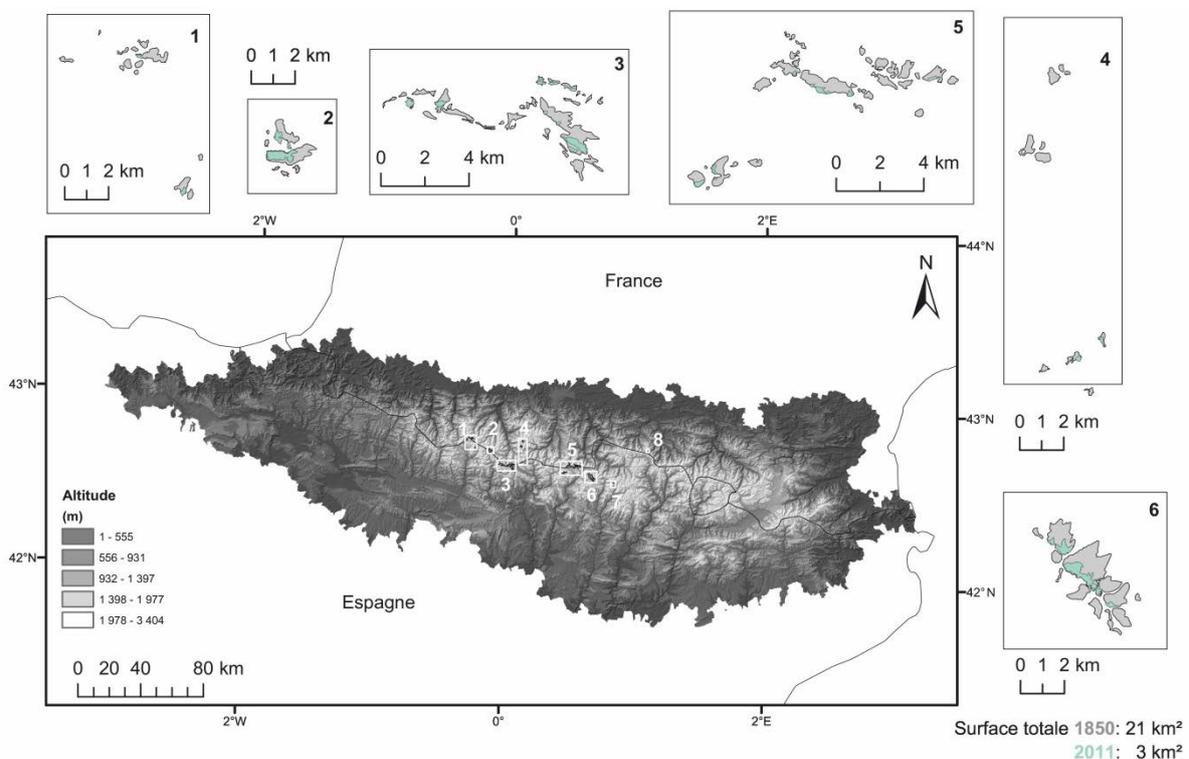


Fig.1.11. Superficie glaciar durante el final de la PEH (1850) y en 2011 en los macizos de Balaitous-Infiernos (1), Vignemale (2), Gavarnie y Monte Perdido (3), Pic-Long y Munia (4), Posets y Perdiguero (5) y Maladeta-Aneto (6), Besiberri (Actualmente helero no glaciar, 7) y Mont Valier (8). Fuente: Marti et al., 2015b).

A pesar de la ausencia de trabajos durante la primera mitad del siglo XX destacan algunos autores como Gómez de Llarena (1936) y Barreré (1957). En su trabajo de 1936, Gómez de Llarena se centra en una caracterización

fundamentalmente cualitativa del glaciar de Monte Perdido. Barreré (1953) estudia la línea de equilibrio glaciar del Pirineo para mediados del siglo XX y la compara con la del Cuaternario.

A partir de los años 70 diferentes grupos de investigación han estudiado la evolución reciente de los glaciares pirenaicos, existiendo un mayor número de estudios sobre los cambios en la superficie, espesor y dinámica glaciar (Chueca et al., 2005; López-Moreno et al., 2006; González Trueba et al., 2008). En 1981 la Dirección General de Obras Hidráulicas (DGOH) a través del Instituto Español de Glaciología (INEGLA) inició un estudio sobre los glaciares activos del Pirineo Español con el fin de conocer, en primer lugar, la situación e importancia de los distintos aparatos existentes y, por otro lado, realizar una estimación de los caudales hídricos estimados aportados por estos glaciares a la red fluvial del Ebro (Alonso et al., 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988). Las observaciones y mediciones topográficas de campo, el análisis de la documentación histórica y de la fotografía aérea disponible (vuelo americano 1956-1957) así como un vuelo fotogramétrico realizado en 1982 específicamente para las zonas glaciares, permitieron la elaboración del catálogo de aparatos glaciares y el estudio de su evolución histórica además de la obtención de la cartografía a escala 1:5000. Tras el estudio, que se desarrolló entre 1981 y 1983, el Ministerio de Obras Públicas, a través de la DGOH consideró necesario incluir un análisis de los recursos hídricos derivados de la innivación creando así el programa ERHIN (Estudio de los Recursos Hídricos derivados de la Innivación). Desde comienzos de los 90, el programa ha logrado obtener información directa de la evolución de los glaciares españoles, con frecuencia anual en el caso de los estudios de balance de masa y velocidad de flujo en el glaciar de Maladeta. El ERHIN ha realizado inventarios en los glaciares sur-pirenaicos mediante fotografías satelitales y oblicuas del vuelo de 1998 (Arenillas Parra et al., 2008). Otra de las aportaciones más relevantes del programa ERHIN (Arenillas Parra et al., 2008; Jiménez Vaquero, 2016) ha sido la realización de mediciones de geofísica mediante Ground Penetrating Radar (GPR) en los glaciares de Maladeta (1992, 1994, 2008) y Aneto (1994, 2008).

Lampre (1994) estudia la ELA en el macizo de Maladeta, su evolución desde la PEH hasta la actualidad. Cancer et al (2001) realizan un catálogo de masas glaciares para la vertiente española en base a observaciones de campo, estimando 342 ha la superficie glaciaria para comienzos del siglo XX. Además, realizan uno de los primeros estudios referidos a la hidrología glaciaria en los glaciares de Infiernos y Maladeta, caracterizando la conductividad y ritmos de fusión de dichos glaciares.

Paralelamente, se han venido realizando estudios desde la Universidad de Zaragoza y el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), centrados principalmente (aunque no exclusivamente en el macizo de Maladeta). En los glaciares pirenaicos españoles, destacan los trabajos de Chueca (1998b, 2004 y 2008) donde se sintetiza la evolución de la superficie glaciaria desde el final de la PEH López-Moreno (2000) estudia el ascenso de las ELAs desde la PEH hasta principios del siglo XXI en el Alto Gallego. Otros trabajos de los mismos autores se han centrado en el macizo de Maladeta, tanto en su evolución durante la PEH (Chueca y Julián, 1996), evolución post-PEH (Chueca et al., 2005), evolución reciente desde los años 80 mediante comparación de Modelos digitales de Terreno - DEM - (Chueca et al., 2007) e influencia de los factores topográficos y la radiación solar en el desarrollo glaciario (Chueca y Julián, 2004; López-Moreno et al., 2006; López-Moreno et al., 2006b). En el glaciar de Monte Perdido destaca el trabajo realizado por García-Ruiz et al (2014) donde se estudia la evolución glaciaria en el Holoceno y PEH sentando las bases para trabajos de monitorización glaciaria actual.

En la vertiente francesa, la Asociación Moraine ha realizado una importante labor en el estudio de los glaciares pirenaicos. Para el conjunto de las masas heladas de la vertiente norte, ha realizado observaciones glaciares y mediciones de retroceso del frente (mediante marcas in-situ). En el glaciar de Ossoue se han realizado mediciones de DGPS, GPR y Balance de Masa desde comienzos del siglo XX (René, 2013; Marti et al., 2015a; Marti et al., 2015b).

En la última década (2009-2018), el grupo PANGEA (Patrimonio Natural y Geografía Aplicada), compuesto por investigadores de la Universidad de Valladolid, la Universidad de Extremadura, la Universidad del País Vasco, la Universidad de Comillas y la Universidad Autónoma de Madrid, ha realizado

trabajos glaciológicos que conforman el marco de esta Tesis Doctoral. Los trabajos se han centrado en los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue, donde se han realizado mediciones mediante GPR (La Paul y Ossoue), Laser Escáner Terrestre (La Paul, Ossoue y Maladeta) y DGPS (La Paul, Ossoue y Maladeta) con el objetivo de avanzar en la cuantificación de la evolución actual de los glaciares pirenaicos, dando lugar a una serie de publicaciones (Rico et al., 2012; Sanjosé et al., 2014; Del Río et al., 2014; Rico et al., 2016).

Macizo	Glaciar (Francia -España)	Exposición	Superficie en 1850 (ha)		Superficie en 2008 (ha)	
			Glaciar	Macizo*	Glaciar	Macizo
Balaitous	<i>Las Neus</i>	E	50	90	8 (5+3)	8
Infiernos	Infierno Central	N	32	50	6	6
Vignemale	<i>Ossoue</i>	E	110	180	46	62,5
	<i>Oulettes de Gaube</i>	N	60		13	
	<i>Petit Vignemale</i>	N	-		3,5 (2+1,5)	
Gavarnie-Monte Perdido	<i>Gabietous</i>	N	12	455	8	70,5
	<i>Taillon</i>	N	40		12 (9+3)	
	<i>Pailla Oeste</i>	N	9		3,5	
	<i>Pailla Este</i>	N	10		4	
	<i>Astazous</i>	N-N-E	12		5	
	<i>Cilindro</i>	N-E	220		6	
	<i>Monte Perdido</i>	N-E	-		32 (28+4)	
Pic-Long		-	-	95	-	-
Munia	<i>Munia</i>	N-N-O	15	45	4	9
	<i>Barroude</i>	N-N-E	15		5	
Posets	La Llardana	N-O	33	110	9	17
	La Paul	N-N-E	33		6	
	Posets	E	33		2	
Perdiguero	<i>Gourg Blancs</i>	N-N-O	40	420	2,5	26
	<i>Seil de la Baque Oeste</i>	N-N-O	-		2	
	<i>Seil de la Baque Este</i>	N-E	145		11,5	
	<i>Portillon d'Óo</i>	N	-		4	
	<i>Boum</i>	N-N-E	40		6	
Maladeta-Aneto	Maladeta	N	115	610	33 (28+5)	120
	Aneto	N-N-E	250		69	
	Barrancs	N-E	55		8	
	Tempestades	N-E	70		10	
Mont-Valier	<i>Mont Valier</i>	E	5	5	2	2
<b>TOTAL</b>	-	-	-	<b>2060</b>	<b>321</b>	<b>321</b>

Tabla 1.3. Principales macizos pirenaicos con superficies glaciares en 1850\* y en 2008. \*Superficie glaciar incluyendo glaciares desaparecidos. Fuente: Modificado de René, 2013 (Basado en Schrader, 1936 y reconstrucción geomorfológica por René, 2013).

En los últimos años (2011-2018) a raíz de la colaboración entre PANGEA y el grupo de Procesos Geoambientales y Cambio Global del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) se han realizado diferentes trabajos glaciológicos en el glaciar del

Monte Perdido. Desde 2011 se realizan 2 mediciones de la altimetría glaciar mediante TLS, además de estimación de balance de masa mediante estacas. Se han realizado a su vez campañas de GPR (2012, 2016, 2017) y sondeos de hielo en el frente glaciar (2017) dando lugar a una serie de publicaciones (Rico et al., 2014; López-Moreno et al., 2015; Del Rio et al., 2015; López-Moreno et al., 2016; Rico et al., 2017).

El inventario de los glaciares realizado por Serrat y Ventura (1993) en 1984 infería 810,33 ha de extensión de hielo glaciar repartidas en 39 cuerpos glaciares. En 2008 existían 27 cuerpos de hielo en los Pirineos, 9 de ellos en la vertiente española y 18 en la francesa (René, 2013) aunque muchos de ellos (Astazous, Pailla Este, Pailla Oeste, Cilindro, Barroude) se encontraban ya en ese momento en transición a heleros debido a su falta de dinamismo y flujo de hielo (González Trueba et al., 2008) por lo que en ese momento existían 22 glaciares. La superficie de hielo fue calculada en 495 ha (González Trueba et al., 2008) utilizando datos de los años 80 para la vertiente española (Alonso et al., 1983) y de principios del siglo XXI para la vertiente francesa (René, 2013). La superficie glaciar fue recalculada para cada uno de los glaciares, sumando 321 ha para la totalidad del Pirineo en 2008 (René, 2013). Más recientemente (2011), se ha realizado una estimación para el conjunto de las masas glaciares del Pirineo de 300 ha (Marti et al., 2015), aunque sin especificar superficies concretas para cada glaciar (Tabla 1.3.; Fig. 1.10).

La delineación de los contornos glaciares mediante imágenes satélite realizadas en este trabajo en 2016, corroboradas con visitas a los glaciares ha permitido realizar un cálculo actualizado de la superficie glaciar en los Pirineos. Los resultados, que se mostrarán en el capítulo 5, muestran una superficie glaciar total de 242,06 ha de hielo glaciar (excluyendo glaciares rocosos y heleros sin movimiento). De esta manera se identifican 19 masas glaciares distribuidas en 9 macizos, alojando superficies glaciares muy dispares: Balaitous (3,8 ha); Infiernos (5,73 ha); Vignemale (46,24 ha); Gavarnie-Monte Perdido (53,9 ha); Munia (4 ha); Posets (13,64 ha); Perdiguero (16,41 ha); Maladeta-Aneto (96,37 ha) y Mont Valier (2 ha).

Los 19 glaciares actuales se encuentran alojados en los circos altos y protegidos por las cumbres más altas de la cordillera y en orientaciones favorables en una franja de 100 Km de anchura entre los paralelos 42°N-43°N y 2°-3°O. Actualmente, aunque aún existen condiciones ambientales para el desarrollo de procesos glaciares en algunas zonas de los Pirineos (la temperatura media anual es inferior a 0 °C en las caras norte y sobre los 3000 m), los procesos dominantes son la pérdida de masa, retroceso de los frentes y la progresiva transformación de los glaciares más pequeños en heleros sin movimiento (González Trueba et al., 2008, López-Moreno et al., 2016; Rico et al., 2017).

Las ELAs en los Pirineos muestran un ascenso significativo desde la PEH. Por ejemplo, en el glaciar de Maladeta, la ELA ha pasado de 2840 m en 1830 a 3000-3010 m en el año 2005 según (Chueca et al., 2005; López-Moreno et al., 2006), implicando un ascenso de 255 m en 175 años. Para el macizo de Monte Perdido García Ruiz et al (2014) han inferido valores similares, un aumento de la ELA desde 2700 m a finales del siglo XIX a 2937 m actuales (2014), con un ascenso de 237 m. En los glaciares del Alto Valle del Gallego López-Moreno (2000) infirió un aumento de las ELAs regionales desde 2618 m en la PEH a 2805 m para el año 2000 implicando un ascenso térmico de 0,99 °C desde el máximo avance de la PEH en el siglo XVII. En conjunto, el ascenso térmico desde el comienzo del siglo XX hasta la primera década del siglo XXI ha sido estimado entre 0,85 °C y 1°C para el conjunto de los Pirineos (Lampre, 1994; Chueca et al., 1998; López-Moreno, 2008; González Trueba et al., 2008).

Serrano (2004) realiza una proyección sobre el ritmo de ascenso de la ELA asumiendo condiciones y tendencia similares a las registradas en el último siglo - cumpliéndose las predicciones máximas o mínimas del IPCC - donde estima que la ELA de los glaciares del Posets superará los 3100 m entre los años 2046 y 2053. Esto significa que los glaciares del Posets desaparecerían en ese momento, pues todos ellos tienen su cabecera a esta cota, perdiéndose toda la masa por encontrarse por debajo de la ELA, en el área de ablación glaciar. Para el conjunto de la cadena significa que sólo algunos glaciares (Maladeta, Aneto y Monte Perdido), con su zona de acumulación actual por encima de los 3100 m, podrían

perdurar, pero reducidos a pequeños lentejones cobijados en altura (Serrano, 2004).

El retroceso de los glaciares de los Pirineos forma, en definitiva, parte de los cambios que el entorno de la alta montaña pirenaica está sufriendo en función de la variabilidad natural del clima desde el final de la PEH (Oliva et al., 2018) pero especialmente al forzamiento climático derivado de las actividades antrópicas desde mediados del siglo XX (IPCC, 2013). La desaparición progresiva de estas masas de hielo se está traduciendo en profundos cambios paisajísticos, alteración de los procesos geomorfológicos (Lain Huerta et al., 2008), disminución de la diversidad beta (Finn et al., 2013) y la pérdida de un patrimonio natural y cultural (Martínez de Pisón y Álvaro, 2007).

#### **1.4. Justificación y cuestiones clave**

La mayoría de los estudios coinciden en que el calentamiento global es responsable del retroceso glaciar observado y en particular de la acelerada tendencia de pérdida de espesores y deglaciación: El aumento de la temperatura atmosférica ha sido particularmente marcada desde 1970 en la mayoría de los macizos de montaña del mundo (Haeberli y Beniston, 1998; Beniston et al., 2003; Nogués-Bravo et al., 2008; Gardent et al., 2014). El calentamiento global ha incrementado la altitud de las líneas de equilibrio glaciar (ELAs) y reducido el ratio de área de acumulación (AAR) de los glaciares de manera que la mayoría de los glaciares no están en equilibrio con el clima actual (Mernild et al., 2013).

Los glaciares de los Pirineos se encuentran igualmente en desequilibrio respecto al clima regional (Chueca et al., 2007): la temperatura del aire ha aumentado al menos 0,9 °C desde la culminación de la PEH (Dessens y Bücher, 1995; Feulliet y Mercier, 2012), con un aumento especialmente marcado desde la década de 1960 (Soubeyroux et al., 2011). Más recientemente, Deux et al (2014) han inferido un aumento de 0,2 °C/década para el periodo 1951-2010 en el Pirineo. Este aumento de la temperatura es coherente con la subida de 255 m de las ELAs desde el final de la PEH en el glaciar de la Maladeta (Chueca et al., 2005). A su vez, el aumento de temperatura en la alta montaña ha sido inferido a través del

ascenso de las ELAs regionales en 0,9 °C (González Trueba et al., 2008). Las series climáticas obtenidas a través de árboles vivos y muestras relictas, recolectadas en altitudes entre 2200-2450 m para el periodo 1260-2005 han permitido confirmar el calentamiento durante el siglo XX (Büntgen et al., 2008).

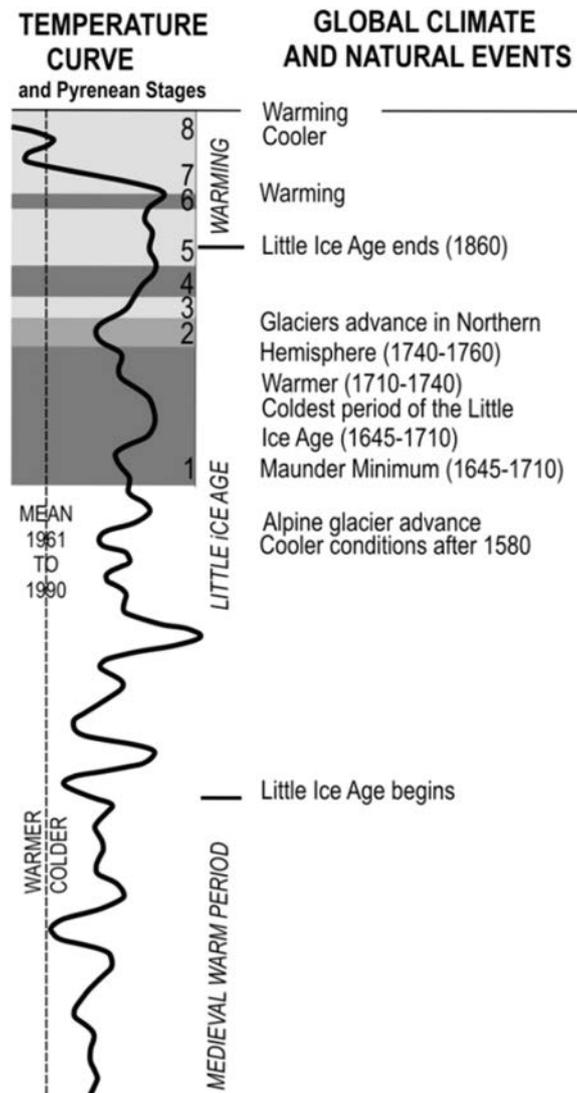


Fig. 1.12. Evolución de las temperaturas y eventos climáticos naturales desde el final de la PEH y fases de evolución glaciaria pirenaica (González Trueba et al., 2008).

La relación entre variabilidad climática y respuesta glaciaria desde el final de la PEH hasta la actualidad en los Pirineos ha sido estudiada en diversos trabajos (González Trueba et al., 2008; Chueca et al., 2007; Pallás et al., 2006; René, 2013;

Marti et al., 2015b; Rico et al., 2016 entre otros). También se han establecido relaciones con la oscilación climática NAO (North Atlantic Oscillation, en López-Moreno et al., 2007, 2011) - infiriendo afecciones en la precipitación invernal para la segunda mitad del siglo XX - y con la AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) en referencia a los cambios de caudal de los ríos en la vertiente francesa del Pirineo (Giuntoli et al., 2013; Boé y Habelts, 2014).

Los modelos climáticos regionales proyectan una reducción del espesor y duración del manto nival para el siglo XXI (López-Moreno et al., 2009). Sin embargo, el análisis de las observaciones de espesor de nieve entre 1985-1999 en los Pirineos españoles muestra tendencias contrastadas; aumento de espesores por encima de 2200 m y disminución de estos por debajo de 2200 m (López-Moreno, 2005).

Estos contrastes en la variabilidad climática reciente y la evolución glaciar demuestran que existe un notable desconocimiento sobre las causas específicas del marcado retroceso glaciar en las últimas décadas y su relación con las distintas variables climáticas como precipitación, temperatura, variabilidad interanual, estacional y tendencias regionales. En concreto se desconoce si existe un factor climático determinante que dirige el actual retroceso glaciar, es decir, si son las anomalías estacionales en la precipitación o en la temperatura los que controlan la tendencia actual de los glaciares. Es también desconocido, hasta qué punto el retroceso glaciar se mantiene en la tendencia acelerada dominante desde los años 80-90 o si, por el contrario, ha entrado en un retroceso de carácter mantenido.

Es reconocido que los glaciares son excelentes geo-indicadores del cambio climático, debido a su alta sensibilidad a las anomalías en precipitación y temperatura (Carrivick y Brewer, 2004; Fischer et al., 2015) y en especial los pequeños glaciares de montaña (Marshall, 2014). No obstante, no siempre es fácil establecer una relación directa entre fluctuaciones anuales del clima y cambios en el área y volumen de un glaciar en particular (Marti et al., 2015); muchos pequeños glaciares pueden desarrollarse y evolucionar por razones no directamente relacionadas con la evolución climática regional, estacional o mensual, siendo afectados por avalanchas, acumulación de nieve por efecto ventisca, recubrimiento

de derrubios o la aparición de afloramientos rocosos (Chueca y Julián, 2004; Serrano et al., 2011; Carturan et al., 2013; Fisher, 2018). La topografía local puede tener un efecto significativo en el desarrollo de las masas heladas, creando notables variaciones en las ELAs de distintos glaciares en la misma región (Reinwarth y Escher-Vetter, 1999; Carrivick y Brewer, 2004; López-Moreno et al., 2006). Finalmente, varios trabajos han examinado la evolución de los cambios de la superficie glaciar (área) y longitud. Estos parámetros responden a las fluctuaciones climáticas pero su relación con el clima se ve afectada por factores geométricos (Haeberli, 1995; Carturan et al., 2012) donde la hipsometría glaciar puede condicionar los cambios de área y volumen. En definitiva, los factores topoclimáticos y geométricos mencionados pueden afectar los procesos de acumulación y ablación; en el caso de los Pirineos, se ha observado que las masas glaciares se encuentran en todos los casos en retroceso, pero que estas influencias topoclimáticas locales han introducido disparidades espaciales en el ritmo del retroceso glaciar (Chueca et al., 2007, 2008). Según Fisher (2018), los glaciares actuales de los Pirineos son clasificados como principalmente controlados por factores topográficos y topoclimáticos (Fig. 1.13). Sin embargo, otros estudios (Marti et al., 2015; López-Moreno et al., 2017; Rico et al., 2017) han señalado una gran diversidad de comportamientos en la respuesta de los glaciares pirenaicos, con glaciares estrechamente ligados a la variabilidad climática y otros desvinculados de la misma y afectados por factores topoclimáticos locales. Por lo tanto, una de las cuestiones sin resolver es determinar con mayor detalle, como afectan los factores topoclimáticos a la evolución glaciar de las distintas masas glaciares de los Pirineos.

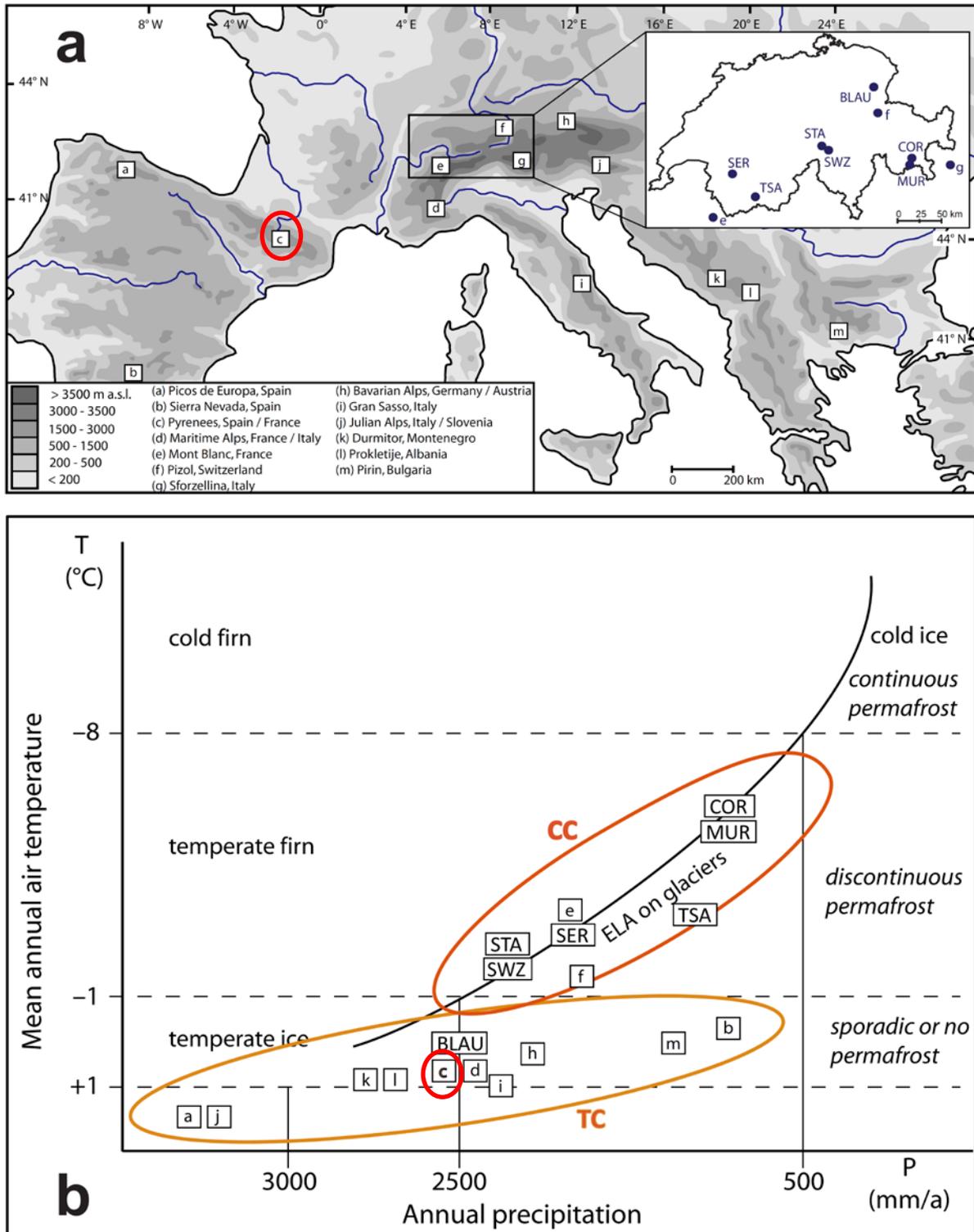


Fig.1.13. (a) Situación de los pequeños glaciares en las Montañas Mediterráneas y Alpes Europeos. (b) Clasificación esquemática general en base a temperatura media anual del aire y precipitación media anual y separación entre glaciares principalmente climáticamente (CC) o topoclimáticamente (CT) controlados. Fuente: Modificado de Fisher, 2018.

A pesar de las aportaciones, el estudio de los glaciares pirenaicos se ha realizado desde una perspectiva poco integrada en cuanto que la mayoría de los estudios han sido realizados con metodologías, objetivos y resultados muy desiguales y solamente aplicados a macizos o sectores específicos. Los últimos estudios que estiman la extensión glaciaria en el Pirineo (con cálculos glaciaria por glaciaria y en conjunto) fueron realizados en 2013 (René, 2013) en base a datos del 2008; es por lo tanto necesario realizar una estimación del estado actual (área) del conjunto de los glaciares de los Pirineos ya que los cambios ocurridos en las masas glaciarias hasta la actualidad han sido significativos (Del Río et al., 2014; Martí et al., 2015; Rico et al., 2012; Sanjosé et al., 2014; Rico et al., 2014; López-Moreno et al., 2016).

Por otra parte, buena parte de los estudios sobre los glaciares pirenaicos hasta la primera década del siglo XXI han estado basados en observaciones cualitativas, existiendo solo un número reducido de trabajos que analicen la respuesta glaciaria a la variabilidad climática y que tengan en cuenta la influencia de los factores topoclimáticos (Chueca et al., 2004; Chueca et al., 2007; López-Moreno et al., 2006). Existe, en conclusión, una falta de información sobre espesores de hielo, cambios en la altimetría de superficie y cambios precisos en el área cubierta por los glaciares actuales en los Pirineos.

Las mediciones directas mediante varillas, GPS Diferencial (DGPS), GPR o TLS permiten obtener datos precisos numéricos sobre la relación entre cambios en las características glaciarias y cambios en la variabilidad climática (Zemp et al., 2011, 2015, Chueca et al., 2007; Cogley, 2009; Fischer et al., 2015). En el caso de las técnicas geomáticas y geofísicas, su aplicación en las masas de hielo más meridionales de Europa se remonta solamente a principios del siglo XXI. No obstante, estas han sido reconocidas como una importante contribución a la comprensión de la dinámica de la criósfera en el contexto del cambio global (Grunewald y Scheithauer, 2010).

En definitiva, las preguntas clave que se identifican con relación al conocimiento de los glaciares de los Pirineos y su respuesta a los cambios climáticos actuales son:

- ¿Cuál es el estado actual de los glaciares de los Pirineos?
- ¿Como responden los glaciares a la variabilidad climática?
- ¿Es la respuesta homogénea en todos los glaciares?
- Que variable afecta más, ¿El aumento de las temperaturas en el periodo de fusión o los cambios en la cantidad de precipitación invernal?
- ¿Cómo afectan los factores topoclimáticos a la respuesta glaciar?
- ¿Cuál es la tendencia reciente de los glaciares; se mantiene el retroceso/desequilibrio observado?

## 1.5. Objetivos

Tras realizar una revisión del estado de la cuestión relativo a la evolución reciente, el estado actual de los glaciares de los Pirineos, se han definido los objetivos generales (OG) y objetivos específicos (OE) que conforman el núcleo de esta tesis doctoral:

OG.1. Cuantificar la evolución reciente de los glaciares de los Pirineos

- OE. 1.1. Determinar el número de glaciares existentes y su extensión.
- OE. 1.2. Comprender la tendencia reciente de los glaciares pirenaicos y determinar la velocidad del retroceso en el contexto climático post - PEH
- OE. 1.3. Cuantificar en detalle, espesores, cambios en la altimetría de superficie y área para tres glaciares representativos en el periodo 2010-2014: Maladeta, La Paul y Ossoue.

OG.2. Comprender la respuesta a la variabilidad climática y topoclimática de los glaciares de los Pirineos.

OE. 2.1. Estudiar la respuesta glaciar a la variabilidad anual del clima comprendiendo como afectan los cambios en las variables climáticas (ej. precipitación / temperatura) al desarrollo de los glaciares seleccionados.

OE. 2.2. Mejorar la comprensión sobre cómo afectan los factores topoclimáticos en la respuesta de los glaciares de los Pirineos (cambios de área) y en particular en los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue.

OG.3. Evaluar el potencial y limitaciones del uso de Laser Scanner Terrestre (TLS), GPS Diferencial, teledetección y GPR (Ground Penetrating Radar) para derivar cambios en la altimetría de superficie, área glaciar y espesores de pequeños glaciares de montaña.



# Capítulo 2

Zona de estudio

## 2.1. Los Pirineos: caracterización geográfica

La Cordillera de los Pirineos se extiende a lo largo de istmo situado entre la Península Ibérica y el resto del continente europeo (Fig. 2.1.) La Península Ibérica cuenta con varios sistemas montañosos, alcanzando las máximas altitudes en Sierra Nevada (Sistema Bético, 3478 m). Los Pirineos destacan por su masividad y extensión, en dirección este-oeste entre los paralelos 42° y 43° N, desde el Cap de Creus en el Mediterráneo (3° este) hasta la Golfo de Vizcaya en el océano atlántico (2° Oeste) a lo largo de 500 Km. Las mayores altitudes se encuentran en el Pirineo central donde existen más de 200 picos que sobrepasan los 3000 m, culminando la máxima cota en la cumbre del Aneto (3.404 m) en el Pirineo Aragonés.

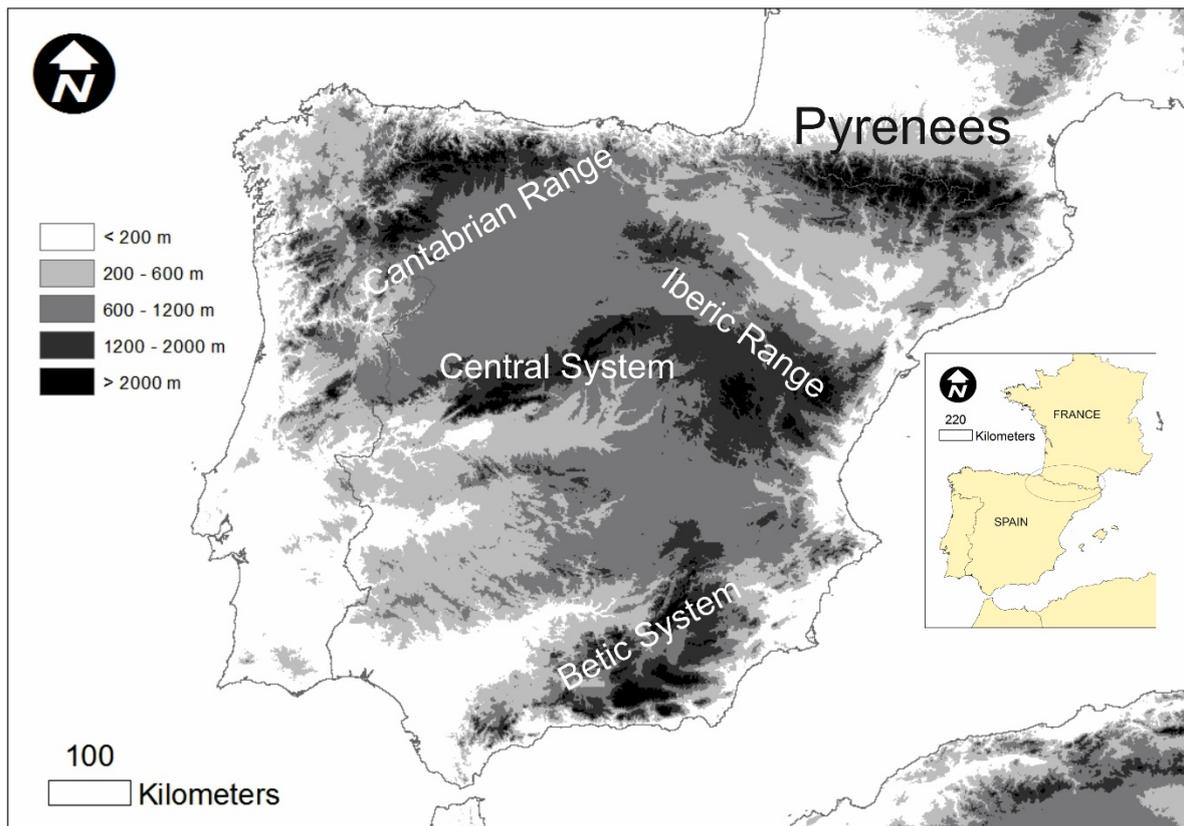


Fig. 2.1. Localización de la cordillera de los Pirineos y principales macizos de montaña ibéricos.

Los Pirineos constituyen un espacio natural, cultural y económico con particularidades, características y entidad propia; suponen un importante reservorio de recursos hídricos (Martínez de Pisón et al., 1995) y conforman un refugio de biodiversidad y geodiversidad de alto valor (Martínez de Pisón y Álvaro, 2007; Spehn, 2010). Los Pirineos además acogen una gran diversidad de culturas y economías de montaña incluyendo límites internacionales (Francia, Andorra y España) y 6 límites de comunidades autónomas o regiones que se engloban dentro de un espacio regional definido. Estas características han dado lugar a la creación en 1983 de un ente de gestión transfronterizo: La Comunidad de Trabajo de los Pirineos, con el objetivo de dotar a la zona pirenaica de una estructura de cooperación transfronteriza similar a las existentes en otras fronteras europeas.

Los Pirineos se formaron entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior debido a la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática. Durante gran parte del Mesozoico, en el lugar actualmente ocupado por la cordillera se situaba un surco marino que separaba ambas masas continentales. Este surco correspondía a una depresión formada por tectónica extensional (un *rift*), en la que se acumularon miles de metros de sedimentos del Cretácico inferior (Babault y Teixel, 2007). A partir de mediados del Cretácico superior (Santonense), la convergencia generalizada entre las placas Euroasiática y Africana, impelida por la apertura del Atlántico sur, empujó la pequeña placa Ibérica y provocó el cierre y la emersión del antiguo surco Pirenaico, engrosando su corteza, elevando la superficie topográfica y dando lugar a un sistema de cabalgamientos. La actividad tectónica compresiva en los Pirineos duró unos 60 millones de años (Babault y Teixel, 2007). El resultado de la tectónica ha generado dos unidades geológicas principales: la zona axial, compuesta por materiales paleozoicos (granitos, esquistos y pizarras) y la unidad sub-pirenaica, de materiales mesozoicos (calizas, dolomías, margas y flysch) que bordean el eje paleozoico. El flanco sur del Pirineo acoge en concreto las sierras sur-pirenaicas formadas por alternancia de materiales mesozoicos y la cobertera más reciente de depósitos sedimentarios terciarios (Fig. 2.2).

El relieve de los Pirineos es estructural, derivando de la estructura geológica y la litología. Este a su vez a sido retocado y modelado por la erosión

glaciar y fluvial, por lo que ha sido definido como un relieve estructural de Cordillera, de colisión con zócalo y cobertera (Serrano, 1998b).

En la actualidad se tiene un conocimiento bastante preciso de la extensión de las lenguas glaciares durante las diversas fases frías del último ciclo glaciar, quedando aún bastante labor por hacer en el establecimiento de la cronología absoluta de cada una de estas fases. De los numerosos trabajos y síntesis al respecto cabe destacar los de Martínez de Pisón, 1992; García Ruiz y Martí Bono, 1994; Serrano, 1994; Serrano, 1998; Gómez Ortiz et al., 2001; Serrano, 2002; Hughes et al., 2008; García Ruiz et al., 2010; Serrano, et al., 2015).

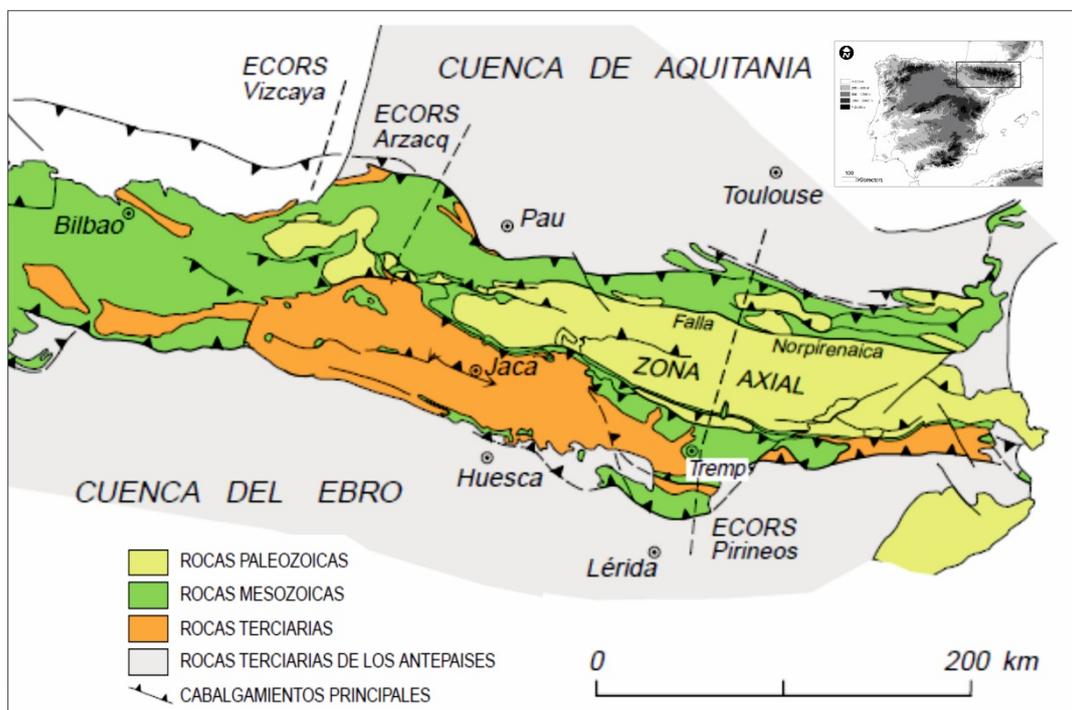


Fig. 2.2. Mapa geológico esquemático de los Pirineos (Modificado de Babault y Teixall, 2007)

La magnitud e intensidad de las fases glaciares en el Pirineo fueron muy considerables. Los glaciares de valle de la vertiente surpirenaica cubrieron varias decenas de Km<sup>2</sup>, llegando a superar los 40 Km<sup>2</sup> y finalizando, en la mayor parte de los casos entre 700 y 900 m de altitud, con espesores de hielo cercanos a los 500 m, excepcionalmente 900 m en las cubetas de sobreexcavación (Serrano, 1998; Gómez Ortiz et al., 2001).

La influencia oceánica también se dejó notar en el glaciario pirenaico. Aunque hacia el oeste del Pirineo aragonés la altitud media de las cumbres disminuye sensiblemente, sin embargo todos los valles se encontraban muy afectados por el paso de corrientes frontales que dejaban abundantes precipitaciones en forma de nieve. Como resultado, ambos glaciares de los valles de Echo y Aragón descendieron por debajo de la cota 900 m, a pesar de que sus respectivas cabeceras eran de dimensiones muy modestas (García Ruiz & Martí 1994).

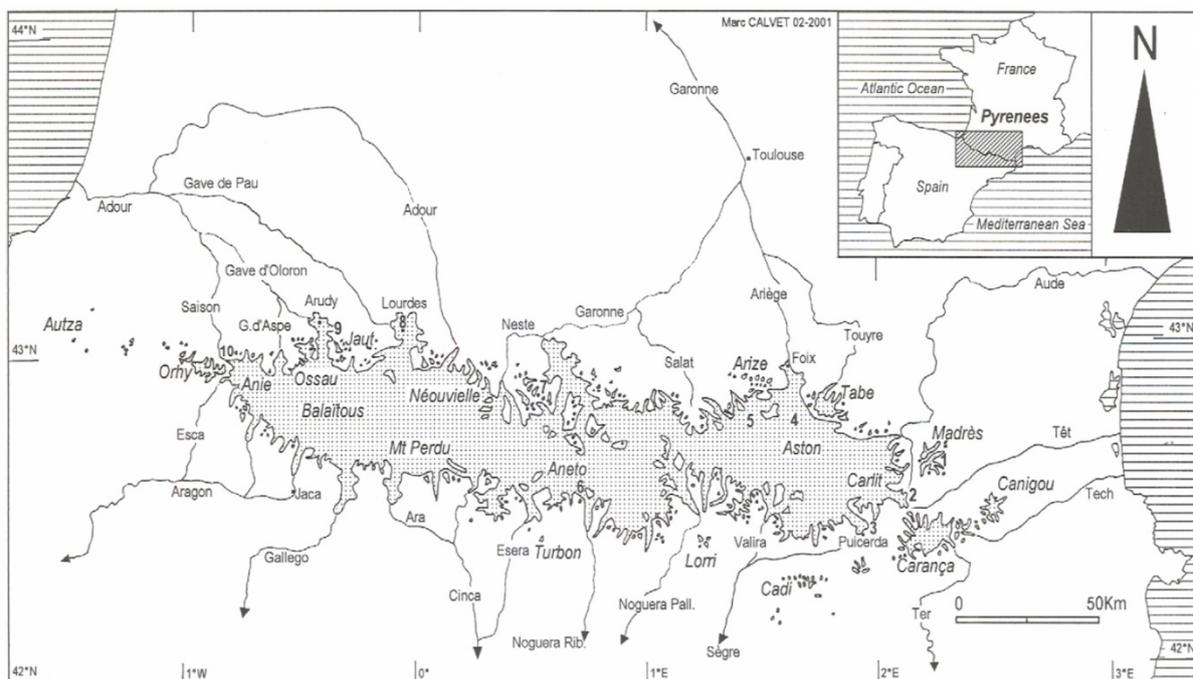


Fig. 2.3. Máxima extensión del glaciario en los Pirineos (Calvet, 2004).

El clima de los Pirineos se encuentra notablemente influenciado por la disposición longitudinal entre el mar Atlántico y el Mediterráneo, que define mayoritariamente un patrón macroclimático en dirección oeste-este: El extremo occidental tiene un carácter Atlántico con precipitaciones de tipo ciclónico de hasta 2400 mm a<sup>-1</sup> y temperaturas relativamente suaves. La penetración del clima atlántico en el Pirineo desde el noroeste es favorecida por la depresión de Aquitania que permite la entrada de masas húmedas hasta el Pirineo Central. El grado de oceanidad decrece progresivamente hacia el este, disminuyendo la precipitación y aumentando la temperatura y sequedad del ambiente (Del Barrio,

et al., 1988). Paralelamente existe un marcado gradiente oeste-este respecto a la altura media del piso nival, debido a la reducción de la influencia oceánica del atlántico, no existiendo actualmente glaciares en los Pirineos orientales, a pesar de existir cumbres por encima de 3000 m (Grunewald et al., 2010).

La alta montaña pirenaica puede dividirse en tres principales pisos térmicos:

1. La temperatura media del invierno inferior a 0° C a 1694 m, representando el límite inferior de la alta montaña.
2. Los 10° C de temperatura media durante el mes más cálido a 2438 m constituyendo el límite superior del bosque y el límite inferior de la soliflucción activa.
3. La isoterma de 0° C de media anual a 2700-2800 m representando el límite teórico inferior del permafrost para ambas vertientes\* (Del Barrio et al., 1988; González García, 2013).

Actualmente, la mayoría de los glaciares de los Pirineos se encuentran por encima de la isoterma regional de los 0°C establecida en 2700-2800 m, excepto en algunos casos donde los frentes de glaciares con influencia oceánica se encuentran por debajo de esa cota (Oulettes de Gaube a 2450 m, Taillon a 2590 m y Mont Valier a 2360 m). Dentro de esta caracterización general, existen variaciones por macizos en función de la situación geográfica, grado de oceanidad y la exposición a los frentes dominantes. En el macizo de Monte Perdido, López-Moreno et al (2016) establecen la isoterma 0°C anual para este macizo entre 2950 y 3150 m. Para el macizo de Panticosa (Glaciar del Infierno Central) la isoterma 0° C se estima en 2900 m (Serrano, 1998; González García, 2013). En el macizo de Maladeta, González García (2013) estima la altura de la isoterma 0° C entre 2740 y 2820 m en los años 2009-2011.

\* Actualmente, el límite del permafrost continuo ha sido establecido en 2700 m, 2620 m en las caras norte y por encima de 2800 en las orientaciones sur (Serrano et al., 2010; González García, 2013).

Respecto a las precipitaciones, los glaciares de los Pirineos se encuentran en el límite entre la clasificación de clima Alpino, con precipitaciones superiores a 2000 mm y cubierta nival de entre 9 y 12 meses (a más de 2900 m) y el clima de Alta Montaña con precipitaciones superiores a 1000 mm (por encima de 2.200 m) y cubierta nival entre 6 y 8 meses (González García, 2013). El meteoro principal sobre los glaciares es la nieve, considerándose periodo de acumulación entre noviembre y abril y periodo de fusión entre junio y septiembre.

## 2.2. Zona de estudio: los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue

Los glaciares de los Pirineos conforman un ambiente criosférico singular por su diversidad, fragilidad y localización en el interfaz de las regiones bioclimáticas Atlántica y Mediterránea. Tal y como se ha visto en el Capítulo 1 en 2008 existían 22 glaciares en los Pirineos, número que en este trabajo se ha actualizado a 19 para el año 2016, cubriendo una extensión total de 242 ha (Fig. 2.4).

Respecto a su situación de protección y conservación, los glaciares situados en territorio francés están bajo la figura de conservación del Parque Nacional de los Pirineos y por lo tanto protegidos por su diversidad geológica, patrimonio natural, por ser sensibles geo-indicadores del cambio climático y por constituir elementos icónicos del paisaje natural de la alta montaña pirenaica. Por razones similares, los glaciares situados en la vertiente española de la cordillera, se encuentran dentro de los límites de parques naturales o nacionales, como los glaciares del Macizo de Maladeta y glaciar de La Paul (Parque Natural Posets-Maladeta), glaciar de La Llardana y glaciar de Monte Perdido (Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido) y el glaciar del Infierno (Reserva de la Biósfera Ordesa-Viñamala). Por otra parte, en 1990 (Ley 2/1990) se estableció el Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos con el objetivo de preservar el interés científico, cultural, natural y paisajístico de los glaciares situados en la vertiente española. Posteriormente, y como órgano de gestión, se fundó el

Patronato de los Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos (Ley 24/2001).

De los ocho macizos montañosos donde se ubican los Monumentos Glaciares, los Macizos de Perdiguero, Posets y Maladeta y sus respectivas Zonas Periféricas de Protección, se encuentra íntegramente dentro de los límites del Parque Natural Posets-Maladeta. También se superponen con el Lugar de Importancia Comunitaria (LIC) Posets-Maladeta y con la Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA) Posets-Maladeta (Gobierno de Aragón, 2015).

Por otra parte, el macizo del Monte Perdido forma parte del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, que también coincide con la ZEPA y el LIC Ordesa y Monte Perdido. El macizo de Viñamala, junto con su Zona Periférica de Protección, está dentro de la ZEPA Viñamala, del LIC Bujaruelo-Garganta de los Navarros y de la Zona Periférica de Protección del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido.

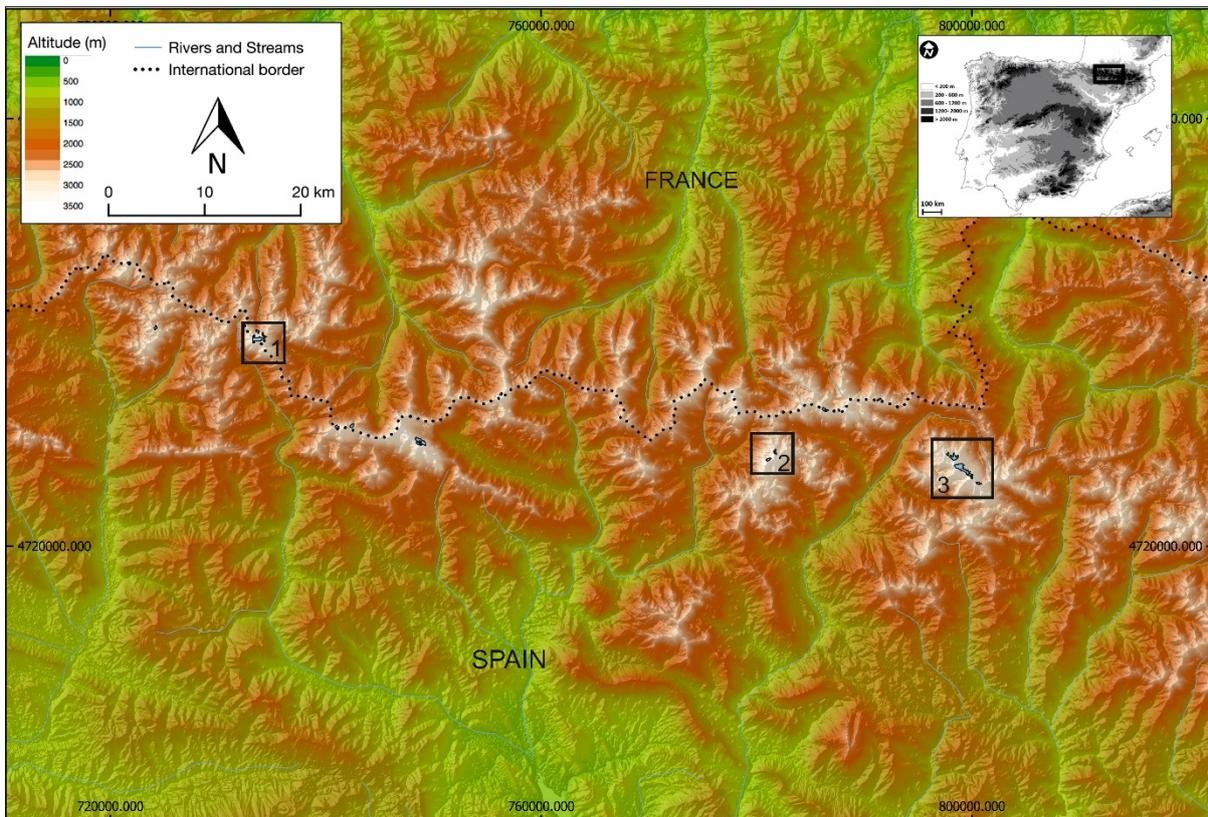


Fig.2.4. Situación de los macizos de *Vignemale* (1), *Posets* (2), y *Maladeta-Aneto* (3). Fuente: Elaboración propia a partir de STRM (USGS).

La Zona Periférica de Protección del macizo de La Munia se superpone dentro de los límites de la Zona Periférica de Protección del Parque Nacional, con el LIC Alto Valle del Cinca y con la ZEPA Alto Cinca. Los macizos de Balaitus y del Infierno se encuentran dentro de la Reserva de la Biósfera Ordesa Viñamala y además son coincidentes con LIC y ZEPAs. De esta forma la ZEPA Viñamala y el LIC Puertos de Panticosa, Bramatueros y Brazatos presentan parte de su territorio en el interior del macizo de Los Infiernos. El macizo de Balaitus está dentro del LIC Cabecera del Río Aguas Limpias (Gobierno de Aragón, 2015).

A continuación, se describen las características geográficas, geológicas y la evolución glaciaria desde la PEH, así como los estudios principales realizados durante el siglo XX, de los tres glaciares estudiados en detalle: Maladeta, La Paul y Ossoue.

### 2.2.1. El Glaciar de Maladeta

El glaciar de Maladeta se encuentra en la vertiente norte del pico Maladeta (3308 m, 42°38'50"N, 0°38'22"E), en el macizo de Maladeta y dentro del Parque Natural Posets-Maladeta, Aragón (España). Tanto el glaciar de Maladeta como los restantes tres glaciares actuales del macizo de Maladeta (Aneto, Barrancs y Tempestades) se encuentran además dentro de la figura de protección del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos (Fig. 2.5 y 2.6).

El macizo está formado por rocas cristalinas del batolito de Maladeta. Este cuerpo ígneo se extiende en dirección noroeste-sureste, conformado por masas homogéneas de granito y granodiorita (Fig. 2.7). La naturaleza masiva y la resistencia de estos materiales generan una morfología única en el Pirineo que además explican las máximas altitudes de la cordillera (Aneto, 3404 m; Maladeta, 3308 m). El cordal de picos que corona los circos glaciares del cuerpo oriental y occidental del glaciar de Maladeta se alinean en dirección NO-SO siendo los más destacables los de Mir (3184 m), Sayó (3211 m), Cordier (3263 m) y Maladeta (3308 m).

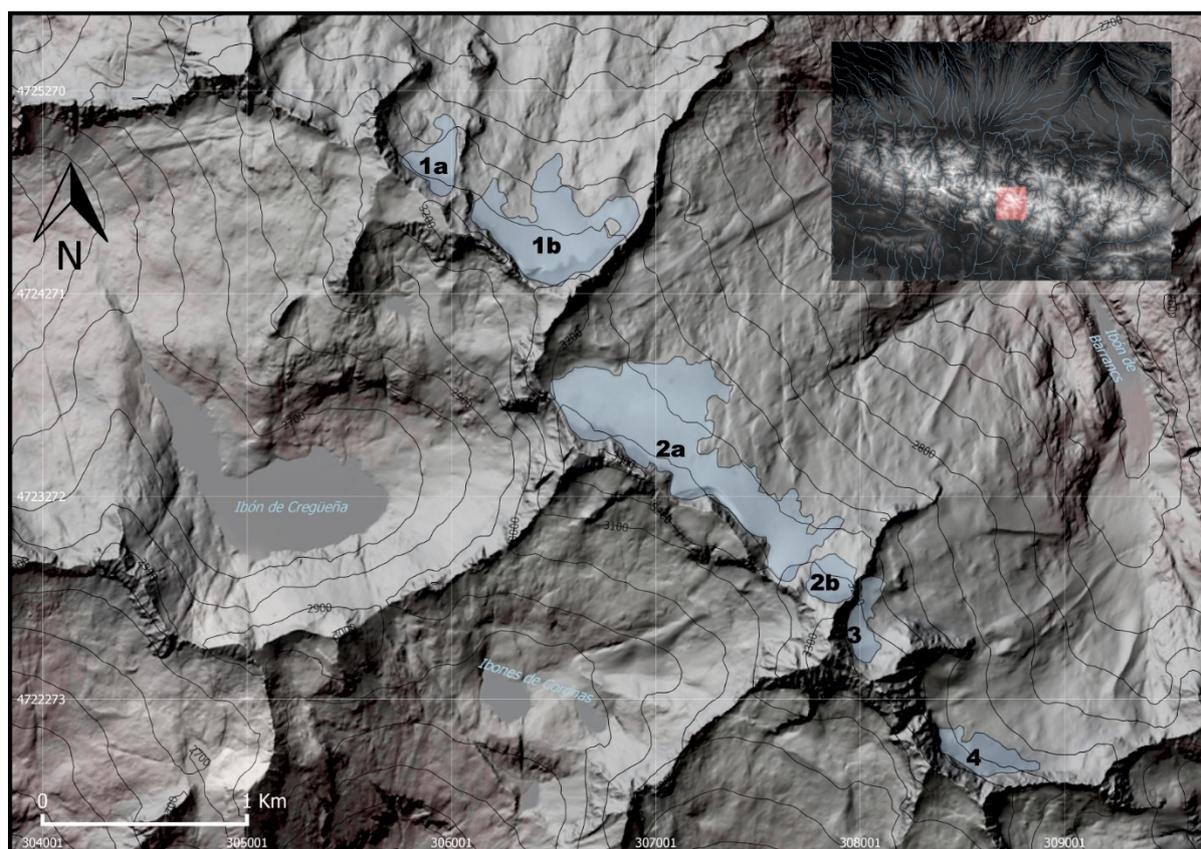


Fig. 2.5. El macizo de Maladeta-Aneto y los glaciares de Maladeta oriental y occidental (1a, 1b); Aneto Inferior y Superior (2a, 2b); Barrancs (3) y Tempestades (4) en 2016.

Este macizo destaca sobre su entorno inmediato con desniveles de 1400 m adquiriendo en su culminación formas típicas de “horn”, que rodean circos. Los circos de los glaciares de Aneto y Maladeta son de morfologías tipo “van” (más anchos que hondos, fondo en rampa y abruptos tabiques delimitantes) mientras que los de Barrancs y Tempestades cuentan con rampas mucho más pronunciadas. En conjunto, se ha definido a este macizo como “cúpula esculpida” (Martínez de Pisón y Arenillas, 1998).

Geomorfológicamente, la deglaciación discontinua pero mantenida desde el final de la PEH en el entorno del glaciar de Maladeta, ha dado lugar la aparición de un entorno nivo-periglacial con variedad de procesos y geformas. Destacan las potentes morrenas de la PEH, marcando el avance máximo de los frentes glaciares en este circo, así como la profusión de fenómenos de gelifracción que se observan en los taludes y canchales en las laderas cercanas al glaciar. Finalmente, desde las morrenas de la PEH hasta la posición del frente glaciar actual, se observa una

amplia superficie caracterizada por rocas aborregadas y arroyos pro-glaciales donde comienzan a desarrollarse suelos incipientes y vegetación alpina (Fig.2.8).

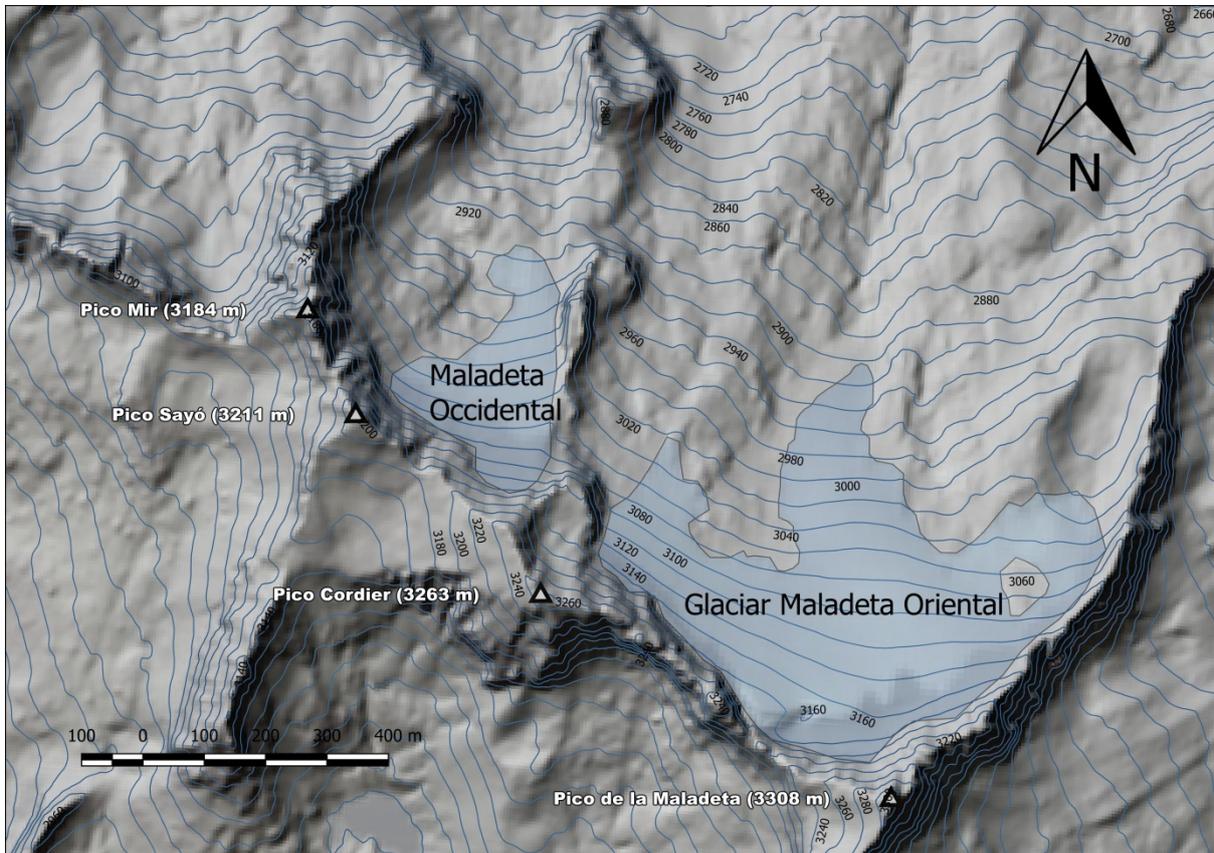


Fig. 2.6. Detalle del glaciar occidental y oriental de Maladeta en 2016. Elaboración propia a partir de imágenes Sentinel y el modelo SRTM 3 (Shuttle Radar Topographic Mission).

En suma, el modelado general se deriva del labrado glaciar pleistoceno del interior montañoso, con profusión de circos y artesas y de su retoque posterior por los típicos procesos escalonados: nival, periglacial, torrencial, ocasionalmente kárstico, con fuerte dominante de los procesos de gravedad, a través de las pautas litotectónicas y morfoestructurales.

Martínez de Pisón y Arenillas (1988) realizan una caracterización de los glaciares del Pirineo español en el que incluyen al glaciar de Maladeta, al que estiman una superficie de 75 ha para ese año. Unos años después, es destacable el inventario glaciar del conjunto del Pirineo realizado mediante imagen satelital por Serrat y Ventura (1993) en el que infieren una superficie de 60 ha para el año 1984. La irregularidad de los resultados es notable, aunque por otra parte inherente a una época donde la realización de mediciones geomáticas y satelitales

contaba con limitaciones mayores y que por lo tanto explica los errores de resolución.

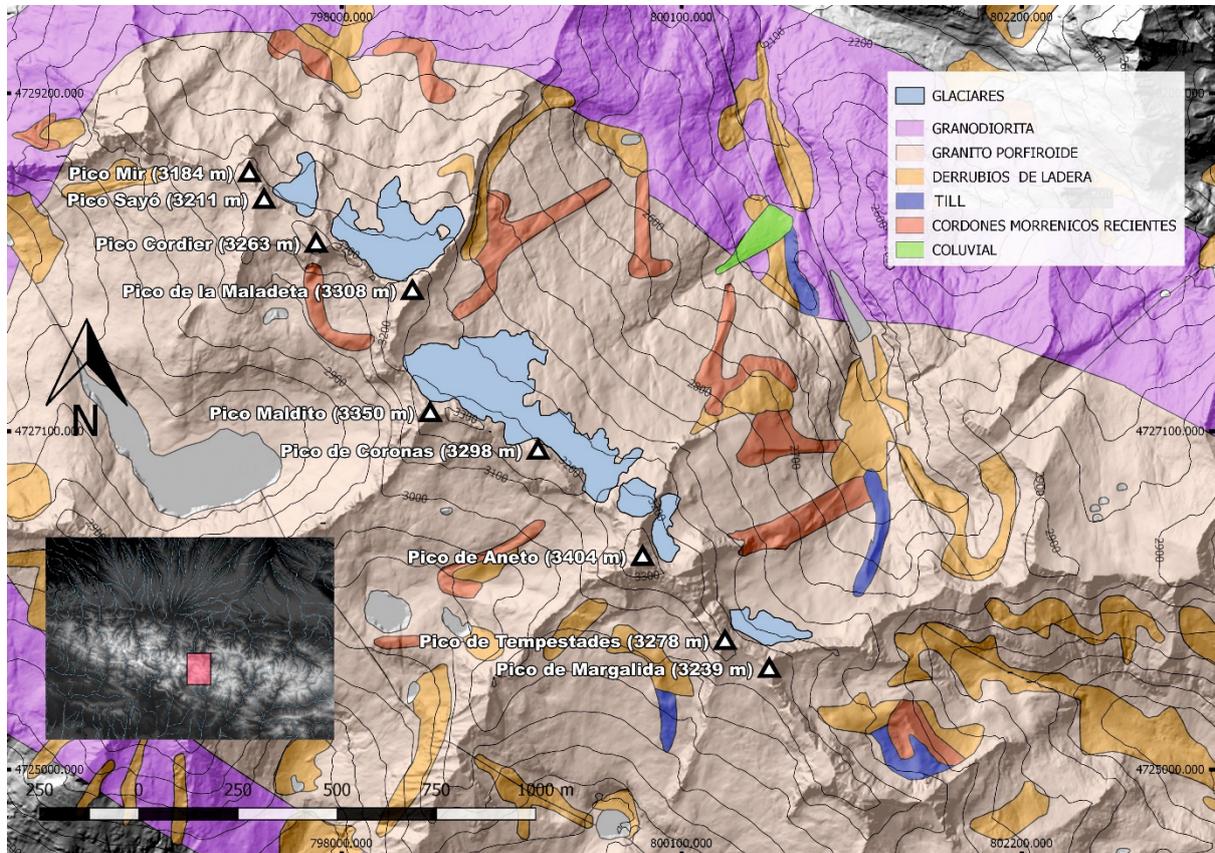


Fig. 2.7. Esquema litológico en detalle del macizo de Maladeta-Aneto. Fuente: Geología, IGME; Extensión glaciaria, elaboración propia.

El estudio de la evolución glaciaria en el macizo de Maladeta desde el final de la PEH comenzó con los primeros inventarios de superficie glaciaria realizados por Schrader en 1884, quien estimaba 610 ha para 1850 (Schrader, 1884) en el conjunto del macizo, y de 116 ha para el glaciar de Maladeta.

Desde comienzos de los 90 del siglo XX, el programa ERHIN ha logrado obtener información directa de la evolución de los glaciares españoles, con frecuencia anual en el caso de los estudios de balance de masa y velocidad de flujo en el glaciar de Maladeta (detallado en capítulo 5). Una de las aportaciones más relevantes del programa ERHIN (Arenillas Parra et al., 2008; Jiménez Vaquero, 2016) ha sido la realización de mediciones de geofísica mediante Ground Penetrating Radar (GPR) en los glaciares de Maladeta (1992, 1994, 2008) y Aneto

(1994, 2008). Estos estudios infieren espesores máximos de hielo de 30 m para el glaciar del Aneto y 40 m para el glaciar de Maladeta en 2008. La cartografía subglaciar de ambos glaciares ha sido estudiada recientemente en profundidad (Jiménez Vaquero, 2016).

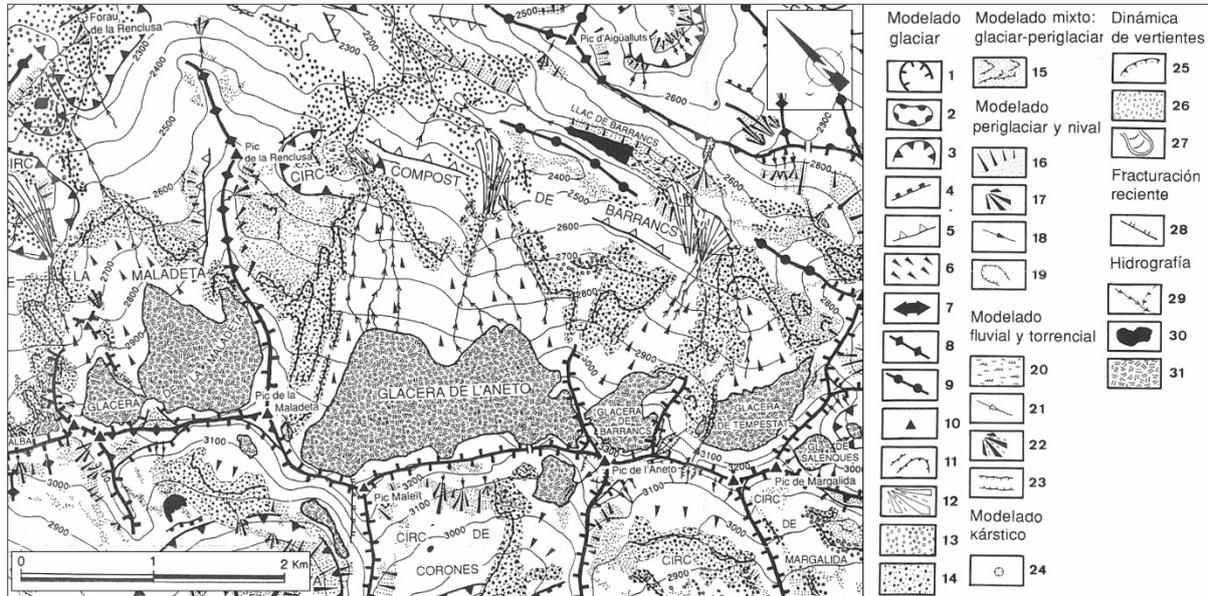


Fig.2.8. Mapa geomorfológico del entorno de los glaciares de Maladeta, Aneto, Barrancs y Tempestades. Leyenda: 1. Circo; 2. Cubeta de sobreexcavación; 3. Sobreexcavación glaciar; 4. Umbral rocoso; 5. Artesa glaciar; 6. Sustrato rocoso con pulimento glaciar resistente; 7. Collado de transfluencia; 8. Cresta; 9. Lomo; 10. Pico; 11. Cordones y arcos morrénicos; 12. Conos proglaciares; 13. Till; 14. Till correspondiente a la PEH; 15. Morrena de glaciar rocoso; 16. Taludes de derrubios y acumulaciones de gelifractos; 17. Conos de derrubios; 18. Canal de aludes; 19. Zona de desencadenamiento de aludes; 20. Turberas; 21. Canal fluviotorrencial; 22. Cono de deyección fluviotorrencial; 23. Incisión fluvial; 24. Sumidero kárstico; 25. Cicatriz de deslizamiento; 26. Movimiento de masa; 27. Lóbulo; 28. Fractura con movimiento reciente; 29. Red hidrográfica; 30. Lago; 31. Glaciar, nevero. Fuente: modificado de Copons y Bordonau (1994).

Otros trabajos se han centrado en el macizo de Maladeta, tanto en su evolución durante la PEH (Chueca y Julián, 1996), evolución post-PEH (Chueca et al., 2005), evolución reciente desde los años 80 mediante comparación de Modelos digitales de Terreno (Chueca et al., 2007) e influencia de los factores topográficos y la radiación solar en el desarrollo glaciar (Chueca y Julián, 2004; López-Moreno et al., 2006; López-Moreno et al., 2006b).

La disposición orográfica del macizo ha determinado, el desarrollo y conservación actual de cuatro glaciares de circo en orientación noreste: Aneto (69 ha), Maladeta (26,38 ha), Barrancs (8 ha), y Tempestades (10 ha) (Arenillas Parra et al., 2008; René, 2013). El conjunto del macizo ha pasado de 610 ha de superficie glaciar en 1850, a 272 ha en 1984 y 96,37 ha en 2016 (Rico et al., 2017). Desde 1850 a la actualidad han desaparecido cinco glaciares (Salenques, Coronas, Alba, Cregueña y Llosas).

La evolución y fases de retroceso del glaciar de Maladeta desde el final de la PEH ha sido caracterizada en ocho fases (Chueca et al., 2005) que en líneas generales son consistentes con la evolución glaciar durante el siglo XX observada para el conjunto de los Pirineos (González Trueba et al., 2008), aunque en el caso del glaciar de Maladeta, el máximo avance del glaciar se ha datado en el siglo XIX en lugar de en el siglo XVII-XVIII, como en la mayoría de los glaciares Pirenaicos (González Trueba et al., 2008; Ver Fig. 2.9).

1. Máximo de la PEH (1820-1830)
2. Periodo de estabilización glaciar (1820-1830 a 1857)
3. Periodo de retroceso marcado (1857 a 1901-1904)
4. Periodo de retroceso glaciar moderado (1901-1904 a 1914-1920)
5. Periodo de estabilización glaciar (1914-1920 a 1934-1935)
6. Periodo de retroceso glaciar moderado (1934-1935 a 1957)
7. Periodo de estabilización glaciar (1957-1981)
8. Periodo de retroceso marcado (1981-2000)

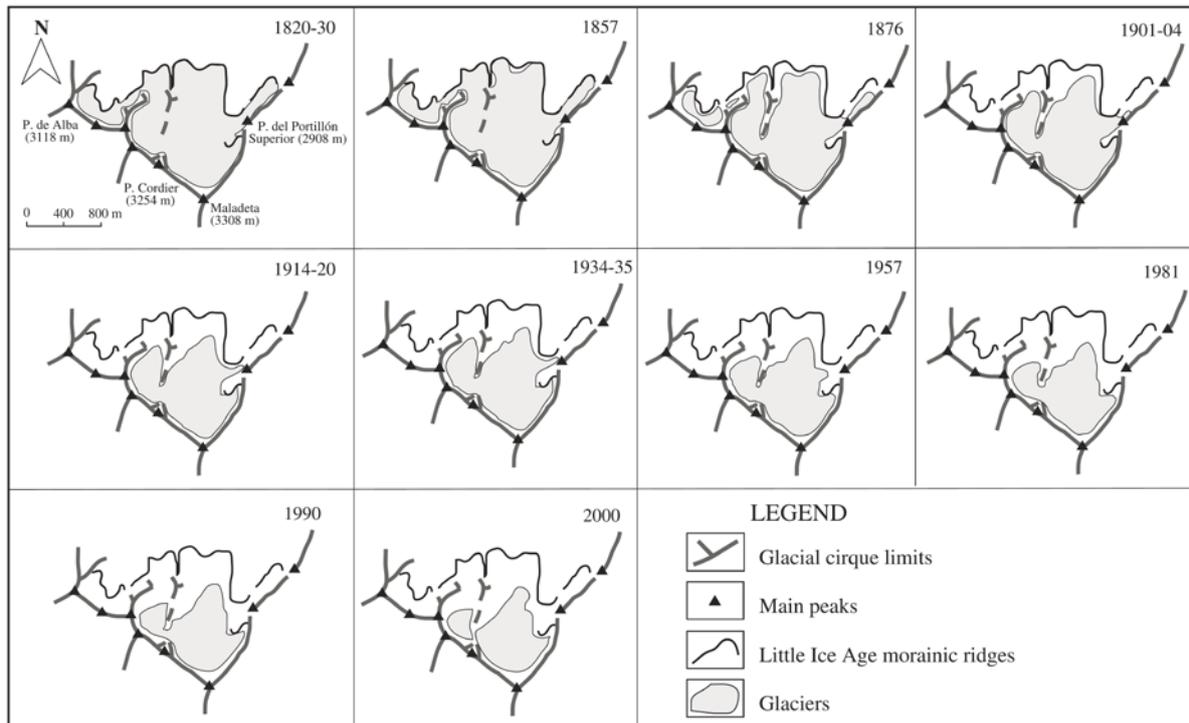


Fig. 2.9. Cartografía del glaciar de Maladeta en el periodo 1820-2000. Fuente: Chueca et al (2005).

A pesar del marcado retroceso, el macizo de Maladeta sigue conformando el macizo de montaña con más superficie glaciar de los Pirineos en la actualidad. La superficie del glaciar de Maladeta en 2008 era de 33 ha, siendo el cuarto más grande de los Pirineos (ERHIN, 2008; René, 2013). Las dimensiones actuales son de 750 m x 700 m, 26.38 ha en el cuerpo oriental (Rico et al., 2017) con el frente situado a 2850 m y la ELA actual a 3114 m. El cuerpo occidental se encuentra en estado de degradación y transición hacia helero sin dinamismo, aunque aún cuenta con un cuerpo de hielo glaciar de 3 ha.

## 2.2.2. El Glaciar de La Paul

El glaciar de la Paul (Fig. 2.10) se encuentra en la cara NW del Pico Posets (3360 m, 42°39'N, 0°36'E) en el macizo de Posets (Parque Natural Posets-Maladeta). Tanto el glaciar de La Paul como el glaciar de La Llardana (ambos en el macizo de Posets) se encuentran además dentro de la figura de protección del Monumento Natural de los Glaciares Pirenaicos.

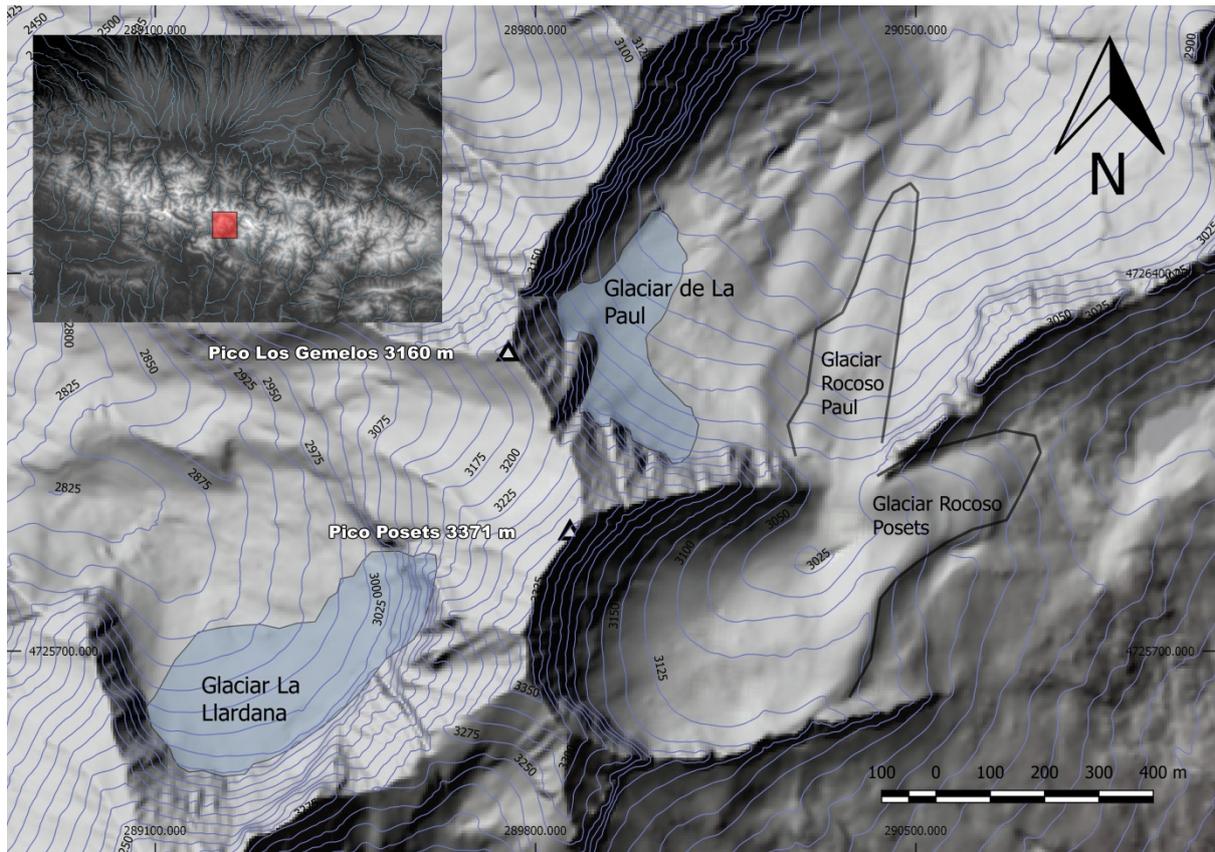


Fig.2.10. El macizo de Posets: Glaciares y glaciares rocosos actuales. Elaboración propia a partir de imágenes Sentinel y el modelo SRTM 3 (Shuttle Radar Topographic Mission).

Forma este macizo un conjunto de elevadas cumbres entre los valles de Estós, Viadós, La Vall y Eriste. El Pico Posets alcanza los 3375 m; al oeste el valle de Viados queda a 1800 m; al Nordeste, el de Estós queda a similar altitud; y al sureste, la Pleta de Sallent, en el de Eriste a 1900 m (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988). Sobre esta, los ibones establecen sus rellanos locales alrededor de los 2500 m, bien definidos por fracturas explotadas por la acción glaciár pleistocena. El ámbito glaciár actual queda arrinconado al pie de las paredes del mismo pico y de sus crestas cimaras, por encima de los 2900 m, sobretudo en el abrigo norteño y occidental. El macizo está constituido por una sucesión de pizarras y calizas de edad paleozoica intensamente plegadas y granitoides (Fig. 2.11). Todo el conjunto está fracturado, dominando las fracturas de direcciones NW-SE y NE-SW, algunas de las cuales son determinantes en la configuración del relieve actual (Serrano et al., 2002) debido a la incidencia de los procesos

morfogenéticos glaciares y periglaciares. Las grandes fracturas mencionadas condicionan las formas, y junto con los plegamientos y la esquistosidad, crean numerosos planos de debilidad, que ocasionan una considerable inestabilidad en los muros de los circos y dan lugar a abundantes clastos. Estas crestas-tabique y unas morrenas bien desarrolladas y de cierta complejidad encierran unos glaciares claramente retraídos (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988).

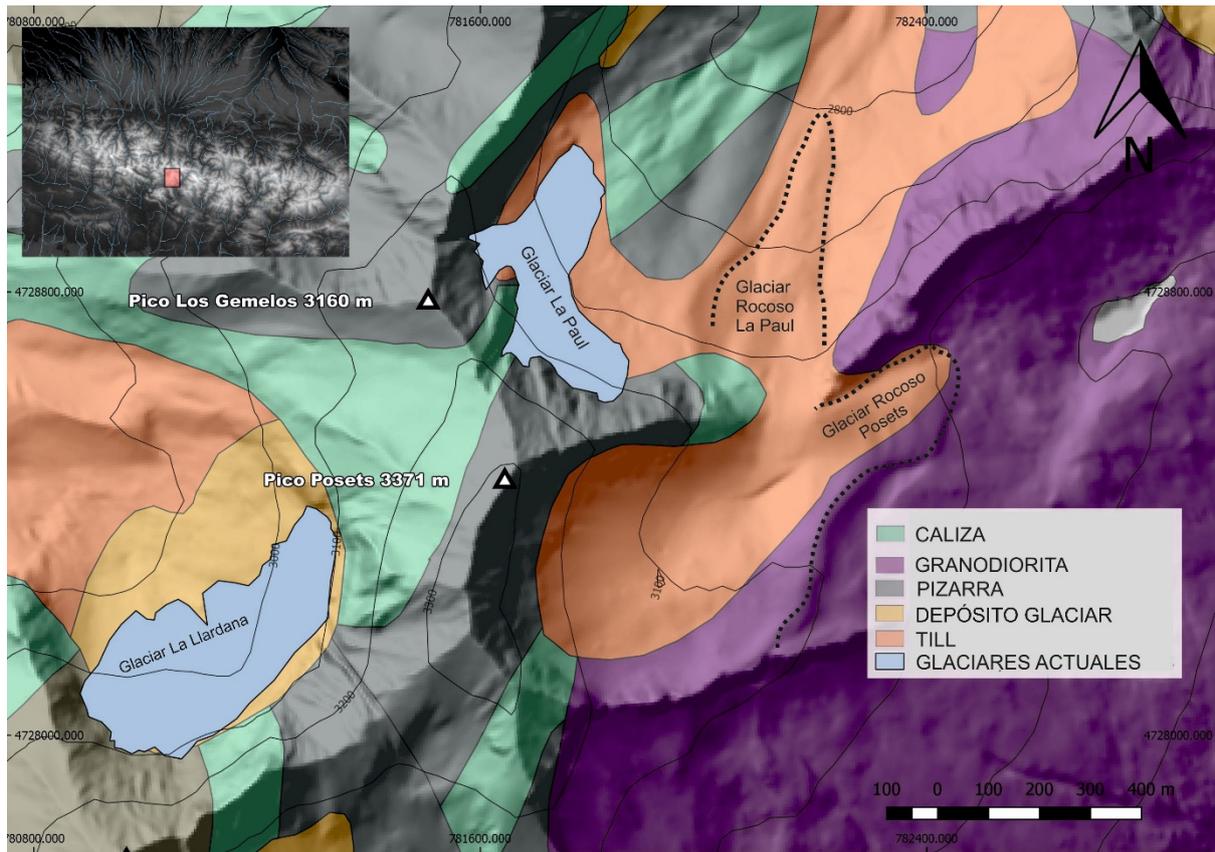


Fig. 2.11. Esquema litológico en detalle del macizo de Posets. Fuente: IGME.

Además del glaciar de La Paul, existen otros elementos y procesos criosféricos relevantes. En la vertiente Noroeste del pico Posets, se encuentra el Glaciar de Llardana (7.56 ha) y en la vertiente oeste existe un helero de 2 ha, hasta hace poco considerado glaciar, el helero de Posets. Tanto en el glaciar de La Paul como en el helero de Posets, existen procesos geomorfológicos periglaciares de importancia (Fig. 2.12.). Los glaciares rocosos de La Paul y Posets, se encuentran inmediatamente después de los flancos externos de las morrenas glaciares de la PEH Otros elementos periglaciares de interés son protalus lobe o glaciares rocosos

embrionarios identificados en la vertiente noroeste del pico Bardamina (3053 m). Tanto los glaciares rocosos como los protalus lobe son procesos periglaciares activos que conforman un entorno caracterizado por la transición de procesos glaciares a nivoperiglaciares en las últimas décadas (Serrano et al., 2002; Serrano et al., 2010; Lugon et al., 2004).

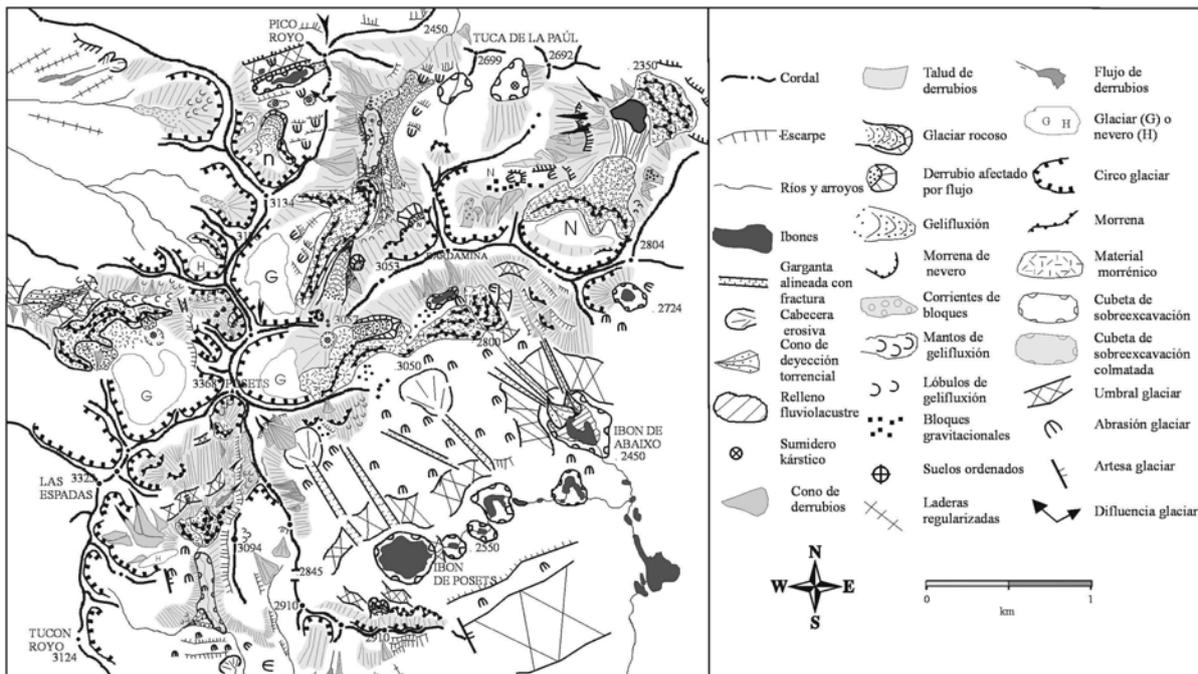


Fig.2.12. Esquema geomorfológico del glaciar de La Paul y el actual helero de Posets. Fuente: Serrano et al (2002).

Los primeros trabajos en referencia a la dinámica glaciar en este macizo se retraen a 1787 con las observaciones de Ramond de Carbonnieres (1927) y posteriormente las de Schrader en 1870, quien establece un mapa en el que representa un aparato occidental, dos al este confluentes y unos menos evidente al Norte. Schrader estimaba 132 ha para el “Gran Glaciar Oriental” (unión de los glaciares La Paul y el antiguo glaciar de Posets). Esta estimación ha sido cuestionada posteriormente (Serrano et al., 2010; Rico et al., 2016) ya que el glaciar rocoso de Posets es anterior a la PEH y el glaciar originado en la PEH solamente retoca su cabecera sin llegar a unirse al glaciar de La Paul. Para el glaciar occidental o Llardana, Schrader estimaba una extensión de 52 ha para finales del siglo XIX.

La extensión máxima del glaciar de la Paul durante la PEH se ha determinado con mayor precisión en 32,04 ha (Rico et al., 2016). Tras un periodo de retroceso, durante el siglo XIX el glaciar re-avanza brevemente creando depósitos internos (Serrano et al., 2002; Rico et al., 2016) con una superficie glaciar de 23,59 ha.

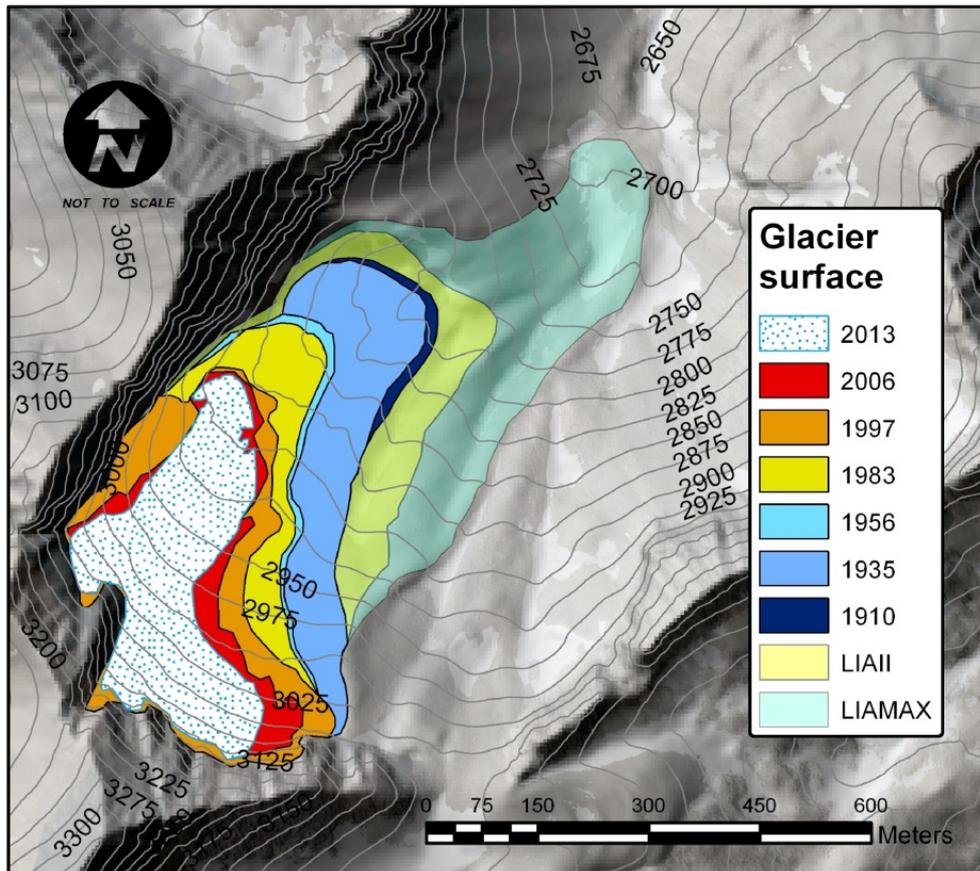


Fig. 2.13. Cartografía del glaciar de La Paul desde el máximo de la PEH (XVII-XVIII) hasta 2013. Fuente: Rico et al (2016).

Hasta finales del siglo XX destaca la inexistencia de trabajos sobre la actividad glaciar en este macizo. La evolución del glaciar de La Paul queda solamente reflejada en imágenes históricas oblicuas (Rico et al., 2016). Tras un periodo de retroceso hasta 1910 (pasando de 23,59 a 19,8 ha) el glaciar se estabiliza hasta 1930 (19,5 ha). Mediante el vuelo americano de 1956 es posible inferir un importante retroceso glaciar (13,4 ha). No obstante, la superficie glaciar apenas vuelve a variar hasta los años 80 con 12,9 ha en 1983, estimadas por el INEGLA (Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988) y 11,33 en el inventario glaciar de

Serrat y Ventura (1993) para 1984. El programa ERHIN estima 12 ha a mediados de los 90 y Rico et al (2016) estiman 10,3 ha para 1997. Durante el comienzo del siglo XX, el glaciar de la Paul ha mantenido la tendencia de retroceso, con 7,5 ha en 2006 y 6,08 en 2016 (Rico et al., 2017).

En conjunto, la evolución glaciar ha seguido la tendencia general de los glaciares pirenaicos desde el final de la PEH: recesión continua desde finales del siglo XIX, y drástica desde 1980 hasta la actualidad (Alonso et al., 1983; Martínez de Pisón and Arenillas 1988; Serrano y Agudo, 2004; Serrano et al., 2002; Lugon et al., 2004; González Trueba et al., 2008), que ha sido estudiada en detalle infiriendo las siguientes fases glaciares (Rico et al., 2016):

1. Máximo glaciar de la PEH entre las últimas décadas del siglo XVII y las primeras del siglo XVIII y posterior retroceso moderado.
2. Avance secundario de la PEH durante el siglo XIX
3. Periodo de retroceso glaciar marcado desde el final del siglo XIX hasta 1910
4. Periodo de estabilización glaciar desde 1910 hasta 1930
5. Periodo de retroceso moderado desde 1935 hasta 1960
6. Periodo de estabilización glaciar desde 1960 a 1980
7. Periodo de retroceso drástico desde 1980 a 2013

El conjunto del macizo ha pasado de 110 ha de superficie glaciar en 1850, a 47,33 ha en 1984 y 13,64 ha en 2016 (Rico et al., 2017). La Línea de Equilibrio Glaciar (ELA) para el macizo se estimó en 3075 m (Serrano et al., 2002; Lugon et al., 2004). El glaciar de la Paul ocupaba 6,08 ha en 2016 (ERHIN, 2008; René, 2013 y cálculos actualizados de este trabajo), con el frente situado a 2878 m y la ELA media a 3051,5 m.

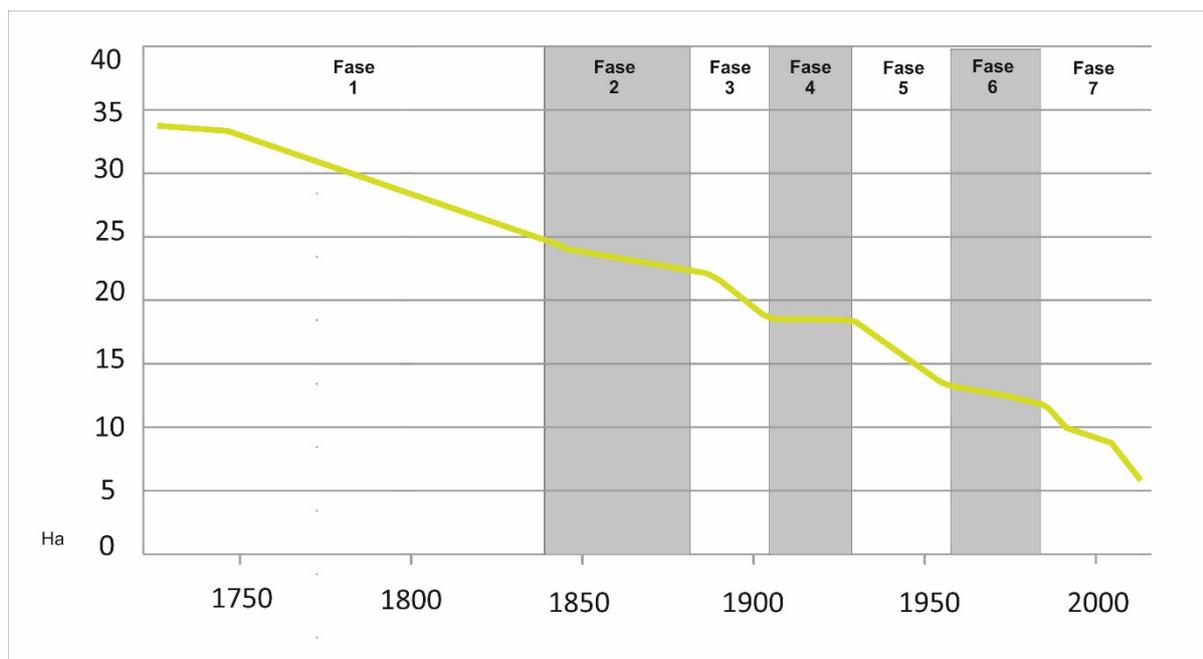


Fig. 2.14. Principales fases glaciares en el glaciar de La Paul desde el máximo de la PEH a la actualidad. Las bandas oscuras indican periodos de estabilización o retroceso leve. Fuente: Rico et al (2016).

### 2.2.3. El Glaciar de Ossoue

El glaciar de Ossoue (Fig. 2.15) se sitúa en la vertiente este del pico Vignemale (3298 m, 42°46'16" N / 0°08'33" W) en el macizo de Vignemale (Parque Nacional de los Pirineos, Francia). El macizo se encuentra limitado al sur y oeste por el valle de Bujaruelo; al este por el valle de Ossoue y al norte por el valle de Gaube.

La litología está fundamentalmente compuesta por calizas metamorizadas con filones de ofitas y esquistos devónicos en la zona de cumbre (Fig. 2.16). El conjunto se haya profundamente afectado por un sistema de fallas en dirección norte-sur, que ha condicionado la disimetría de vertientes, generando un profundo valle glaciar en dirección norte, con desniveles de más de 1000 m en la cara norte del macizo.

Tanto en el glaciar de Ossoue como en el de Oulettes de Gaube y Petit Vignemale, se observan claramente los depósitos glaciares morrénicos asociados a la PEH, que marca la posición máxima del avance glaciar que tuvo lugar entre el

siglo XVI y XIX (Grove, 2004). La evolución glaciaria desde la PEH ha sido estudiada por varios autores (Russell, 1908; Schrader, 1936; Alonso et al., 1983; Martínez and Arenillas, 1988; Serrano and Martínez, 1994; Grove and Gellatly, 1995; René, 2001; René, 2011; Del Rio et al., 2014; Marti et al., 2015a). Las variaciones frontales reflejan un retroceso con fases estacionarias intermitentes: desde 1850 a 1889 el glaciar retrocedió 346 m. Por el contrario, entre 1889 y 1904, la posición del frente fue relativamente estacionaria (retroceso de 17 m). En los años 1904-1905 el glaciar retrocedió 23 m. Los siguientes periodos fueron caracterizados por estabilidad (1905-1911) e incluso progresión (1911 -1927).

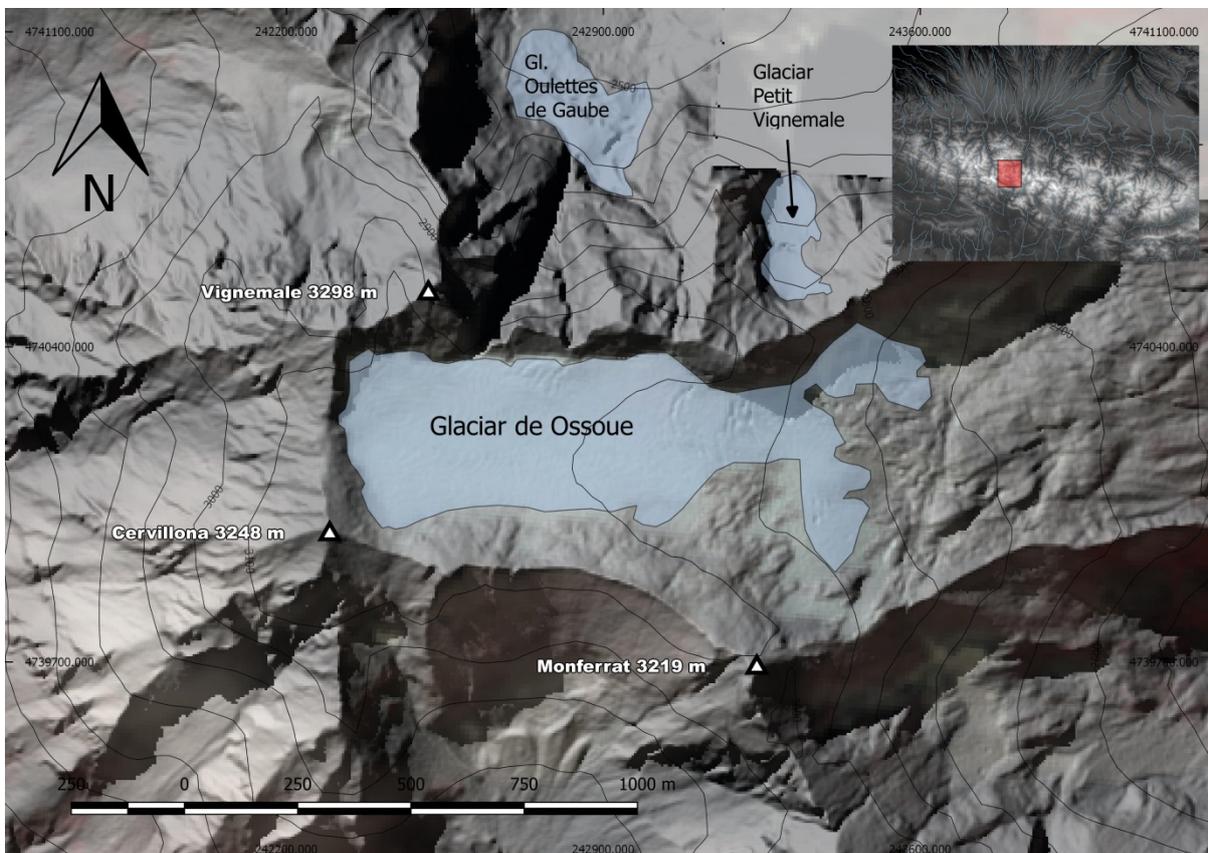


Fig.2.15. El macizo de Vignemale y glaciares actuales. Elaboración propia a partir de imágenes Sentinel y el modelo SRTM 3 (Shuttle Radar Topographic Mission).

Respecto a los cambios de área, el glaciar de Ossoue ocupaba 112,6 ha en 1850 basado en la posición de las morrenas (Marti et al., 2015a). Desde el final de la PEH hasta 1924 el glaciar perdió un 20% y otro 10% entre 1924 y 1948. Durante 1948-1983, el frente retrocedió 315 m hasta 1963 y después avanzó 156 m. Entre

1983 y 2002, el área se redujo un 17 % con una notable reducción de anchura en la parte inferior. Para comienzos del siglo XX el área del glaciar de Ossoue era inferior al 50% de su área al final de la PEH (Marti et al., 2015a). El conjunto del macizo ha pasado de 180 ha de superficie glaciar en 1850, a 106 ha en 1984 y 46,21 ha en 2016 (Rico et al., 2017).

Las principales fases de las variaciones del glaciar de Ossoue desde la PEH han sido establecidas en detalle recientemente (Martí et al., 2015; Fig. 2.18):

- Fase I. Periodo de retroceso desde 1850 a 1890.
- Fase II. Periodo de estabilización desde 1890 a 1928.
- Fase III. Periodo de retroceso desde 1928 a 1950.
- Fase IV. Periodo de estabilización desde 1950 a 1983.
- Fase V. Periodo de retroceso acelerado desde 1983 a 2013.

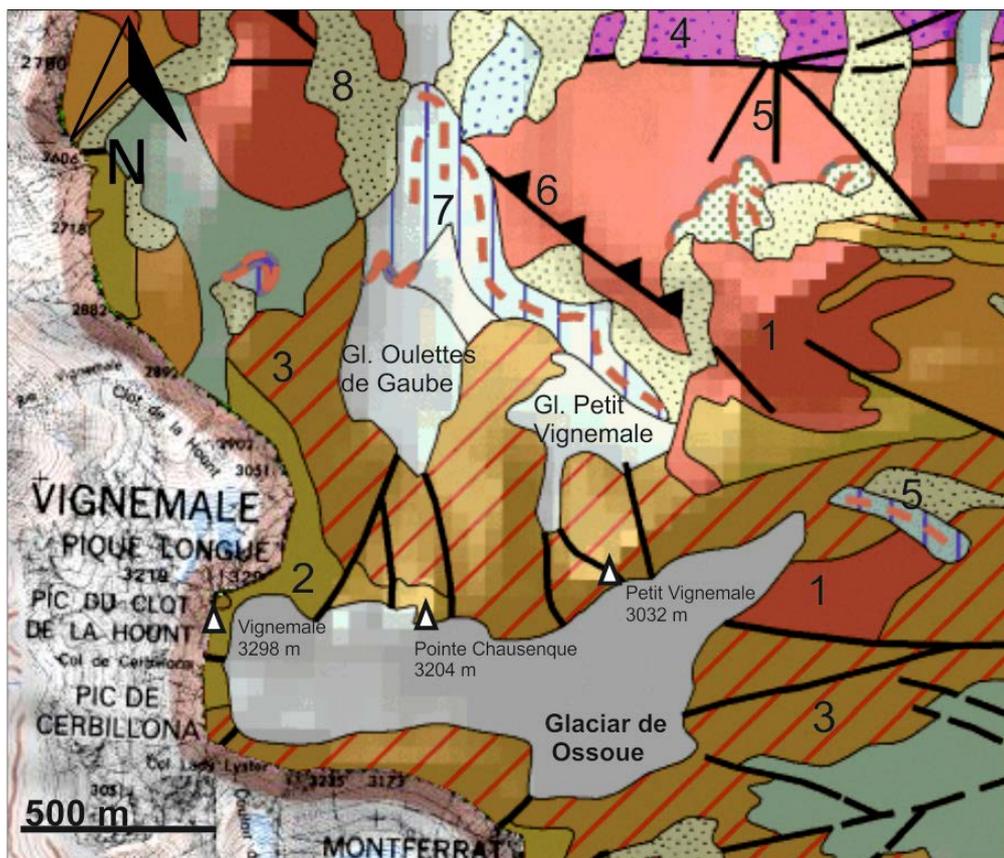


Fig. 2.16. Esquema litológico del macizo del Vignemale: 1. Granodioritas; 2. Esquistos; 3. Calizas con vetas de ofita; 4. Plutón granitoide; 5. Fallas; 6. Cabalgamientos; 7. Morrenas PEH; 8. Depósitos de ladera. Elaboración propia a partir de Infoterre (BRGM).

La Asociación Moraine ha realizado una importante labor en el estudio de los glaciares de este macizo desde principios del siglo XX. Para el conjunto de las masas heladas del macizo de Vignemale, ha realizado observaciones glaciares y mediciones de retroceso del frente (Fig. 2.17). En el glaciar de Ossoue se han realizado mediciones de DGPS, GPR y Balance de Masa desde comienzos del siglo XX (René, 2013; Marti et al., 2015a; Marti et al., 2015b).

El glaciar de Ossoue es actualmente el más grande de los Pirineos franceses y el tercero más grande de los Pirineos, con 40 ha de superficie (Association Moraine, 2016), re-calculadas mediante imagen satelital para este trabajo en 37.22 ha en 2016. Su morfología se caracteriza por un amplio circo encajado entre crestas *plateau* (altitud media de 3105 m, rango 3030-3200 m) que supone 2/3 de su área total (Marti, 2015) que termina en un frente glaciar con doble lengua. La parte superior tiene una pendiente media de 8° mientras que la inferior 20°; por lo tanto la distribución de la elevación a lo largo de los 455 m de desnivel se caracteriza por una media relativamente alta (3076 m en 2013, Marti, 2015).

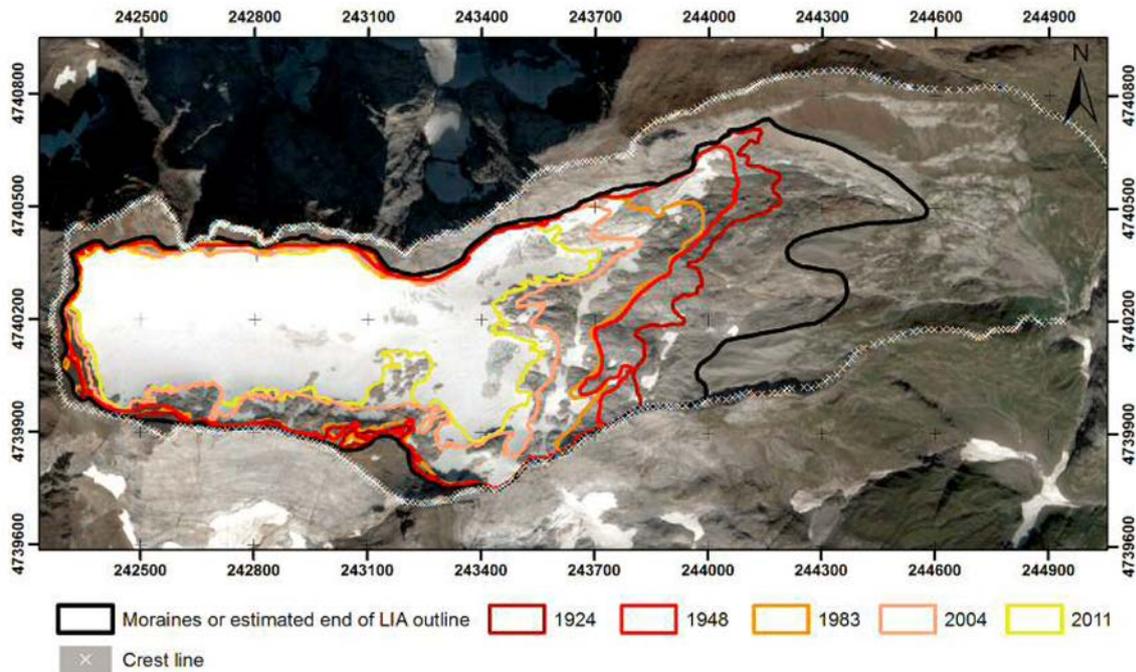


Fig. 2.17. Evolución del glaciar de Ossoue desde la PEH Fuente: Marti et al (2015a).

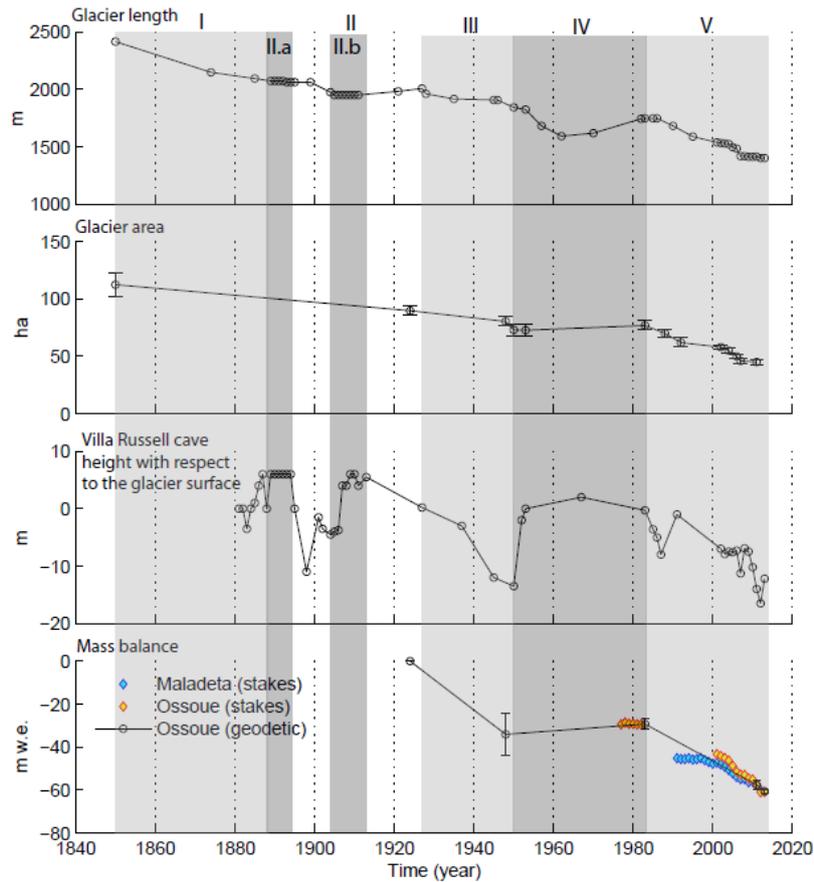


Fig. 2.18. Longitud glaciar (m), área (ha), espesor (m) en la Villa Russell, y cambios en el balance de masa (en m w.e.) del glaciar Ossoue. El balance de masa glaciológico de indica en naranja para el glaciar de Ossoue y azul para el glaciar de Maladeta. Los periodos de retroceso son indicados en bandas de gris oscura (I, III, V) mientras que los periodos de estabilización se indican en gris claro (II y IV). Fuente: Marti et al (2015a).

El glaciar de Ossoue no tiene un aporte significativo de nieve derivada de las avalanchas de nieve, debido fundamentalmente a la escasa prominencia de los picos que rodean el glaciar. Es por lo tanto un glaciar alimentado directamente por la precipitación nival y la redistribución del viento, lo que genera un cuerpo de hielo con un componente de derrubios muy bajo. La ELA referente a la última década ha sido estimada por la Association Moraine (2016) mediante observaciones y mediciones in situ, entorno a los 3200 m (Calculada para este trabajo en 3121,5 m de media).

Como se ha mencionado previamente, además del glaciar de Ossoue, el macizo de Vignemale aloja en la actualidad otros dos glaciares: el glaciar de Oulettes de Gaube (11 ha) y el glaciar de Petit Vignemale (2,5 ha). Ambos se encuentran en la vertiente norte del macizo y son alimentados por avalanchas

provenientes de los más de 800 m de pared que tienen los circos glaciares. El glaciar de Oulettes de Gaube cuenta con el frente glaciar actual a menor cota del Pirineo, a 2450 m de altitud.

# Capítulo 3

## Metodología

La consecución de los objetivos de esta tesis doctoral se ha realizado a través del diseño de una metodología específica y adaptada a las potencialidades de estudio y limitaciones logísticas de los glaciares alojados en las más altas cotas de la cordillera de los Pirineos.

Para cumplir el Objetivo General 1 (OG.1) de Cuantificar *la evolución reciente de los glaciares de los Pirineos* ha sido necesario diseñar y llevar a cabo un intenso programa de mediciones de trabajo de campo, apoyado por un cálculo de superficies glaciares mediante teledetección. Este se detalla abajo.

Para cumplir el Objetivo General 2 (OG.2) de Comprender *la respuesta a la variabilidad climática y topoclimática de los glaciares de los Pirineos* se ha realizado un análisis de la variabilidad climática en los Pirineos y se han caracterizado los parámetros topoclimáticos en los glaciares estudiados. De esta manera, y contrastando los datos de evolución glaciar obtenidos mediante el trabajo de campo y los obtenidos a través de la caracterización climática y topoclimática es posible comprender el comportamiento y respuesta glaciar reciente en los glaciares estudiados en los Pirineos. El análisis y discusión sobre la respuesta glaciar en los Pirineos ha sido contrastado con los estudios previos más relevantes.

Las herramientas principales que conforman la metodología de esta Tesis Doctoral se enmarcan dentro de dos actividades fundamentales, el trabajo de campo y el trabajo de gabinete:

- Trabajo de Campo:
  - Control de volúmenes glaciares: La aplicación de TLS (Laser Scanner Terrestre).
  - Control de espesores glaciares: La aplicación de GPR (Ground Penetrating Radar).
  - Control de Superficies: La aplicación de DGPS (Differential Global Positioning System).
  - Observaciones glaciares.

- Trabajo de Gabinete:
  - Documentación y fuentes.
  - Cálculo de superficies actualizadas mediante teledetección y estimación de pérdidas respecto a superficies previas.
  - Obtención de series climáticas.
  - Obtención de variables topoclimáticas.
  - Obtención de Líneas de Equilibrio Glaciar actuales.
  - Estimación del tiempo de vida glaciar.



Fig. 3.1. Ejemplo de trabajo de campo en el macizo de Vignemale.

### 3.1. Trabajo de campo en los Glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue

Las campañas de trabajo de campo se han realizado entre 2010 y 2014 (ambos incluidos) en los meses de septiembre y octubre (final del año hidrológico). Excepto para la realización de medidas con GPR, donde se ha utilizado helicóptero, el resto de las mediciones de TLS, DGPS y observaciones en los tres glaciares han sido realizadas sin ayuda de medios mecánicos, en un medio de alta montaña cambiante y con condiciones en muchos casos adversas. La dificultad de la obtención de datos científicos en medios polares y de alta montaña es inherente a estos ambientes. Las campañas y las mediciones han estado condicionadas en numerosas ocasiones por, mal tiempo, bajas temperaturas, caídas de roca y nieve y terrenos glaciares expuestos (rimayas, grietas y contornos glaciares de fuerte inclinación).

#### 3.1.1. Control de volúmenes glaciares: la aplicación de Laser Scanner Terrestre.

Los cambios en la altimetría de la superficie glaciar han sido estudiados a través de laser escáner terrestre (TLS), obteniendo datos originales y con una precisión entre 1-3 cm. La tecnología TLS tiene numerosas aplicaciones desde la preservación del patrimonio cultural (Fanti et al., 2013), dinámica de laderas (Abellan et al., 2010; Magnin et al., 2014 y 2015), variabilidad del manto nival (Revuelto et al., 2013 y 2017), procesos costeros (González Amuchástegui et al., 2016) y permafrost y glaciares rocosos (San José et al., 2014; Haberkorn et al., 2016). Su uso en glaciares de montaña es relativamente reciente, aunque está demostrando ser una técnica eficiente y rápida (Avian and Bauer, 2006, 2009; Schwalbe et al., 2008; Kerr et al., 2009; Adamek et al., 2010). En los Pirineos, esta técnica ha sido aplicada en los glaciares de Maladeta (Rico et al., 2014), La Paul (Rico et al., 2012), Ossoue (Del Rio et al., 2014) y Monte Perdido (López-Moreno et al., 2016). La aplicación de TLS en los glaciares de los Pirineos ha sido pionera en su campo, ya que nunca se habían realizado mediciones de este tipo hasta el comienzo del trabajo de campo de esta Tesis Doctoral.

El objetivo del TLS es conocer los cambios verticales en la altimetría de la superficie glaciar con una precisión de entre 1 y 3 cm. Existen hoy en día diferentes modelos de TLS que permiten adaptar su uso en función de los objetivos que se deseen obtener. Uno de los condicionantes principales es la distancia desde el emplazamiento del TLS hasta el objeto de estudio. Por ejemplo, los TLS convencionales como C10 de Leica, son ideales para pequeñas zonas de estudio ya que miden 50.000 puntos por segundo, pero cuentan con un rango de distancia limitado a 200 m (San José et al., 2014). La estación Topcon Imaging Station (Figs. 2 y 3) permite escanear desde 1000 m de distancia a velocidades de 1 punto por segundo. A menos de 150 m obtiene 20 puntos por segundo. Usando una frecuencia de onda de 700 nm (nanómetros) es posible realizar mediciones en hielo y nieve en glaciares o glaciares rocosos. Los datos obtenidos son procesados en un Sistema de Información Geográfica (SIG): normalización de datos (distribución), análisis estructural e interpolación mediante *kriging* (semivariogramas *rational quadratic* y *spherical*). La desviación “*root-mean-square-standarised*” fue entre 1 y 1,2 con una fiabilidad de datos del 98%. Los raster obtenidos cada año fueron comparados consecutivamente para obtener mapas sobre los cambios altimétricos en superficie.

No obstante, la aplicación de TLS tiene limitaciones y problemas de precisión y obtención de datos en función del terreno y las condiciones. La falta de contacto visual por orografías abruptas, la presencia de meteoros como lluvia, nieve o simplemente niebla o problemas de reflexión del láser infrarrojo en la nieve reciente son algunos de ellos.

Los frentes de los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue fueron escaneados durante al final de los años hidrológicos de 2010, 2011, 2012, 2013 y 2014 (mes de septiembre) y siempre desde la misma posición (Fig. 3.2). En cada campaña se obtuvieron entre 2000 y 3000 puntos dependiendo de la reflectividad del hielo y las condiciones ambientales.

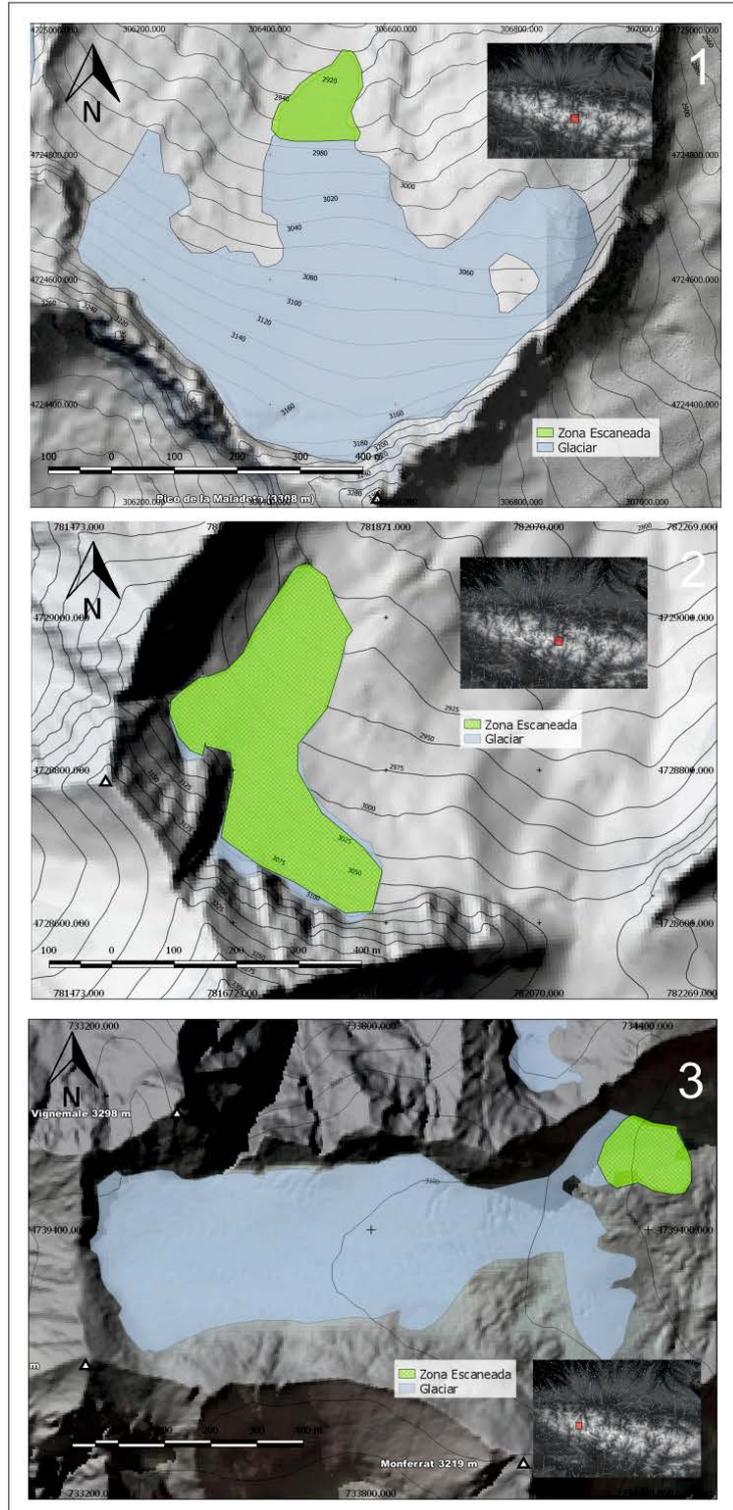


Fig. 3.2. Superficies glaciares escaneadas mediante TLS (2010-2014) en los glaciares de Maladeta (1), La Paul (2) y Ossoue (3).

GLACIAR MALADETA	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2010-2014
Media (m)	-1.7	-3.56	+ 0.37	-1.35	-6.3
Valor mínimo (m)	-5.36	-12.05	- 6.44	-3.95	-12.33
Valor máximo (m)	+ 1.02	+ 2.09	+ 8.95	+ 2.42	+ 2.07
Equivalente en Agua (m)	-1.55	-3.26	+ 0.33	-1.23	- 5.77

Tabla 3.1. Ejemplo de valores obtenidos del análisis de los datos del TLS en el glaciar de Maladeta.



Fig. 3.3. Detalle de aplicación de TLS: A y B en el glaciar de Maladeta, C en el glaciar de Ossoue y D en el glaciar de La Paul.

En el glaciar de La Paul, la presencia continua de nieve en el frente (sobrecumulación por efecto ventisca) obligó, en 2010, a dirigir los escaneos hacia la parte media/alta del glaciar. Por otra parte, el perfeccionamiento del uso del aparato en el campo ha permitido aumentar el área escaneada hasta cubrir la totalidad del glaciar en los años 2011, 2012, 2013 y 2014. En el glaciar de Ossoue

y Maladeta, las mediciones entre 2010 y 2014 se han realizado en el frente glaciar, cubriendo durante estos 4 años consecutivos la misma área de estudio.

Para cada glaciar se ha obtenido; 1. Pérdida de espesor medio; 2. Valor mínimo (punto con mayor pérdida de espesor); 3. Valor máximo (punto con mayor acumulación de nieve estacional) y equivalente en agua en metros (Tabla 3.1). El equivalente en agua en metros (m w.e.) se obtiene aplicando la densidad estándar del hielo de  $917 \text{ Kg/m}^3$  (Reeh et al., 2005) a los valores obtenidos en los cambios de la altimetría de la superficie glaciar.

### **3.1.2. Control de espesores glaciares: la aplicación de GPR (Ground Penetrating Radar)**

La utilización de GPR es hoy en día una técnica extendida en el ámbito de la glaciología (Schwamborn et al., 2008; Arcone and Kreutz, 2009; Del Río, 2009; Monnier et al., 2009; Sean and Marchant, 2010), que se ha aplicado en algunos glaciares de los Pirineos por varios autores: Aneto (Arenillas et al., 2008; Jiménez Vaquero, 2016), Maladeta (Arenillas et al., 2008; Jiménez Vaquero, 2016), La Paul (Rico et al, 2012), Monte Perdido y Ossoue (Del Rio et al, 2014; Marti et al., 2015a) . A través de la geofísica no solo es posible obtener datos sobre el espesor glaciar, sino conocer la estructura y estratificación interna a través de un método no destructivo. Las prospecciones GPR han sido realizadas con el modelo RAMAC/ GPR (Måla Geosicence) con antenas de 200 y 500 MHz. Las antenas son montadas en una estructura de madera a la que a su vez se incorporan superficies deslizantes para mejorar el contacto entre el GPR y la superficie glaciar (Fig. 3.4). Los perfiles realizados se georreferencian mediante GPS de mano y la medición in situ de la longitud de cada perfil (sistema incorporado en el propio aparato de GPR).

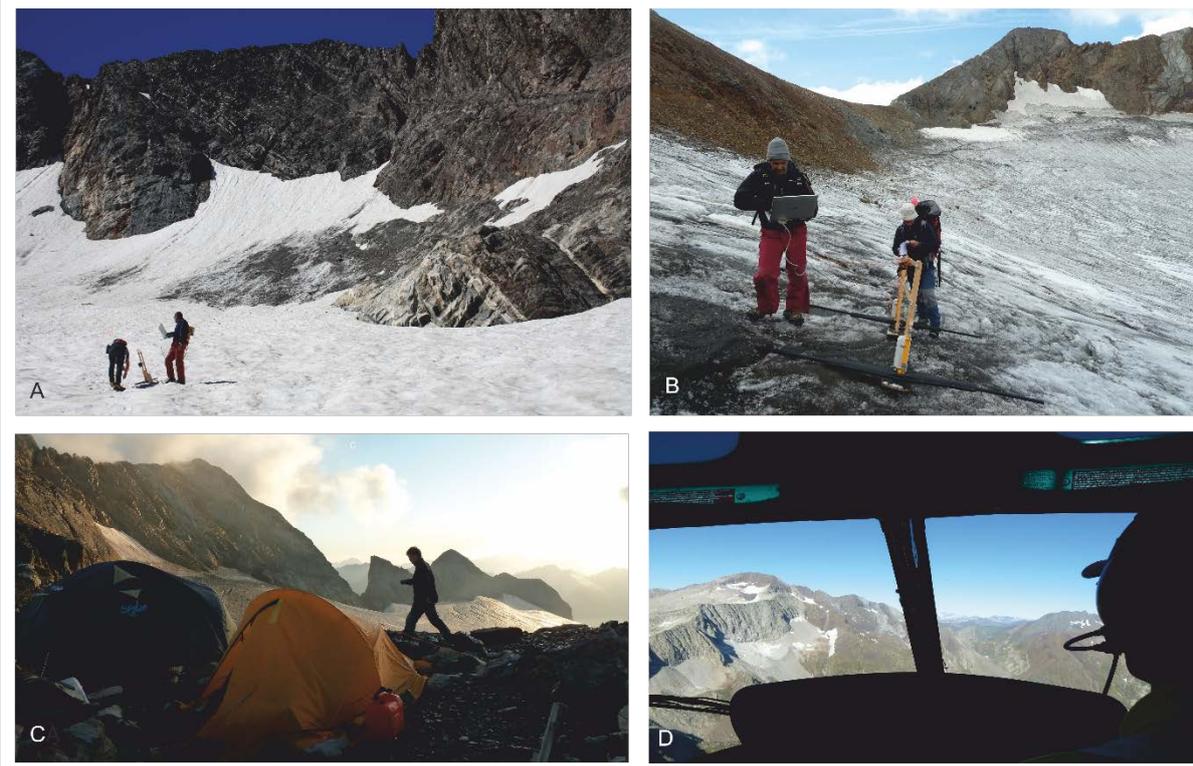


Fig. 3.4. Utilización de equipos GPR y logística asociada en los macizos de Posets (A,D) y Vignemale (B,C).

Los componentes principales del equipo de geofísica (Fig. 3.5) son los siguientes:

1. Unidad Central: La unidad central constituye la parte fundamental del sistema RAMAC/GPR. Operando en conjunto con el software informático GPR.exe, controla los tiempos de envío de señales eléctricas que la antena convierte en ondas electromagnéticas y recibe las señales reflejadas en forma de registros de radargramas. La alimentación de la unidad es mediante baterías de 12 V de corriente continua.
2. Ordenador portátil con el programa informático Ramac instalado, que junto a la pantalla del portátil nos permitirá visualizar los registros durante la adquisición de datos.
3. Antenas de 200 y 500 MHz.
4. Cable de conexión de la antena con la unidad de control (fibra óptica).
5. Odómetro. La principal utilidad de este accesorio es la de medir distancias según se mueva la antena.

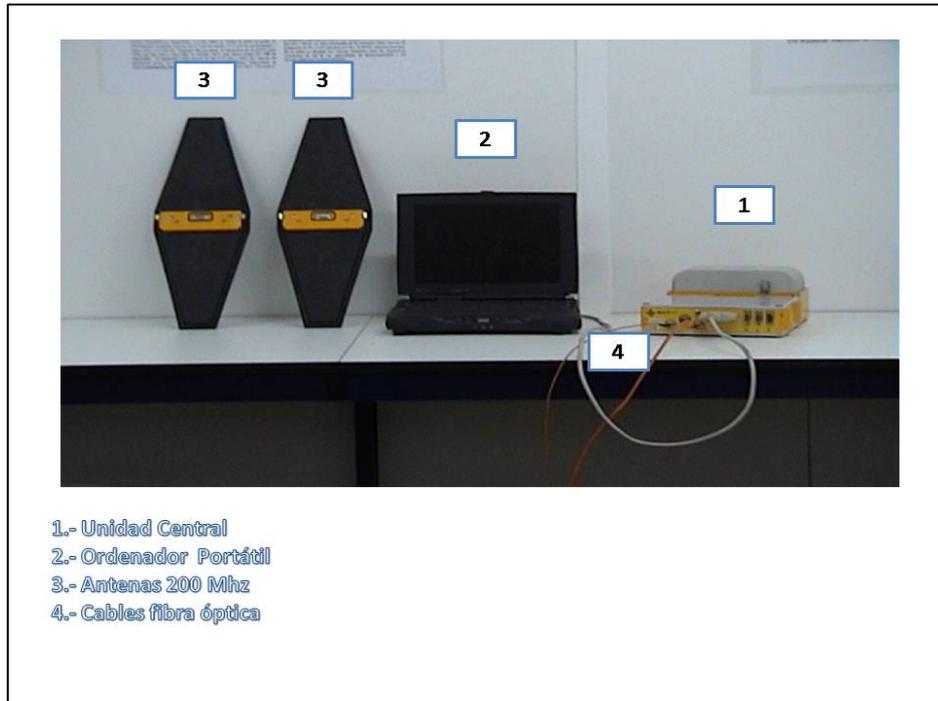


Fig. 3.5. Elementos principales del equipo de GPR

La interpretación de los radargramas obtenidos se realiza utilizando la velocidad de propagación standard del hielo, 0,150-0,173 m/ns (Brandt et al., 2007). Para validar la velocidad de propagación en ambos glaciares, Ossoue y La Paul, se aplicó la técnica CMP (Common Mid-Point). A través de esta técnica se obtuvieron valores de 0,181-0,189 m/ns (metros / nanosegundo) para la zona de acumulación, consistente con la velocidad de propagación de la nieve/firn de 0,19 m/ns (Moorman and Michel, 1998).

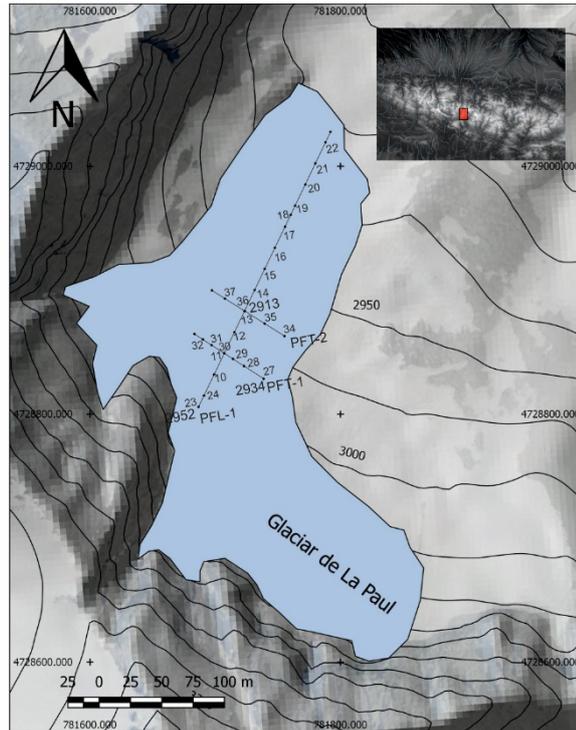


Fig. 3.6. Perfiles longitudinales (PFL) y transversales (PFT) realizados en el glaciar de La Paul.

La prospección de GPR en el glaciar de La Paul (Fig. 3.6) se realizó el 10 de agosto de 2010, realizando 26 radargramas georreferenciados, creando un perfil longitudinal de 280 m y dos transversales de 55 y 70 m respectivamente (Un total de 405 m de perfil).

Los trabajos geofísicos en el glaciar de Ossoue (Fig. 3.7) se realizaron a finales del mes de agosto de 2011. Un helicóptero transportó el equipamiento y los investigadores hasta el collado Cervillona (3100 m) donde se instaló un campamento. Durante dos días se realizaron 50 radargramas georreferenciados que dieron lugar a 5 perfiles sobre el plateau glaciar, dos longitudinales y tres transversales en un total de 1900 m de prospección. La parte inferior del glaciar se desestimó debido a la presencia de grietas y el exceso de agua en superficie (Alteración de la señal del GPR).

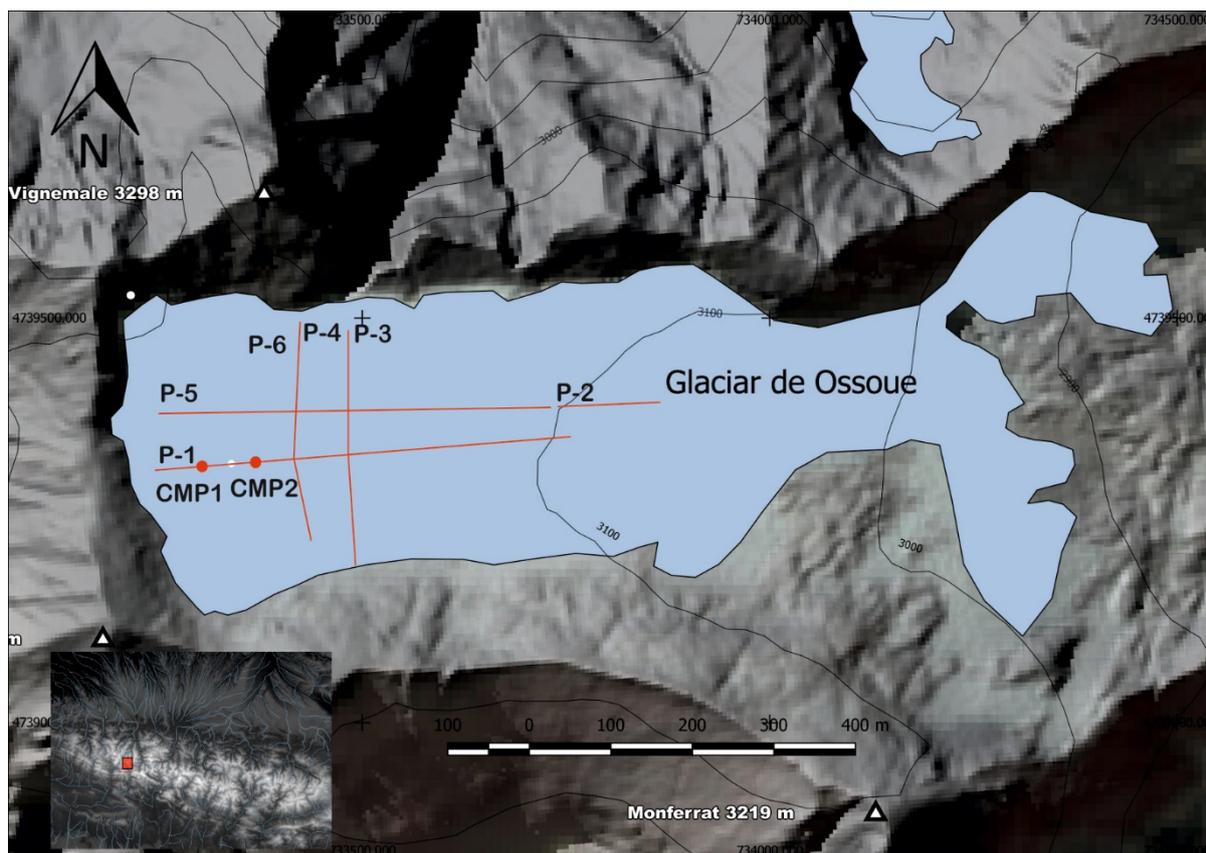


Fig. 3.7. Perfiles longitudinales (P-1, P-2, P-5), transversales (P-3, P-4, P-6) y puntos de calibración CMP realizados en el glaciar de Ossoue.

### 3.1.3. Control de superficies: la aplicación de DGPS (Differential Global Positioning System)

Con el objetivo de conocer los cambios en el área de superficie glaciar, se han realizado durante tres años, mediciones en los glaciares de La Paul, Ossue y Maladeta. El uso de DGPS permite medir con una precisión de <2 cm el contorno del área glaciar y su utilización en medios polares y de montaña es frecuente (Gómez Ortiz, 2001; Arendt et al., 2002; Lugon et al., 2004; López Arenas et al., 2010; Sanjosé et al., 2014; Khromova et al., 2014).

Las mediciones DGPS se han realizado sobre el contorno de las zonas frontales debido a que es en la zona de fusión del glaciar donde más cambios de superficie se dan; el contorno de la zona de acumulación no sufre variaciones anuales relevantes y además es posible estimar su posición a través de

teledetección (técnica desarrollada en el próximo apartado) independientemente de la cantidad de nieve presente en la ortofotografía o imagen satelital (Fig. 3.8).

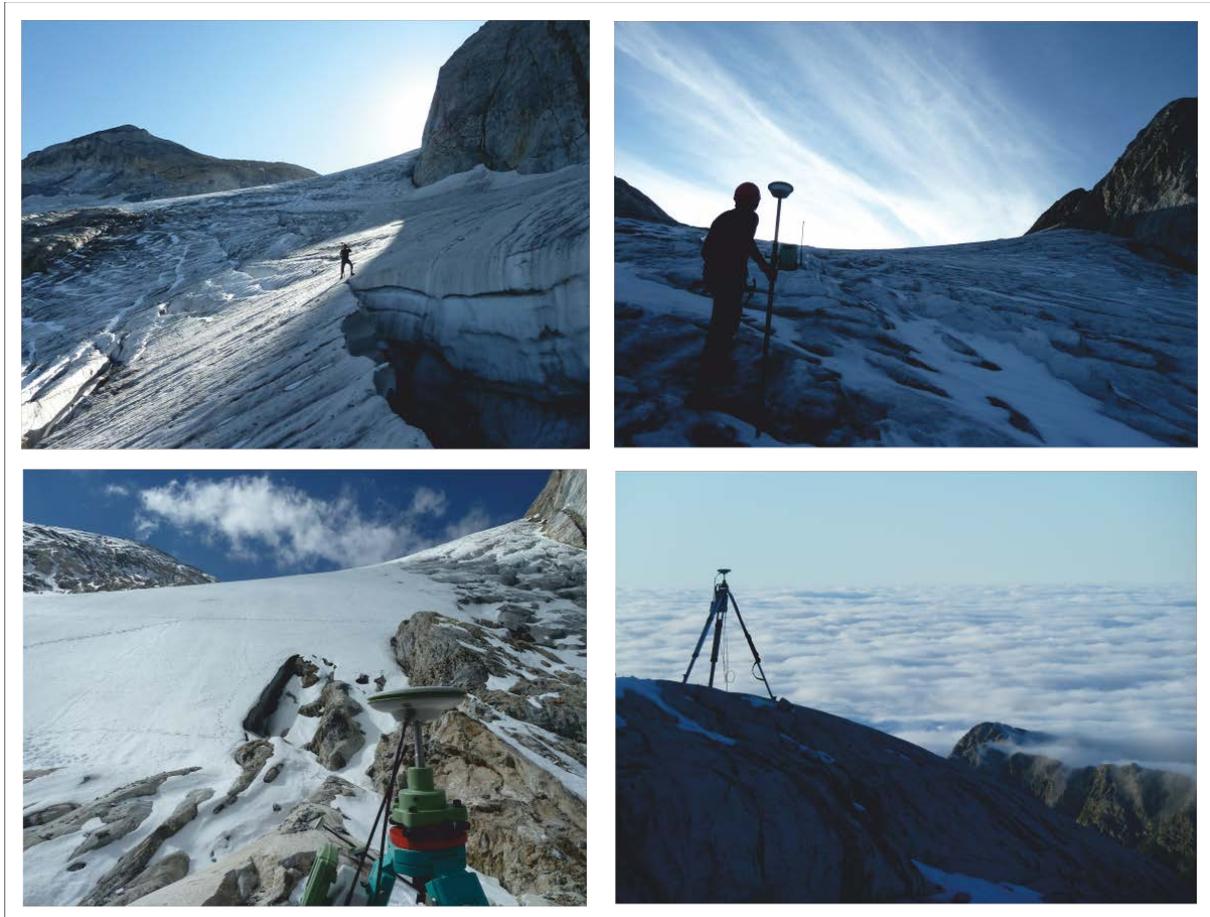


Fig. 3.8. Mediciones con DGPS en el macizo de Vignemale.

Los datos son obtenidos mediante la técnica RTK (Real Time Kinematic): esta permite aumentar la precisión a niveles centimétricos, a través de una sola estación de referencia que proporciona correcciones en tiempo real. Esta estación de referencia (receptor GPS situado fijo en un lugar perfectamente conocido) calcula correcciones al posicionamiento obtenido de los satélites y las envía en tiempo real al receptor GPS móvil pasivo. Esto permite que las estaciones móviles calculen sus posiciones relativas con precisión milimétrica, al mismo tiempo que sus posiciones relativas absolutas son relacionadas con las coordenadas de la estación base. Los datos son exportados a un SIG usando el Datum ETRS89, con la Proyección UTM del Huso 30. Para obtener altitudes

ortométricas (sobre el nivel del mar) aproximadas, los datos se han procesado respecto al Geoide nacional del IGN "EGM08". Se han fijado las coordenadas de la referencia "BASE" desde la estación GNSS permanente de EUREF denominada "ESCO".

No obstante, existen limitaciones inherentes a la topografía y las condiciones de montaña. Por ejemplo, si las mediciones son realizadas cerca de las paredes rocosas de un circo glaciar, la señal satelital se puede ver interrumpida o la señal de rebote emitida por el DGPS puede interferirse con las paredes del circo, reduciendo la precisión a niveles demasiado bajos (Sanjosé et al., 2014). Otro problema en relación a las mediciones de los contornos glaciares mediante DGPS, es la presencia de nieve estacional sobre el hielo y las rocas en la zona del contorno: si la cantidad de nieve es suficiente para cubrir las referencias visuales que permiten identificar el contorno de hielo glaciar, resulta imposible medirlo.

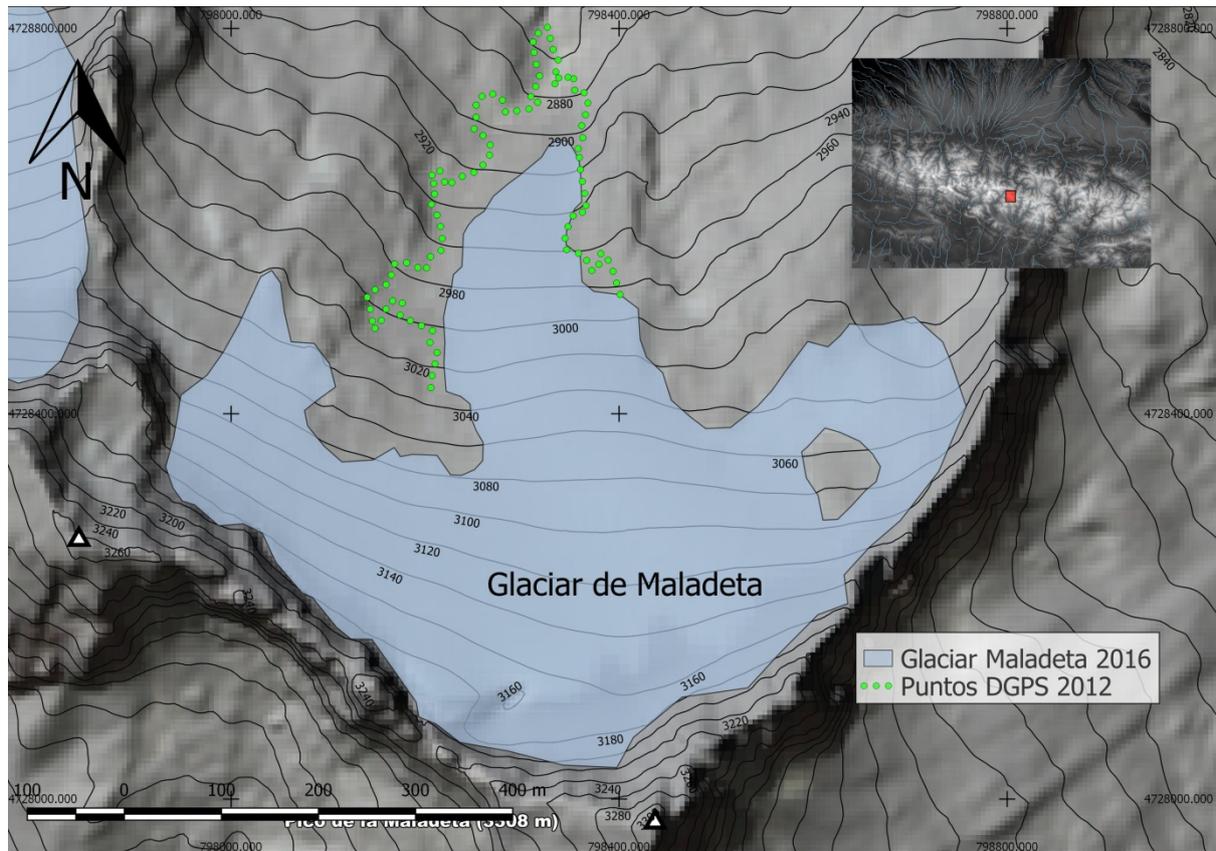


Fig. 3.9. Ejemplo de toma de puntos DGPS en el contorno en el glaciar de Maladeta en el año 2012.

Las mediciones DGPS se consiguieron realizar consecutivamente (2010-2013) en el glaciar de Maladeta. En los glaciares de Ossoue y La Paul, éstas solo pudieron realizarse en 2011 y 2012, ya que en 2010 y 2013, la presencia de nieve estacional no permitió identificar con garantías la posición del contorno del hielo glaciar.

#### **3.1.4. Observaciones glaciares**

Las observaciones in-situ en los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue han sido esenciales para comprobar el estado y evolución de los glaciares en relación con procesos como: recubrimiento de derrubios, desprendimientos de rocas, afloramientos rocosos, escisiones glaciares, desarrollo o desaparición de grietas y posición del frente glaciar (Fig. 3.10). Estas observaciones no solo se han realizado en los tres glaciares de estudio, sino que se han extendido a la mayoría de los glaciares del Pirineo (12 de 17 glaciares actuales) durante el periodo 2010-2014 con extensión de las observaciones hasta 2016 en los glaciares de los macizos de Infiernos, Vignemale, Gavarnie-Monte Perdido, Posets y Maladeta-Aneto. Las observaciones glaciares también han servido para validar la información obtenida mediante teledetección sobre el contorno y área glaciar, ayudando a la identificación de márgenes glaciares, especialmente en caso de que las imágenes aéreas/satelitales tuviesen zonas con nieve o sombras. Cabe señalar, que este tipo de observaciones glaciológicas se han realizado durante décadas por Martínez de Pisón (Alonso y Martínez de Pisón, 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón et al., 1995; Martínez de Pisón et al., 1997; Martínez de Pisón y Álvaro, 2007) para la mayoría de los glaciares de los Pirineos españoles desde los años 80, aportando un valiosa información cualitativa sobre los procesos superficiales, recubrimientos, disgregaciones y otras dinámicas que han ayudado en la comprensión de la evolución glaciar reciente en los Pirineos. Similarmente, Chueca (1998) ha realizado observaciones cualitativas, pero en este caso en base a fotografías tomadas en gran mayoría por voluntarios no especialistas en glaciología, si bien cabe remarcar que estos

trabajos han contribuido significativamente en el conocimiento y seguimiento de la evolución glaciár reciente en los Pirineos.



Fig. 3.10. Observaciones glaciológicas en el periodo 2010-2014 en los frentes glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue (de arriba abajo).

## 3.2. Trabajo de gabinete

### 3.2.1. Documentación y fuentes

La síntesis sobre los trabajos previos más relevantes se ofrece en el apartado 1.3, *El estudio y conocimiento de los glaciares pirenaicos* así como en el 1.4, *Justificación y cuestiones clave*. No obstante, los datos sobre evolución glaciár obtenidos para los glaciares estudiados, son además contrastados con trabajos previos más relevantes en los capítulos de 5. *Evolución glaciár en los Pirineos* y 6. *Discusión*.

En conjunto se ha realizado un trabajo de recopilación de los trabajos previos relativos al estudio de los glaciares de los Pirineos; desde las primeras observaciones a finales del siglo XIX, las primeras mediciones de glaciología en los años 70-80, y la aparición de trabajos con métodos cuantitativos desde finales del siglo XX. Igualmente, se han recopilado los trabajos clave - en el ámbito pirenaico - referentes a temas relevantes como: variabilidad espaciotemporal de

la nieve, efectos del cambio climático en los ecosistemas, hidrología, procesos geomorfológicos, periglaciario y conservación de espacios naturales y paisaje.

### **3.2.2. Cálculo de superficies mediante teledetección**

Con el objetivo de conocer la superficie glaciar actual del conjunto de los Pirineos, se han utilizado técnicas de teledetección y cálculo en SIG. Se trata de un método (Bahr et al., 1997; WGMS 2008) que proporciona estimaciones a gran escala de las variaciones espacio-temporales, siendo uno de los métodos de mayor importancia en la actual iniciativa de monitorización criosférica a nivel global (IPCC, 2013).

En los Pirineos, existen estimaciones de la superficie glaciar en base a observaciones desde finales del siglo XIX y más recientemente (años 80) surgieron los primeros cálculos basados en fotografía oblicua, ortofotos e imagen satelital (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Serrat et al., 1993). En conjunto, existen datos generales sobre la superficie glaciar en los Pirineos desde 1850 hasta 2011 (Marti et al., 2015b; René 2013), siendo por lo tanto necesario realizar un nuevo cálculo preciso y actualizado de la superficie glaciar actual (Rico et al., 2017).

Para realizar el cálculo de superficies glaciares actualizadas se han utilizado diferentes “sets” de información espacial. Las Imágenes satélite Sentinel (European Spatial Agency, COPERNICUS) han sido obtenidas para el final de año hidrológico 2016 (28 de septiembre) con una resolución de 10 m. Las imágenes Sentinel ofrecen información espacial actualizada con alta periodicidad, por lo que es posible seleccionar imágenes con poca cubierta nival y nubosa, siendo el principal recurso de teledetección para el cálculo de superficie glaciar actualizada en el Pirineo en este estudio. No obstante, es común que la presencia de paredes rocosas de los circos glaciares genere sombras donde la delineación puede ser dificultosa o poco precisa. Para solucionar este problema, se han utilizado ortofotos recientes para medir el contorno glaciar en la zona de acumulación (que ofrece cambios poco significativos en periodos cortos de 2-3

años). En definitiva, se han utilizado ortofotos a 5 m de resolución (2015) del PNOA (Plan Nacional de fotografía Aérea) del CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica) para la vertiente española de los Pirineos. Para la vertiente francesa se han obtenido ortofotos (2013) del *Institute National de la Information Geographique*, también a 5 m de resolución. Todas la imágenes han sido superpuestas sobre un MDE (Modelo digital de Elevación) obtenido a partir de SRTM 3 (Shuttle Radar Topographic Mission) del USGS (United States Geological Service) del 1 de octubre de 2012 y con una resolución de 90 m).

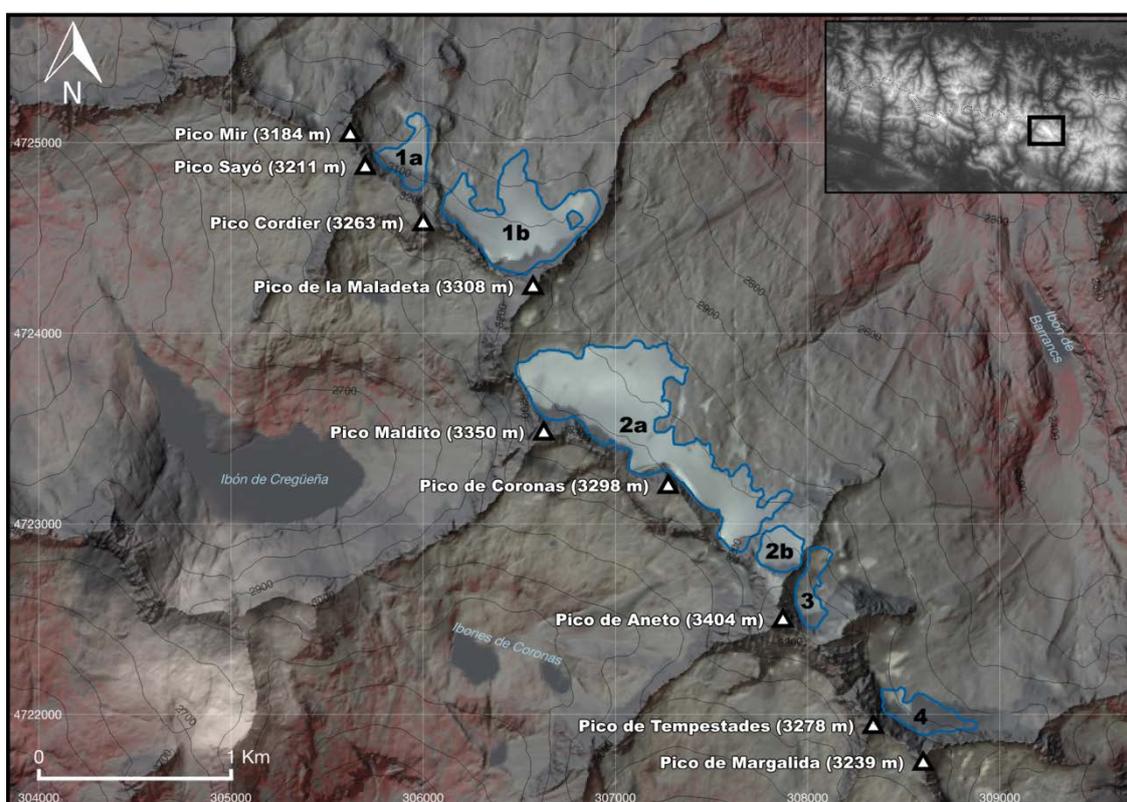


Fig. 3.11. Ejemplo de cálculo de superficies glaciares actualizadas (2016) mediante imágenes Sentinel en el macizo de Maladeta-Aneto.

La obtención de superficies glaciares se ha realizado en un GIS (Proyección WGS 1984) donde se han identificado las masas glaciares en base a la información de las imágenes satelitales SENTINEL, así como de la banda óptica de las ortofotos arriba mencionadas (Fig. 3.11).

Además, la identificación de los contornos glaciares ha sido apoyada por las observaciones realizadas in situ en 12 de los 19 glaciares actuales entre 2010

y 2016 en los macizos de Infiernos, Vignemale, Gavarnie-Monte Perdido, Posets and Maladeta-Aneto (Detallado en el apartado “Observaciones Glaciares” de este capítulo).

Respecto a los errores derivados de la delineación de los contornos glaciares, se ha utilizado la metodología de Williams et al (1997), donde el tamaño del pixel, o resolución de imagen es multiplicada por el perímetro del polígono digitalizado. Los errores en el cálculo directo de área durante la delineación ( $A_e$ ) están basados en tamaños de pixel de "1 (Rivera et al., 2007), que multiplicados por el perímetro de área ( $p$ ), resultan en errores máximos de área por debajo de las áreas calculadas para cada uno de los 17 glaciares digitalizados:

$$A_e = \pm n \cdot p$$

Donde  $n$  es el error de delineación (precisión) expresado como la precisión de la delineación de los puntos ("1). Dividiendo el error de área,  $A_e$ , por el área glaciar digitalizada y multiplicándolo por 100, proporciona el porcentaje de error para cada aparato glaciar estudiado. En general, hay una moderada variabilidad en los glaciares estudiados, con un error medio inferior al 5%.

### **3.2.3. Obtención de series climáticas**

Para comprender la relación entre variabilidad climática y respuesta de los tres glaciares estudiados y de manera más general, para el conjunto de los glaciares Pirenaicos se ha realizado un análisis de los datos de precipitación y temperatura de 17 estaciones meteorológicas incluyendo las dos vertientes del Pirineo (Fig. 3.12).

En la vertiente española, se han utilizado los datos de AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) para 12 estaciones que cubren la región pirenaica en el periodo 1961-2015. Las estaciones reflejan la variabilidad en la temperatura y precipitación en las localidades de Hondarribia, Maya del Baztan, Aribe, Urzainqui, Torla, Bielsa, La Seu D'urgel, Puirgerdá, Castellfollit, Sabiñánigo,

Canfranc y Jaca. Además de los datos de precipitación media mensual, los datos de temperatura muestran los parámetros de temperatura máxima, temperatura mínima y temperatura media para la vertiente sur de los Pirineos.

En la vertiente francesa, se han utilizado los datos de METEOFRANCE para 5 estaciones en el periodo 1961-2010, los actualmente disponibles en el visor de datos climáticos de la Comunidad de Trabajo de los Pirineos ([www.ctp.org](http://www.ctp.org)). Las estaciones reflejan la variabilidad en la temperatura y precipitación media mensual en los enclaves de Banca, Lourdes, Pic du Midi, Cierp Gaud y Tarascon.

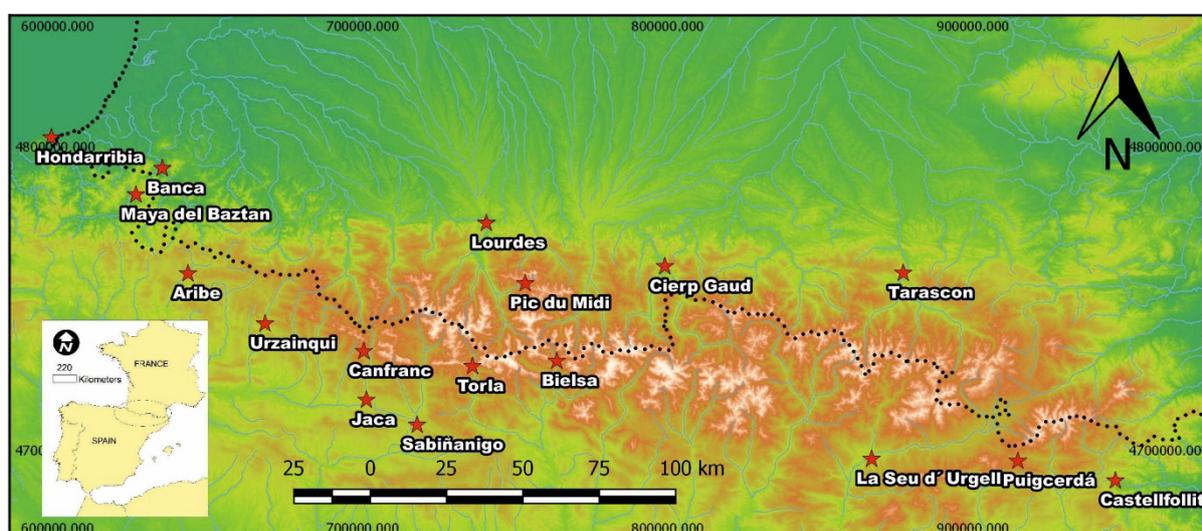


Fig. 3.12. Situación de las estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis de la variabilidad climática en la región pirenaica.

Se han definido los periodos de acumulación y fusión glaciar para centrarse en los parámetros de precipitación invernal y temperaturas estivales. El periodo de acumulación se ha definido entre noviembre y abril (ambos incluidos) mientras que el periodo de fusión se ha definido entre junio y septiembre (ambos incluidos). El criterio utilizado para la definición de estos periodos se ha basado en los ya utilizados previamente para el estudio del balance de masa en los glaciares de los Pirineos (López-Moreno et al., 2015).

Se han utilizado series climáticas desde 1961 hasta 2010 (1961-2015 en la vertiente española) para comprender las tendencias en la precipitación y temperaturas, anomalías y patrones espaciales y así poder caracterizar los años

en los que los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue han sido estudiados en detalle (2010-2014). Para ambas vertientes, se ha analizado la precipitación media mensual en el periodo de acumulación y las anomalías anuales respecto al conjunto de la serie. Respecto a las temperaturas tanto en la vertiente sur como en la norte, se han analizado las medias mensuales del periodo de fusión, obteniendo las anomalías anuales respecto a la serie, tendencia y tasa de cambio por década. Además, en la vertiente sur, por disponibilidad de datos se han analizado las temperaturas mínimas y máximas del periodo de fusión. Los datos térmicos y pluviométricos de cada año del periodo 2010-2014 se han comparado con las medias del periodo 1961-2010.

El tratamiento de datos se ha realizado mediante SPSS. La estimación de las anomalías se ha obtenido sustrayendo al valor de cada año el promedio del periodo 1961-2010 y dividido por la desviación estándar del mismo periodo. De esta forma se transforman las series originales en unidades de desviación estándar, facilitado la comparación de distintas estaciones independientemente de las diferencias de magnitud térmicas y pluviométricas de las distintas localidades.

Con el fin de detectar cambios significativos en la precipitación (periodo de acumulación) y la temperatura (periodo de fusión), se ha realizado un análisis de tendencias mediante el coeficiente rho de Spearman-  $\rho$ . El coeficiente de correlación de Spearman, es un test no paramétrico que cuantifica la correlación (la asociación o interdependencia) entre dos variables aleatorias continuas, en este caso las series de los años del periodo analizado y las series climáticas consideradas. Así, se trata de un análisis robusto que no está afectado por valores extremos ni requiere que los datos se ajusten a una distribución normal. En este trabajo se han considerado dos umbrales de significación, 95 y 99 %, que indican la probabilidad de que el signo del cambio en las variables analizadas sea real y no debido al azar. La magnitud de cambio en las variables climáticas se ha estimado a partir de la pendiente de la regresión lineal de las series temporales

Para la obtención de posibles patrones espaciales en las series climáticas analizadas se ha realizado un Análisis de Componentes Principales (ACP) en

SPSS. El ACP busca la proyección según la cual los datos queden mejor representados en términos de mínimos cuadrados. Esta convierte un conjunto de observaciones de variables posiblemente correlacionadas en un conjunto de valores de variables sin correlación lineal llamadas componentes principales. De esta manera es posible detectar si existen grupos de estaciones meteorológicas que han exhibido patrones similares de precipitación y temperatura a lo largo de la serie 1961-2010.

#### 3.2.4. Obtención de variables topoclimáticas

La obtención de variables topoclimáticas se ha realizado en base a las herramientas de cálculo y procesamiento de datos geoespaciales de los sistemas de información geográfica QGis y ArcGis.

La longitud, área y altitud de los glaciares se ha obtenido mediante la creación de polígonos de superficie glaciar, descrito anteriormente en el apartado (3.2.2. *Calculo de superficies actualizadas mediante teledetección*). Igualmente, la situación (Longitud y Latitud) y orientación de cada masa glaciar se obtiene automáticamente en ambos sistemas de información geográfica.

La pendiente se calcula a través de la herramienta “Pendiente” en ArcMap (ArcGis): Para cada celda se calcula la tasa máxima de cambio del valor de esa celda a sus vecinas. Conceptualmente, la herramienta ajusta un plano a los valores  $z$  de una vecindad de celdas de  $3 \times 3$  alrededor de la celda de procesamiento o central. El valor de pendiente de este plano se calcula mediante la técnica de promedio máximo (Burrough et al., 1998). La dirección a la que apunta el plano es la orientación para la celda de procesamiento. Mientras menor sea el valor de la pendiente, más plano será el terreno; mientras más alto sea el valor de la pendiente, más empinado será el terreno.

La curvatura se obtiene mediante la herramienta “Curvatura” en ArcMap (ArcGis): La salida principal es la curvatura de la superficie celda por celda, ajustada a través de esa celda y sus vecinos circundantes. La curvatura es la derivada segunda de la superficie o la pendiente de la pendiente (Zeverbergen et

al., 1987; Moore et al., 1991). Hay dos tipos de curvatura de salida opcionales: la curvatura del perfil está en la dirección de la pendiente máxima y la curvatura del plano es perpendicular a la dirección de la pendiente máxima. Una curvatura positiva indica que la superficie es convexa hacia arriba en esa celda. Una curvatura negativa indica que la superficie es cóncava hacia arriba en esa celda. Un valor 0 indica que la superficie es plana

La radiación se calcula mediante la herramienta “Radiación solar” en ArcMap (ArcGis): Esta herramienta calcula la insolación en un territorio o en ubicaciones específicas, basada en métodos de algoritmo de cuenca visual hemisférica desarrollados por Rich (Rich 1990, Rich et al., 1994) y ampliados por Fu y Rich (2000, 2002). La cantidad de radiación total calculada para una ubicación o un área en particular se proporciona como radiación global. La radiación global ( $Global_{tot}$ ) se calcula como la suma de la radiación directa ( $Dir_{tot}$ ) y difusa ( $Dif_{tot}$ ) y se expresa en unidades de vatios por hora por metro cuadrado ( $Wh/m^2$ ).

El estudio de la incidencia de los factores topoclimáticos se ha desarrollado mediante diagramas de relación entre cambios de área y cada factor estudiado y además se ha realizado un análisis de variables mediante SPSS (Regresión binaria mediante *Decision Tree*) aplicado a los cambios de área porcentuales.

### **3.2.5. Obtención de líneas de equilibrio glaciar**

La línea de equilibrio glaciar (ELA) es la elevación media donde durante un intervalo de un año, la acumulación es igual a la ablación por lo que el balance de masa es cero (Benn y Evans, 2010). La ELA es significativa para la comprensión del clima actual y pasado y los cambios en la ELA pueden ser utilizados para inferir cambios en el clima (Sudgen y John, 1976).

Para realizar el cálculo de la ELA actual (2016) en los glaciares estudiados en los Pirineos se ha utilizado el método AAR (Acumulation Area Ratio). Este método es uno de los más utilizados y reconocidos (Kerschner et al., 2000; Porter, 2001; Benn and Ballantyne, 2005; Lukas, 2007; Stansell et al., 2007; Pellitero,

2013). El cálculo se ha realizado utilizando el programa ArcGis y una herramienta ArcGis toolbox especialmente diseñada para cálculo de ELAs por Pellitero et al (2015). Para realizar el cálculo solo es necesario obtener un DEM de cada glaciar, en este caso basados en el modelo digital SRTM-3 (Shuttle Radar Topographic Mission) del USGS (United States Geological Service).

Paper	Type of glacier (location)	Ratio
Bakke and Nesje (2011)	Cirque and valley	$0.6 \pm 0.05$
Ignéczí and Nagy (2013)	Outlet	0.58
Gross et al. (1977)	Cirque, valley and icefields (Alps)	0.67
Braithwaite and Müller (1980)	(Arctic, Alpine and Asian) (North America and Scandinavia) (Extremely high relief areas such as Andes or Himalayas)	0.67 0.5 < 0.5
Clark et al. (1994)	Debris covered glaciers	0.2–0.1
Kern and László (2010)	0.1–1 km <sup>2</sup> extension 1–4 km <sup>2</sup> extension Larger than 4 km <sup>2</sup> All glaciers (World Glacier Inventory)	$0.44 \pm 0.07$ $0.54 \pm 0.07$ $0.64 \pm 0.04$ $0.559 \pm 0.09$
Leonard (1984) and Hughes et al. (2010)	Ice caps	Up to 0.8

Fig. 3.13. Ratios AAR sugeridos en la literatura científica. Fuente: Pellitero et al (2015).

Para aplicar el método AAR no es necesario conocer los gradientes de balance de masa (como en el método AABR) pero sí que es necesario conocer el ratio de acumulación respecto al área total. En general, glaciares con un AAR por debajo de 0,5 indican un balance de masa negativo, valores entre 0,5 y 0,8 se corresponden con glaciares en condiciones estables, mientras que valores por encima de 0,8, muestra regímenes con balance de masa positivos (Meier y Post, 1962; Hoinkes, 1970; Andrews, 1975; Kaser, 1994; Serrano y González Trueba , 2004). El ratio de acumulación varía sensiblemente en función de la latitud, altitud, tipo de glaciar, tamaño y situación. Para glaciares entre 10 y 100 ha Kern y Lazlo (2010) han estimado un ratio de  $0,44 \pm 0.07$  (Fig. 3.13).

Glaciar	Altura Máxima Glaciar	Altura Mínima Glaciar	Altura ELA (m)			
			2010	2011	2012	2013
Maladeta	3180	2935	3000	3129	Sin Acumulación	3060
La Paul	3145	2935	3019	Sin Acumulación	Sin Acumulación	2878
Ossoue	3190	2830	3100	3155	3150	2830
Aneto	3255	3020	3140	3153	3155	3049
Infiernos	2970	2700	2822	2815	2960	2676
Llardana	3100	2930		2947	3085	3000
Barrancs	3225	3095	3100	3118	Sin Acumulación	3095
Tempestades	3275	2945	3200	3216	2966	2954
Gabietous	2875	2730	2779	2725	Sin Acumulación	
Taillon	2720	2590	2686	2607	Sin Acumulación	

Tabla 3.2. ELAs medidas a través de GPS y DGPS en varios glaciares en el periodo 2010-2013. Como se puede observar, la ELAs medidas durante los años 2010, 2011 y 2012 se aproximan en muchos casos a la altitud máxima del glaciar y en algunos glaciares, especialmente en 2012, no tiene lugar acumulación. Por esta razón se ha elegido utilizar el método AAR con un ratio de acumulación de 0,44 (glaciar con acumulación anual entorno al 40% de su superficie).

Esto es consistente con la situación de ELAs recientes observadas y medidas con GPS y DGPS en los Pirineos en el periodo 2010-2013, donde muchos glaciares han mostrado porcentajes de acumulación entre 20 y 30 % de la superficie total glaciar, o incluso nada de acumulación durante años consecutivos, por lo que las ELAs se situarían en muchos casos por encima del propio glaciar (Ver Tabla 3.2 y Fig. 3.14). Los estudios del ERHIN en el glaciar de Maladeta indican que desde el año hidrológico 2002-2003 la línea de equilibrio ha estado situada por encima de la cota superior del glaciar (3200 m), salvo en los años hidrológicos 2007 y 2008 que se situó a 3100 m, en el año 2009-2010 que se situó a 3000 m, en 2012-2013 a 3060 m y 2013-2014 a 3090 m (Moreno Santaengracia, 2016). En el caso de 2013, las abundantes precipitaciones invernales sí que generaron ELAs a altitudes algo más cercanas a ratios de 0,6, pero se ha observado que, a pesar de la ocurrencia de años tan nivosos en las últimas décadas, los glaciares mantienen un profundo desequilibrio, sin llegar a tener zonas de acumulación de nieve cumulativa durante varios años y mostrando balances de masa cada vez más negativos (René, 2013; López-Moreno et al., 2016; Moreno Santaengracia, 2016).

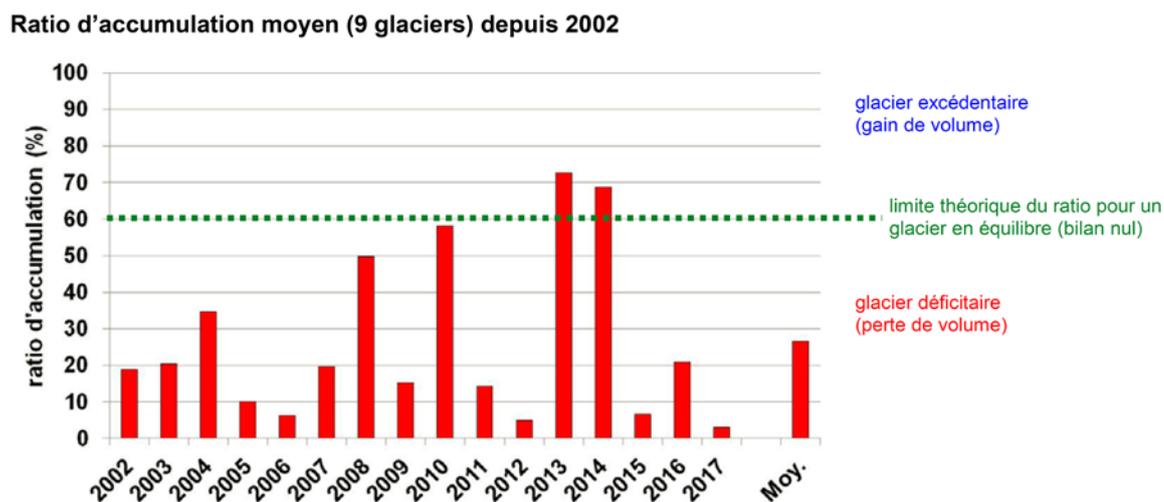


Fig. 3.14. Ratio de acumulación medio en los glaciares del Pirineo francés desde 2002 donde se observa que el AAR esta notablemente por debajo del 0,6. Fuente: Rene (2017).

### 3.2.6. Estimación del tiempo de vida glaciar

Utilizando la ecuación de tiempo de respuesta volumétrica de Johannesson (Johannesson et al., 1989), posteriormente mejorada por Raper y Braithwaite (2009), para estimar la vida de un glaciar en el futuro cercano:  $t = (H/-b) * 2,9$  donde  $t$  es tiempo de respuesta,  $H$  es espesor máximo del glaciar,  $-b$  es la ablación anual en el frente y 2,9 es la constante que incluye topografía, rango vertical, y balance de masa vertical (Raper y Braithwaite, 2009). Es importante remarcar que se trata de una mera aproximación y que los resultados permiten realizar una estimación del tiempo de vida, pero que deben ser interpretados con cautela.

Los resultados de esta ecuación son contrastados con las estimaciones realizadas a través de la proyección del ascenso de las ELAs a medio-largo plazo, asumiendo una tendencia en aumento de las temperaturas (y de las ELAs) similar al observado en el periodo 1960-2010.

# Capítulo 4

Clima y variabilidad climática

Tras el análisis de los datos climáticos mediante los métodos referidos en el apartado *Metodología* se presenta una caracterización de la variabilidad climática en el macizo de los Pirineos.

#### 4.1. El clima en los Pirineos en el periodo 1961-2010

El análisis de componentes principales clasifica las 17 estaciones utilizadas para el periodo 1961-2010 en dos patrones regionales diferenciados: la vertiente sur y norte del Pirineo.

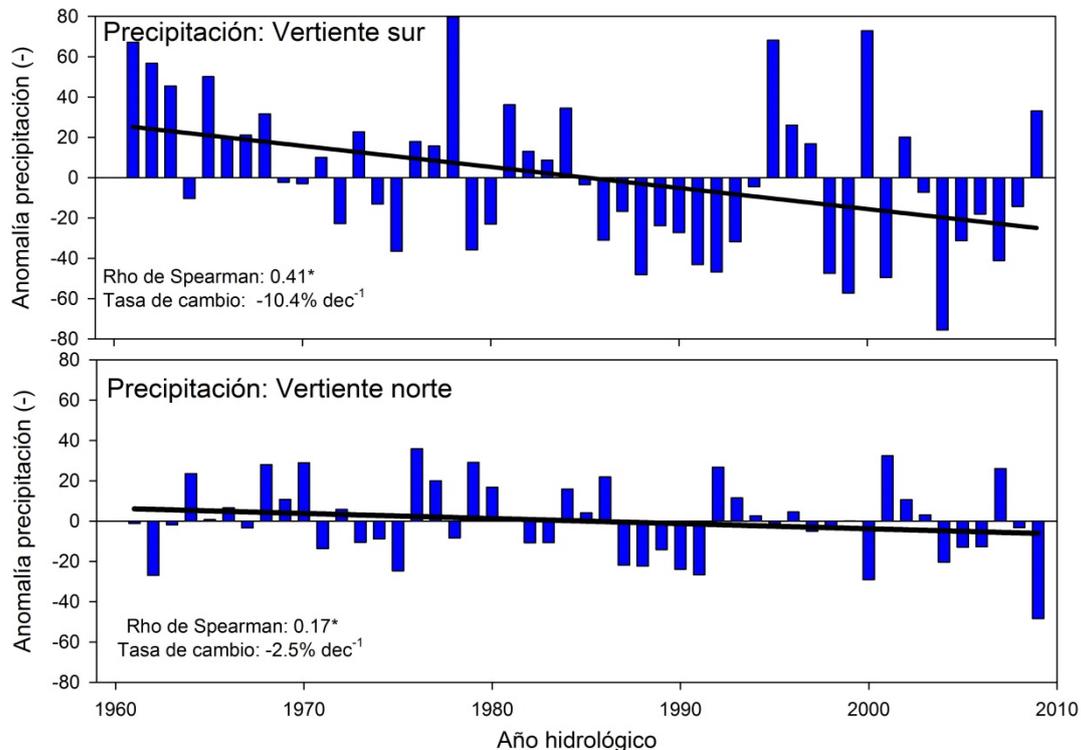


Fig. 4.1. Anomalías de precipitación en el periodo de acumulación (noviembre-abril) anuales respecto al periodo 1961-2010 y tendencia y tasa de cambio por década para la vertiente sur y vertiente norte del Pirineo.

El primero de los parámetros analizados ha sido la precipitación media en el periodo de acumulación (de noviembre a abril), infiriendo las anomalías de cada año respecto a la media de 1961-2010. En conjunto se observa una clara disminución de las precipitaciones, de -2,5 % por década en la vertiente francesa de la cordillera, y un marcado -10,4 % en la vertiente sur. Dentro de esta marcada

tendencia se observan, en ambas vertientes, oscilaciones en la cantidad de precipitación que generan periodos decadales húmedos o secos. Destacan las elevadas precipitaciones durante los años 60, seguidas de condiciones más secas durante los 70. Desde finales de los 70 y primeros años de los 80 se observa un aumento de las precipitaciones, seguido de una serie de años (1983-1993 en la vertiente sur y 1986-1990 en la norte y 2000-2009 en ambas vertientes) con precipitaciones anómalamente bajas. En conjunto se observa una tendencia a la reducción de precipitaciones, siendo esta notablemente más marcada en la vertiente sur del Pirineo (Fig. 4.1).

Respecto a las temperaturas medias del periodo de fusión (desde junio a septiembre), en la vertiente sur se observa un incremento de  $+0,19$  °C por década, que sin embargo no alcanza el umbral de significación del 95%. La disponibilidad de información de temperaturas máximas y mínimas revela que el mayor incremento se ha producido en las máximas, con un incremento de  $+0,29$  °C por década que es significativo al 95%, mientras que el incremento en las mínimas no es estadísticamente significativo, si bien se cuantifica en  $+0,15$  °C por década. En conjunto, las temperaturas medias han aumentado dramáticamente en la vertiente norte, con una tasa de cambio de  $+0,39$  °C por década, muy superior a los  $+0,19$  °C de la vertiente sur (Fig. 4.2).

Por lo tanto, en el conjunto de los Pirineos se observa una tendencia general de aumento de las temperaturas en el periodo de fusión con una tasa de cambio global de  $+0,29$  °C por década (ca.  $1,45$  °C de aumento acumulado entre 1960 y 2010) y un descenso porcentual de las precipitaciones invernales de  $-6,45$  % ( $-32,25$  % de reducción total). Estos cambios han tenido diferencias regionales importantes, mientras la vertiente francesa ha mostrado una disminución de las precipitaciones en el periodo de acumulación menos marcado ( $-2,5$  %), las temperaturas han subido más drásticamente ( $+0,39$  °C) que en la vertiente sur. En esta última vertiente, al contrario, las precipitaciones se han reducido significativamente ( $-10,4$  %) mientras que las temperaturas han mostrado un aumento moderado, de  $+0,19$  °C. El ascenso de  $0,29$  °C por década es similar a los resultados inferidos en Deaux et al (2014) para el conjunto del Pirineo en el periodo 2010-2014.

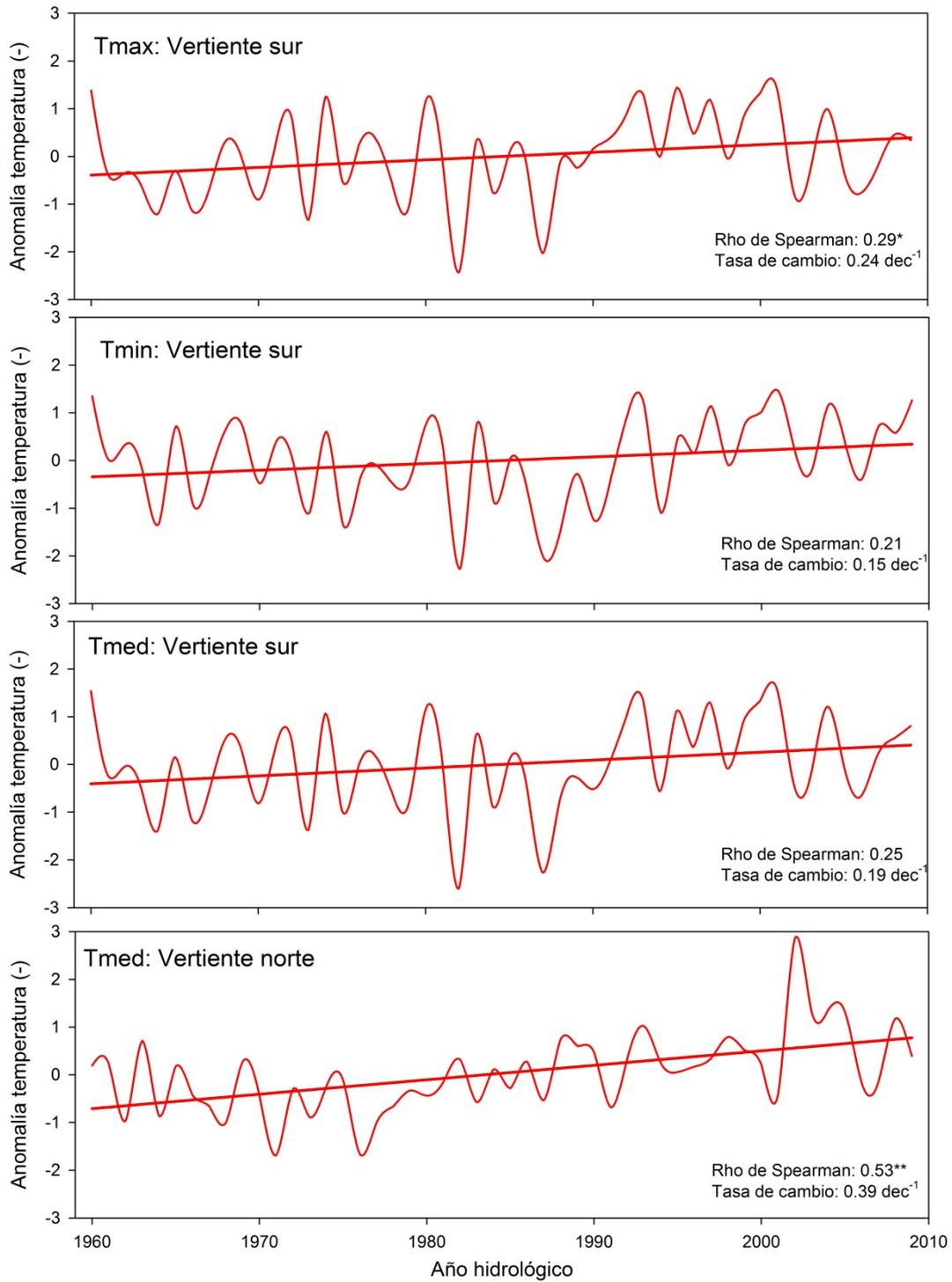


Fig. 4.2. Variabilidad espacial y temporal de las temperaturas en el periodo de fusión (junio-septiembre), basada en las anomalías. \* significación al 95%; \*\* significación al 99%

Estos resultados son en líneas generales consistentes con los de estudios previos. Para el conjunto de los Pirineos, el Informe OPCC2 sobre cambio climático

en los Pirineos (Cuadrat et al., 2018) muestra un claro aumento entre 1949 y 2010 de +0,2 °C por década, y hasta +0,4 °C de aumento por década en la estación de verano (Fig. 4.3). En cuanto las precipitaciones, estas reflejan un descenso medio de -2,5 % por década para la región Pirenaica, pero con valores más marcados para la estación invernal. No obstante, se destaca que las tendencias estacionales de precipitación no son estadísticamente significativas (Fig. 4.4), de manera que a esta escala temporal no se pueden deducir tendencias muy definidas (Cuadrat et al., 2018). En este sentido, recientes estudios han detectado un estacionamiento de las precipitaciones invernales en los Pirineos para las primeras décadas del siglo XXI (Six et al., 2002; López-Moreno et al., 2008; Vicente Serrano et al., 2011; Añel et al., 2014; Marzeion et al., 2014) ligado a oscilaciones negativas de la NAO (North Atlantic Oscillation).

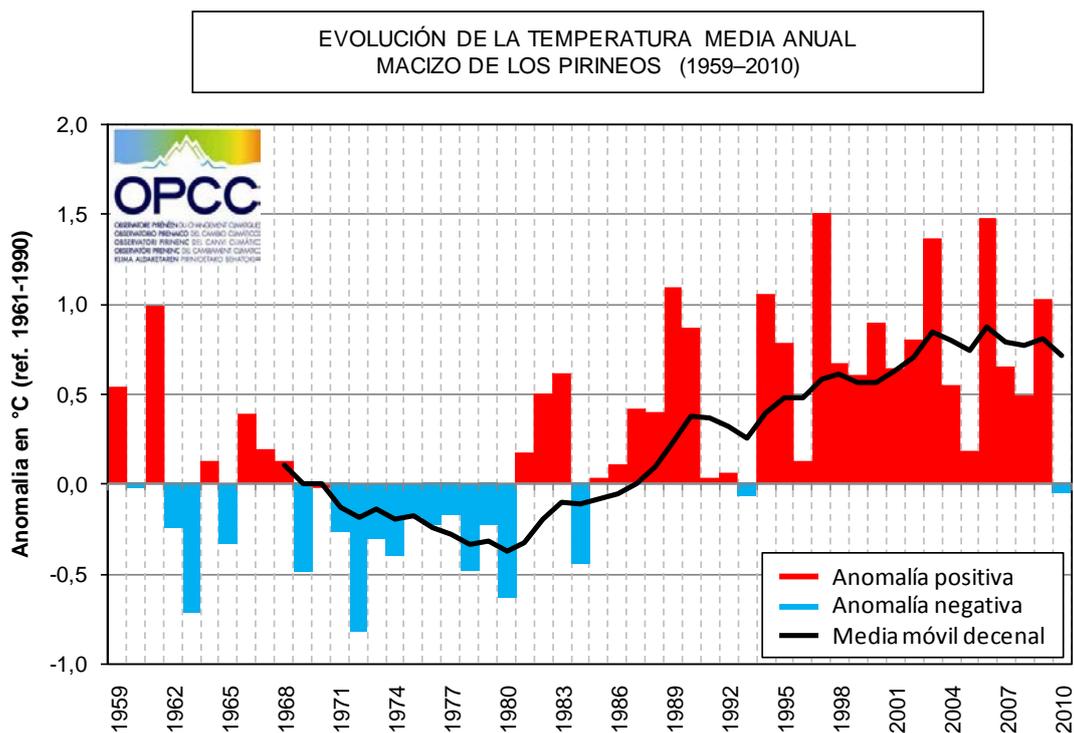


Fig. 4.3. Evolución de la temperatura media anual en el conjunto de los Pirineos durante el periodo 1959-2010. Se muestra la variabilidad anual respecto al valor medio del periodo de referencia 1961-1990 (en rojo, positiva; en azul, negativa) y la evolución de la media móvil para un periodo de 10 años (línea negra). Fuente: Cuadrat et al., 2018.

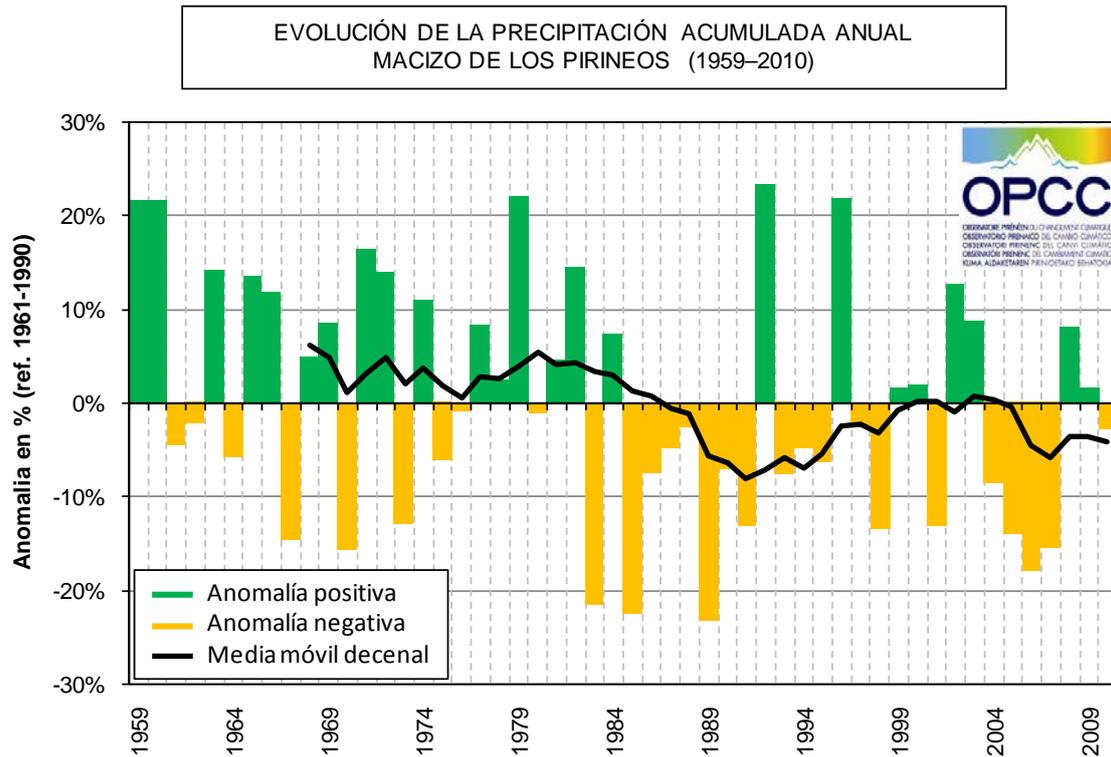


Fig. 4.4. Evolución de la precipitación anual en el conjunto de los Pirineos durante el período 1959-2010. Se muestra la variabilidad anual respecto al valor medio del período de referencia 1961-1990 (en verde si es positiva, en amarillo si es negativa) y la evolución de la media móvil para un período de 10 años (línea negra). Fuente: Cuadrat et al., 2018.

Estas tendencias regionales se pueden comparar con datos meteorológicos en estaciones a mayor altitud en los Pirineos, que representen mejor el ambiente y condiciones cercanas a los glaciares. Una de las mejores series temporales existente en los Pirineos se ha obtenido gracias a la estación meteorológica situada en el Refugio de Goriz (2250 m, 42.6633° N, 0.0150° E) a 2,5 km del glaciar de Monte Perdido (Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido), gestionada por AEMET y con series entre 1983-2017 (López-Moreno et al., 2018). En este periodo, las temperaturas durante el periodo de fusión muestran valores de +0,33°C por década (Fig. 4.5), con valores especialmente altos (por encima del percentil 75) desde el año 2003 (López-Moreno et al., 2018). Por otra parte, las precipitaciones en el periodo de acumulación reflejan una gran variabilidad, pero no muestran una tendencia estadísticamente significativa en el periodo 1983-2017 (López-Moreno et al., 2018).

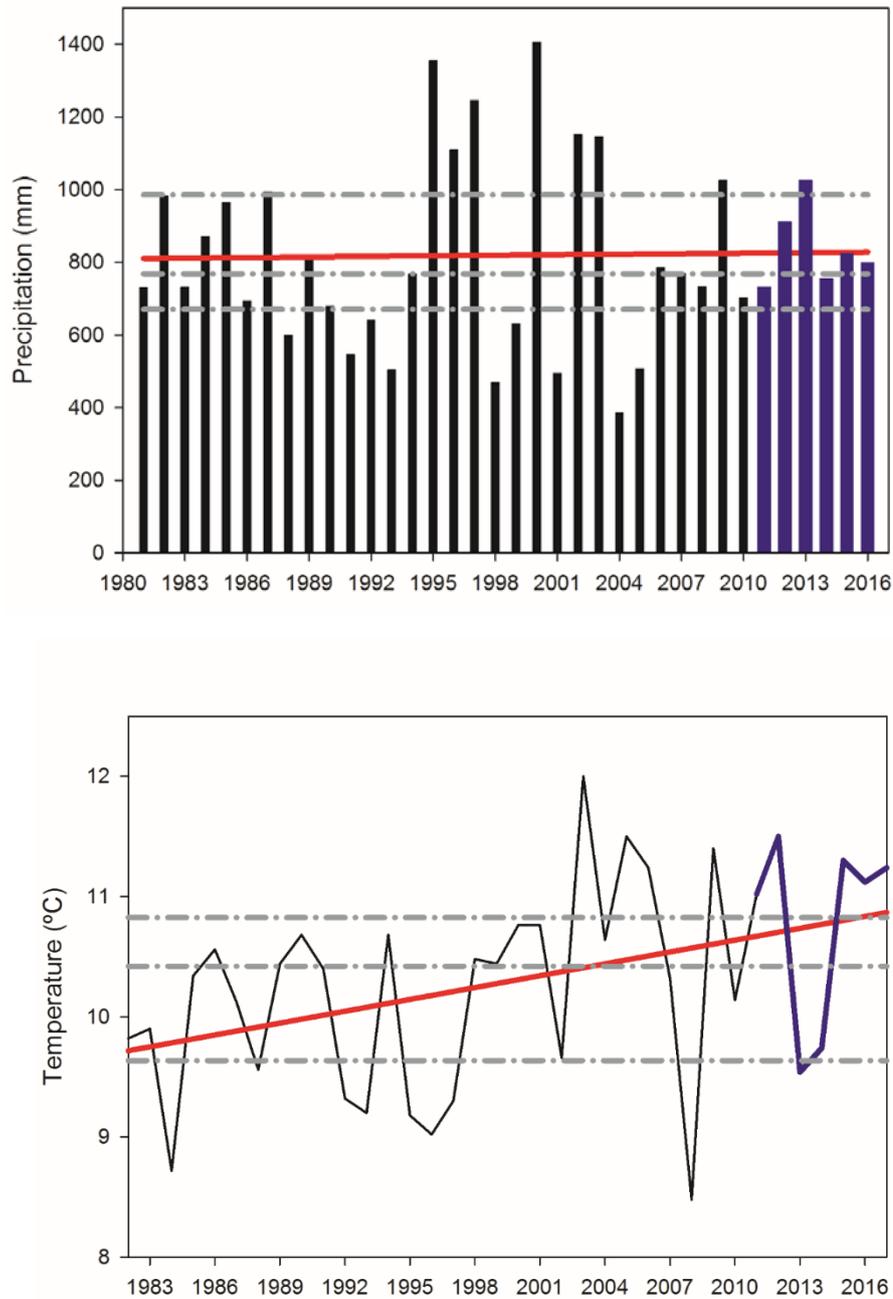


Fig. 4.5. Series temporales de precipitación en el periodo de acumulación (arriba) y temperatura media en el periodo de ablación (abajo) en la estación de Goriz. Las líneas de puntos indican los percentiles 25 y 75. Fuente: López-Moreno et al., 2018.

Como se ha señalado arriba, se ha detectado una tendencia lineal de las precipitaciones invernales en los Pirineos para las primeras décadas del siglo XXI (Six et al., 2002; López-Moreno et al., 2008; Vicente Serrano et al., 2011; Añel et al., 2014; Marzeion et al., 2014) posiblemente ligado a oscilaciones negativas de la

NAO. También se ha señalado que en función del periodo temporal elegido se observan tendencias más o menos marcadas. Buisan et al (2016) detectan una disminución de la precipitación en el periodo 1961-2014 pero analizando solamente el periodo 1985-2010 no encuentran tendencias significativas. Uno de los aspectos clave en las tendencias de estos periodos temporales es la influencia relativa de las décadas 60 y 70, notablemente más húmedas.

## 4.2. La variabilidad climática en los Pirineos en el periodo 2010-2014

Conociendo la variabilidad climática del periodo 1961-2010 es posible caracterizar en detalle los años 2010- 2014, en el que se han realizado las mediciones glaciológicas fundamentales de esta tesis doctoral, y así poder comprender la relación entre la variabilidad climática y la respuesta glaciaria (Fig. 4.6, Tabla 4.1.). Al igual que en el caso de la serie 1961-2010, la precipitación se refiere al periodo de acumulación (noviembre-abril) y las temperaturas al periodo de fusión (junio a septiembre). La caracterización de los 4 años estudiados se ha realizado en base a las estaciones meteorológicas de la vertiente sur del Pirineo, debido a que las series disponibles de la vertiente francesa no se prolongan más allá de 2010.

	T ° Max	T ° Min	T ° Med	Precipitación
<b>2010-2011</b>	+0,61	+0,40	+0,56	-5,32
<b>2011-2012</b>	+0,44	-0,08	+0,23	-54,86
<b>2012-2013</b>	-0,43	+0,04	-0,28	+25,62
<b>2013-2014</b>	+2,57	+2,99	+3,08	+12,09

Tabla 4.1. Anomalías de temperaturas medias máximas y medias mínimas (°C) en el periodo de fusión (junio-septiembre) y de precipitación (%) en el periodo de acumulación (noviembre- abril) respecto a 1961-2009 en la vertiente sur del Pirineo para los años 2010-2014.

Para cada año hidrológico se han inferido las anomalías de precipitaciones (%) en el periodo de acumulación (noviembre-abril) y de temperaturas máximas y mínimas en el periodo de fusión (junio-septiembre) respecto a 1961-2009 en la vertiente sur del Pirineo para los años 2010-2014. Cada año hidrológico se inicia en el periodo de acumulación y termina en el periodo de fusión; por ejemplo, el año hidrológico 2010 se inicia en noviembre de 2010 y termina en septiembre de 2011.

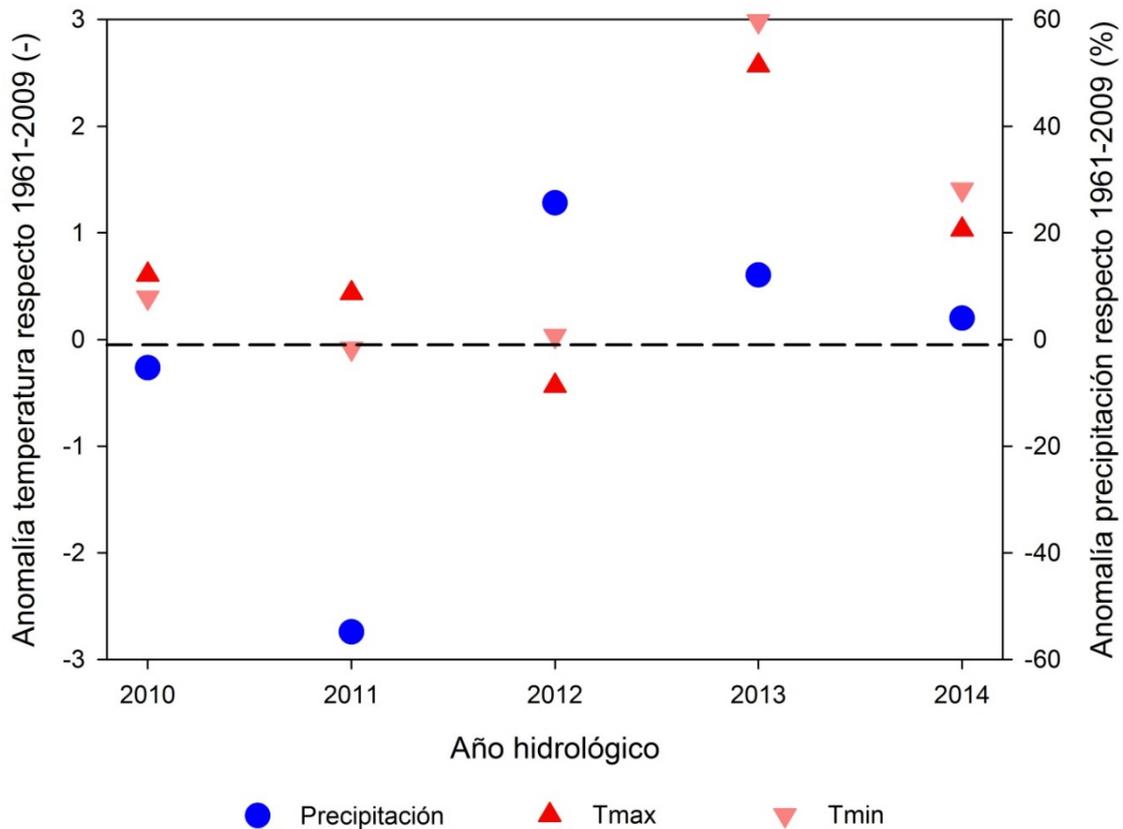


Fig. 4.6. Anomalías de precipitación (%) en el periodo de acumulación (noviembre-abril) y de temperaturas máximas y mínimas (°C) en el periodo de fusión (junio-septiembre) respecto a 1961-2009 en la vertiente sur del Pirineo para los años 2010-2015.

El año hidrológico 2010-2011 está caracterizado por precipitaciones muy ligeramente inferiores (-5,32 %) a la media del periodo 1961-2010 y con temperaturas superiores (anomalía de +0,56 °C) durante el periodo de fusión. El año hidrológico 2011-2012 se inicia con precipitaciones en el periodo de acumulación marcadamente inferiores a la media (anomalía -54,86 %), seguido de un periodo de fusión estival con temperaturas ligeramente superior que el periodo 1961-2010 (anomalía de + 0,23 °C). El año hidrológico 2012-2013 se caracteriza por precipitaciones excepcionalmente altas durante el periodo de acumulación (anomalía +25,62 %) pero seguido de un periodo de fusión de verano con temperaturas inferiores al promedio (anomalía -0,28 °C). Finalmente, el año hidrológico 2013-2014 se caracteriza por un periodo de acumulación con precipitaciones notablemente superiores a la media (anomalía +12,09 %), seguido

de un periodo de fusión con una anomalía positiva de temperaturas excepcional (+3,08 °C).

La respuesta de los glaciares tanto a la tendencia climática de las últimas décadas, como a la variabilidad anual en el periodo 2010-2014 se analiza e interpreta en profundidad en los capítulos 5. *Evolución glaciar en los Pirineos* y 6. *Discusión*.

# Capítulo 5

## Evolución Glaciar en los Pirineos

En este capítulo se presentan los resultados sobre la evolución glaciar general en el conjunto de los Pirineos (cambios en área entre 1850-1984, 1984-2008 y 2008-2016) y ascenso de las ELAs desde el final de la PEH. A continuación, se muestran los resultados obtenidos del análisis topoclimático mediante herramientas SIG, y se realiza una comparación entre los cambios de área recientes (2008-2016) y la influencia de los factores topoclimáticos para el conjunto de los glaciares pirenaicos. Finalmente se exponen los resultados sobre la evolución en detalle de los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue en base a las mediciones de TLS, DGPS y GPR realizadas entre 2010 y 2014 y contextualizadas en periodo 2008-2016. Se realiza a su vez una comparación de los datos de variabilidad climática con los resultados de evolución glaciar, para el conjunto de los glaciares de los Pirineos y detalladamente para los tres glaciares estudiados en profundidad.

### **5.1. Evolución reciente, cambios de extensión y estado actual de los glaciares de los Pirineos**

La delineación de los contornos glaciares mediante imágenes satélite realizadas en 2016, corroboradas con visitas a los glaciares ha permitido realizar un cálculo actualizado de la superficie glaciar en los Pirineos (Tabla 5.1). Los resultados muestran una superficie glaciar total de 242,06 ha en 2016. De esta manera se identifican 19 cuerpos glaciares distribuidos en 9 macizos, alojando superficies glaciares muy dispares: Balaitous (3,8 ha); Infiernos (5,73 ha); Vignemale (46,24 ha); Gavarnie-Monte Perdido (53,9 ha); Munia (4 ha); Posets (13,64 ha); Perdiguero (16,41 ha); Maladeta-Aneto (96,37 ha) y Mont Valier (2 ha). El cuerpo glaciar individual de mayor tamaño sigue siendo el glaciar del Aneto (42.6311° N, 0.6566° E) con 56,1 ha y el de menor tamaño la de Mont Valier (42.7979° N, 1.0857° E) con 2 ha (Fig. 5.1 y 5.2).

Una comparación de la superficie actual en 2016 con los datos contrastados y corregidos de estudios previos en tres momentos clave - 1850 (René, 2013 basado en Schrader, 1936 y reconstrucción geomorfológica), 1984 (Eduardo Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988; Serrat y Ventura, 1993; Arenillas Parra et al, 2008, Rico et al, 2016) y 2008 (René, 2013; Arenillas Parra et al, 2008) - nos permite obtener los

cambios en la superficie glaciar (Tabla 5.2). Sin que se trate de una reconstrucción integral de la evolución glaciar de los Pirineos desde el final de la PEH (tema ya sintetizado en los capítulos 1 y 2 y abarcado en otros trabajos como González Trueba et al., 2008) el esfuerzo se ha centrado en cuantificar los cambios y en particular en analizar el ritmo del retroceso glaciar de las últimas 3 décadas en el contexto de la evolución glaciar en los Pirineos durante el siglo XXI. No obstante, se trata de una aportación de interés, ya que actualiza los datos y los compara con los trabajos realizados por autores previos con datos anteriores, permitiendo seguir la evolución de los glaciares del Pirineo en el siglo XXI.

Macizo	Glaciar	Orientación	Cumbre Dominante (m)	Máxima Elevación (m)	Mínima Elevación (m)	Longitud (m)	ELA en 2016 (m)	Area (ha) en 2016
Balaitous	Las Neous	E	3144	3035	2865	332.1	2948.5	3.8
Infiernos	Infierno	N	3081	2970	2700	454.83	2854.5	5.73
Vignemale	Ossoue	E	3298	3190	2830	1139.66	3126.5	37.22
	Oulettes de Gaube	N		2690	2450	426.84	2532.5	6.19
	Petit Vignemale	N		2925	2720	282.01	2847.5	2.8
Gavarnie-Monte Perdido	Gabietous	N	3144	2875	2730	354.65	2828.5	7.59
	Taillon	N		2720	2590	421.65	2683.5	8.54
	Monte Perdido Superior e Inferior	N-NE	3355	3150	2730	544.71	2997	30.32 + 7.45 = 37.77
Munia	Munia	N-NO	3133	2835	2725	225.26	2805.5	4
Posets	La Llardana	NO	3371	3100	2930	281.25	3031.5	7.56
	La Paul	N-NE		3145	2935	371	3061.5	6.08
Perdiguero	Seil de la Baque	N-NE	3110	3020	2830	247.88	2967.5	8.86
	Portillon d'Oo	N	3222	2940	2820	219.58	2832.5	3.1
	Boum	N-NE	3006	2880	2760	223.91	2898.5	4.45
Maladeta-Aneto	Maladeta Occidental y Oriental	N-NE	3312	3180	2935	664.56	3119.5	26.38 + 3 = 29.38
	Aneto Occidental y Oriental	N-NE	3404	3255	3020	606.41	3160.5	51.68 + 4.42 = 56.1
	Barrancs	NE		3275	3095	334.42	3230.5	4.48
	Tempestades	NE	3296	3085	2945	209.98	3013.5	6.41
Mont-Valier	Valier	E	2838	2550	2360	340.62	2511.5	2
<b>TOTAL</b>								<b>242.06</b>

Tabla 5.1. Superficie glaciar en 2016 y características de los glaciares pirenaicos.

Se han obtenido una serie de valores por glaciar, macizo y conjunto de los Pirineos:

- Cambios absolutos de área
- Cambios relativos (%) para cada periodo
- Tasa de cambio anual-absoluta (ha) y relativa (%) - para el periodo 1850-2016 y los subsecuentes periodos de 1850-1984, 1984-2008 y 2008-2016.

- Número total de glaciares por macizo y para el conjunto de los Pirineos.
- Estimación de ELAs actuales y comparación con cálculos previos.

Desde 1850 a 2016 los glaciares de los Pirineos han perdido un 88,12 % de su área (1817,94 ha desaparecidas) implicando una drástica reducción en el número de glaciares, de 52 a 19 (un 63,4 % del número de glaciares se han perdido). La tasa de cambio anual para el conjunto del periodo ha sido de  $-10,95 \text{ ha a}^{-1}$  y un  $-0,53 \% \text{ a}^{-1}$ . No obstante, los cambios en la superficie glaciar no han sido homogéneos y es posible inferir cambios significativos que ayudan a contextualizar la dinámica en las últimas décadas (Fig. 5.3):

- Entre 1850 y 1984 la superficie glaciar cambió de 2060 a 810,33 ha ( $-1249,67 \text{ ha}$ ) suponiendo una reducción del 60,66 %. La tasa de cambio para este periodo fue de  $-9,33 \text{ ha}$  y  $-0,46 \% \text{ de a}^{-1}$ . El número de glaciares se redujo de 52 a 39.
- De 1984 a 2016 la superficie glaciar se redujo a 242,06 ha y de 39 glaciares a 19. La reducción respecto al área en 1850 es de tan solo  $-27,59 \%$ , pero si tenemos en cuenta el porcentaje de cambio en el propio periodo observamos que este ha sido de una reducción del  $-70,13 \%$  en 32 años. La tasa de cambio para este periodo fue de  $-17,66 \text{ ha}$  y  $-2,19 \% \text{ de a}^{-1}$  (Fig. 5.3).

Analizando el periodo 1984-2016 es posible inferir diferencias en la evolución glaciar. De 1984 a 2008 la superficie glaciar se redujo de 810,33 a 306,5 ( $-503,83 \text{ ha}$ ) y el número de glaciares descendió de 39 a 22 (Ver Tabla 5.2). En este periodo la superficie respecto a 1984 se redujo en un  $-62,18 \%$  con una tasa de pérdida de superficie anual del  $-2,59 \% / -20,99 \text{ ha a}^{-1}$ . Por otra parte, en el periodo 2008-2016 se ha detectado una reducción de  $-64,44 \text{ ha}$  en 8 años, implicando una reducción del  $-21,02 \%$  respecto a 2008. Las tasas de cambio en estos últimos años son por lo tanto de  $-8,06 \text{ ha}$  y  $-2,63 \% \text{ a}^{-1}$  respecto a 2008 y el número total de glaciares se ha reducido de 22 a 19 entre 2008 y 2016 (Pailla oeste, Posets y Seil de la Baque Oeste han pasado a convertirse en heleros; ver Tabla 5.2).

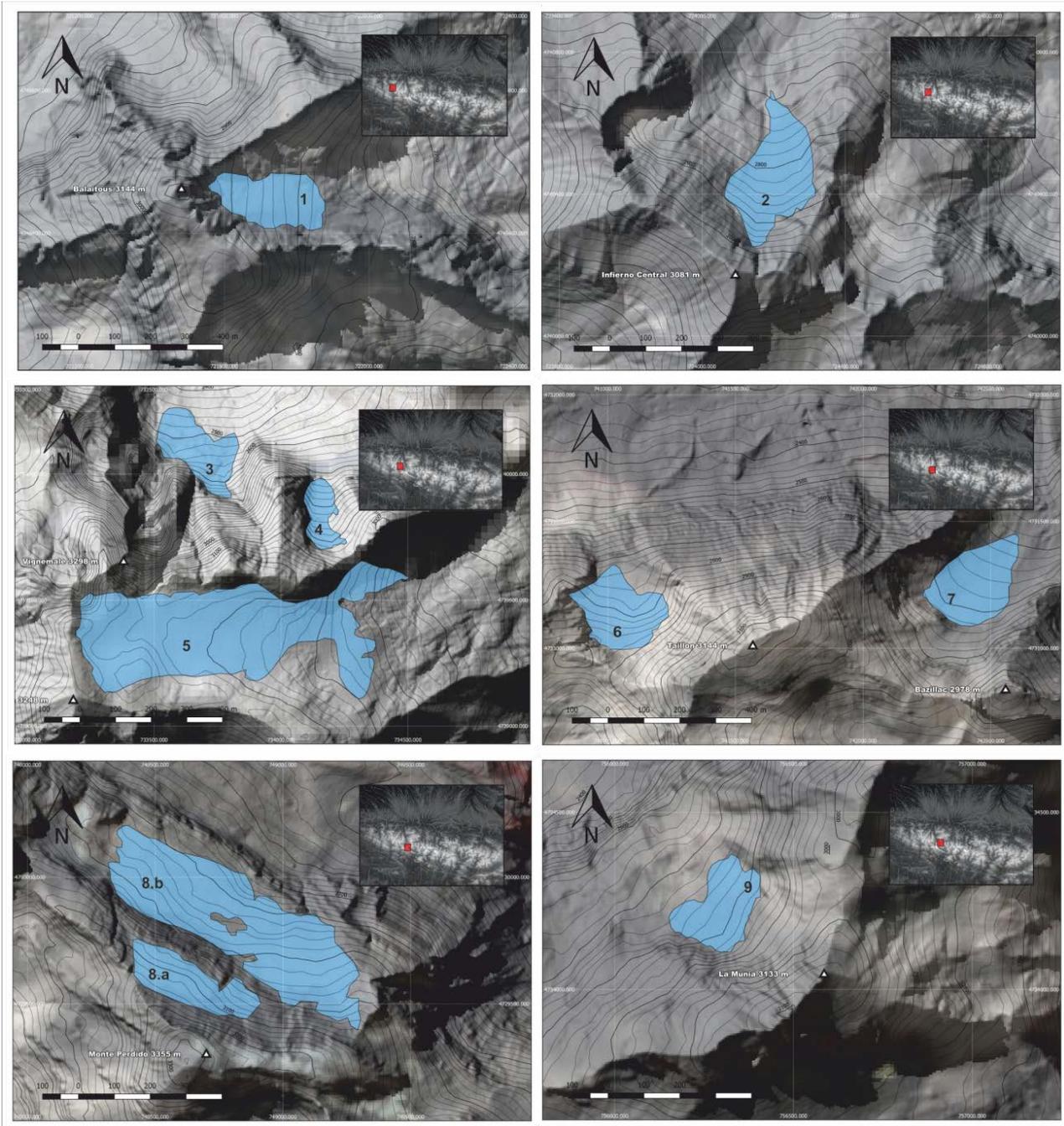


Fig. 5.1. Superficies actualizadas de los glaciares de Las Neus (1), Infierno Central (2), Oulettes de Gaube (3), Petit Vignemale (4), Ossoue (5), Gabetous (6), Taillon (7), Monte Perdido (8.a Superior; 8.b Inferior) y La Munia (9).

Por lo tanto, el retroceso glaciar posterior a los años 80 ha doblado el ritmo y las tasas de cambio del siglo XX, pasando de  $-9,33 \text{ ha a}^{-1}$  entre 1850 a 1984 a pérdidas de  $-17,76 \text{ ha a}^{-1}$  para 1984-2016. No obstante, se observa que durante el primer periodo de 1984-2008 la velocidad del retroceso ( $-20,99 \text{ ha a}^{-1}$ ) es superior a la tasa de cambio del periodo reciente de 2008-2016 ( $-8,06 \text{ ha a}^{-1}$ ). Al observar las tasas de

cambio anual por periodo, relativas a 1850, estas reflejan una clara aceleración desde los años 80 hasta la primera década del siglo XXI ( $-1,02 \% a^{-1}$ ) que parece haberse reducido recientemente desde 2008 hasta la actualidad, con tasas de cambio de  $-0,39 \% a^{-1}$  (Fig. 5.3). Sin embargo, los cambios relativos por periodo no difieren excesivamente ( $-2,58 \% a^{-1}$  para 1984-2008 y  $-2,63 \% a^{-1}$  para 2008-2016). Este cambio en la tendencia de pérdida de área puede estar ligado a la disminución global de área glaciar en el Pirineo, que implica intrínsecamente que se reduzcan los valores absolutos de pérdida anual. Esto explica que las tasas de cambio absolutas hayan pasado de  $-20,99 ha a^{-1}$  del periodo 1984-2008 a  $-8,05 ha a^{-1}$ , pero que las tasas relativas de porcentaje en cada periodo sean muy similares ( $-2,59 \%$  y  $-2,63 a^{-1}$  respectivamente).

Comparando los datos de tendencia climática desde mediados del siglo XX hasta la actualidad con la evolución glaciar es posible establecer relaciones preliminares de causa efecto. Los factores principales para explicar el acusado retroceso glaciar desde los años 80 son el aumento de temperaturas y el descenso de precipitaciones desde 1960. Las temperaturas medias desde mediados de los años 60 han aumentado  $+0,29 ^\circ C$  por década en el Pirineo y se mantienen con el mismo incremento hasta la actualidad (López-Moreno et al., 2018). Las precipitaciones en los años se 1983-1993 en la vertiente sur y 1986-1990 en la norte fueron anómalamente bajas y en conjunto se observa una tendencia a la reducción de precipitaciones de más del  $-6 \%$  por década desde 1960, siendo está notablemente más marcada en la vertiente sur del Pirineo. No obstante, las tendencias de precipitación desde los años 80 no han sido claras, y a pesar de la elevada variabilidad interanual, se observa un estancamiento en la cantidad de precipitaciones. Por lo tanto, la respuesta en los cambios de extensión a medio plazo (desde los años 80) apunta a estar dirigida principalmente por el aumento de las temperaturas.

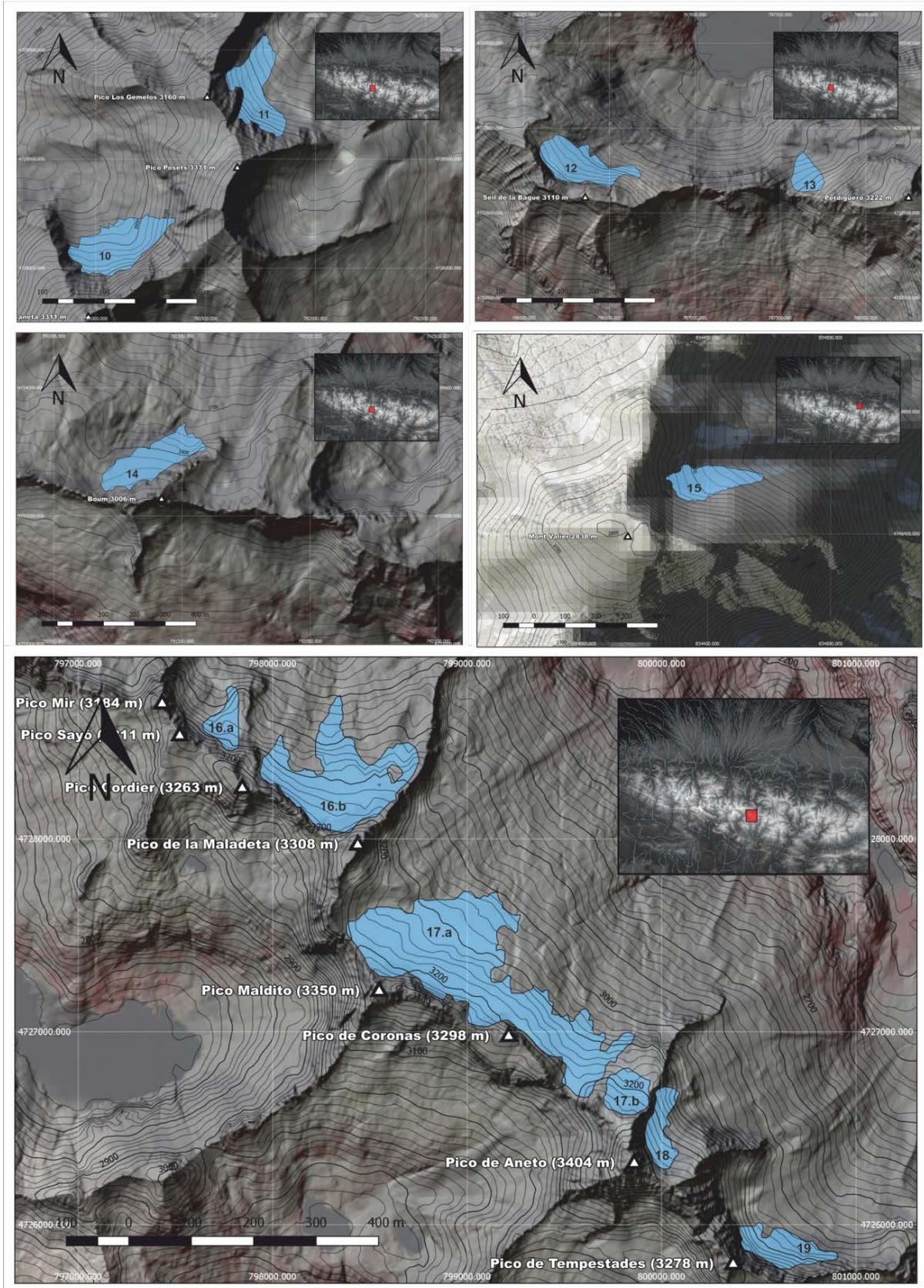


Fig. 5.2. Superficies actualizadas de los glaciares de La Llardana (10), La Paul (11), Seil de la Baque (12), Portillon d'Oo (13), Boum (14), Mont Valier (15), Maladeta (16.a Occidental, 16.b Oriental), Aneto (17.a Oriental, 17.b Occidental), Barrancs (18) y Tempestades (19).

Por otra parte, a escala sub-decadal la variabilidad climática introduce variaciones importantes en los cambios de extensión glaciar: Por ejemplo, recientemente se han sucedido una serie de años (2010, 2013, 2014) con mayores precipitaciones en el periodo de acumulación (+25 % superior en 2012-2013, y +12 % superior en 2013-2014) que han podido afectar al ritmo de pérdida de área glaciar desde 2008 a la actualidad. En el caso de 2012-2013 el aumento de las precipitaciones invernales fue acompañado por una anomalía negativa de la temperatura estival de -0,28 mientras que en 2013-2014 las temperaturas estivales mostraron una anomalía positiva de más de +3 °C.

La tendencia general de los cambios en el área glaciar demuestra estar por lo tanto dirigida por el aumento mantenido de las temperaturas, lo que explica la aceleración de las pérdidas de superficie desde los años 80 en el conjunto de los Pirineos. En periodos cortos como 2008-2016 se observa una mayor variabilidad en los cambios de área, en especial en los glaciares de menor tamaño (inferiores a 10 ha), como en los casos de La Munia, Mont Valier e Infiernos, con porcentajes entre 0 y 1 %, y Las Neus, Oulettes de Gaube, Barrancs, Tempestades con porcentajes entre 35 y 50 % en el mismo periodo de tiempo. La elevada variabilidad de los cambios de área de pequeños glaciares de montaña ya ha sido observada por Huss y Fisher (2016) en los alpes. Esta gran variabilidad en los cambios puede estar ligada a las características locales y topoclimáticas de cada glaciar y por lo tanto influir - en periodos temporales sub-decadales - a los ritmos de pérdida de área glaciar. A su vez, es conocido (Carturan et al., 2013; Fisher, 2018) que la influencia de la variabilidad de las precipitaciones invernales afecta con mayor incidencia a los pequeños glaciares de montaña (< 0,5 km<sup>2</sup>), aumentando la dispersión de los valores en los cambios de extensión. Finalmente, es importante tener en cuenta que los errores derivados del cálculo de área glaciar mediante teledetección aumentan proporcionalmente cuanto más pequeño es el glaciar, factor a tener en cuenta a la hora de interpretar los datos en los glaciares de menores dimensiones.

Massif	Glacier Name	1850 (ha)	1984 (ha)		2008 (ha)		2016 (ha)	
		Massif	Glacier	Massif	Glacier	Massif	Glacier	Massif
Balaitous	Las Neus	90	28	38	8	8	3.8	3.8
	Pabat		10					
	Frondiellas							
	Brecha La Tour							
	Balaitous SE							
Infiernos	Infierno Central	50	9	15	6	6	5.73	5.73
	Infierno Oriental		6					
Vignemale	Ossoue	180	70	106	46	62.5	37.22	46.21
	Oulettes de Gaube		18		13		6.19	
	Petit Vignemale		12		3.5		2.8	
	Monferrat		6					
	Clot de la Hount							
Gavarnie-Monte Perdido	Gabietous	455	26	165	8	62	7.59	53.9
	Taillon		26		12		8.54	
	Pailla Oeste		15		3.5			
	Pailla Este							
	Astazous		8.5					
	Cascada		5.6					
	Marbore W		11.6					
	Brecha Roland		12.3					
	Marbore		7					
	Cilindro		5					
	Monte Perdido		48		38.5		37.77	
	Soum de Ramond SE							
	Soum de Ramond SW							
Pic-Long	Tourrat	95	7	21		0		0
	Pays Bache		14					
Munia	Munia	45	6.2	11.2	4	4	4	4
	Barroude							
	Robiñera		5					
Posets	La Llardana	110	23	47.33	9	18	7.56	13.64
	La Paul		11.33		7		6.08	
	Posets		13		2			
Perdiguero	Gourg Blancs	420	27	133.5		23.5		16.41
	Seil de la Baque Oeste		39		2		8.86	
	Seil de la Baque Este				11.5		3.1	
	Portillon d'Óo		16.4		4		4.45	
	Boum		14		6			
	Cabrioles		17.5					
	Maupas		10.6					
	Graoues		9					
	Literola							
Maladeta-Aneto	Maladeta	610	60	272	33	120	29.38	96.37
	Aneto		132		69		56.1	
	Barrancs		28		8		4.48	
	Tempestades		34		10		6.41	
	Salenques		5					
	Coronas		13					
	Alba							
	Cregueña							
	Llosas							
Mont-Valier	Mont Valier	5	5	5	2	2	2	2
<b>TOTAL AREA</b>		<b>2060</b>		<b>810.33</b>		<b>306.5</b>		<b>242.06</b>
<b>TOTAL Nº GLACIERS</b>		<b>52</b>		<b>39</b>		<b>22</b>		<b>19</b>

Tabla 5.2. Cambios de superficies (ha) y número de glaciares para cada macizo y glaciar en 1850 (René, 2013 basado en Schrader, 1936 y reconstrucción geomorfológica), 1984 (Serrat y Ventura, 1993; Arenillas Parra et al, 2008, Rico et al, 2016), 2008 (René, 2013; Arenillas Parra et al, 2008) y 2016 (cálculos propios).

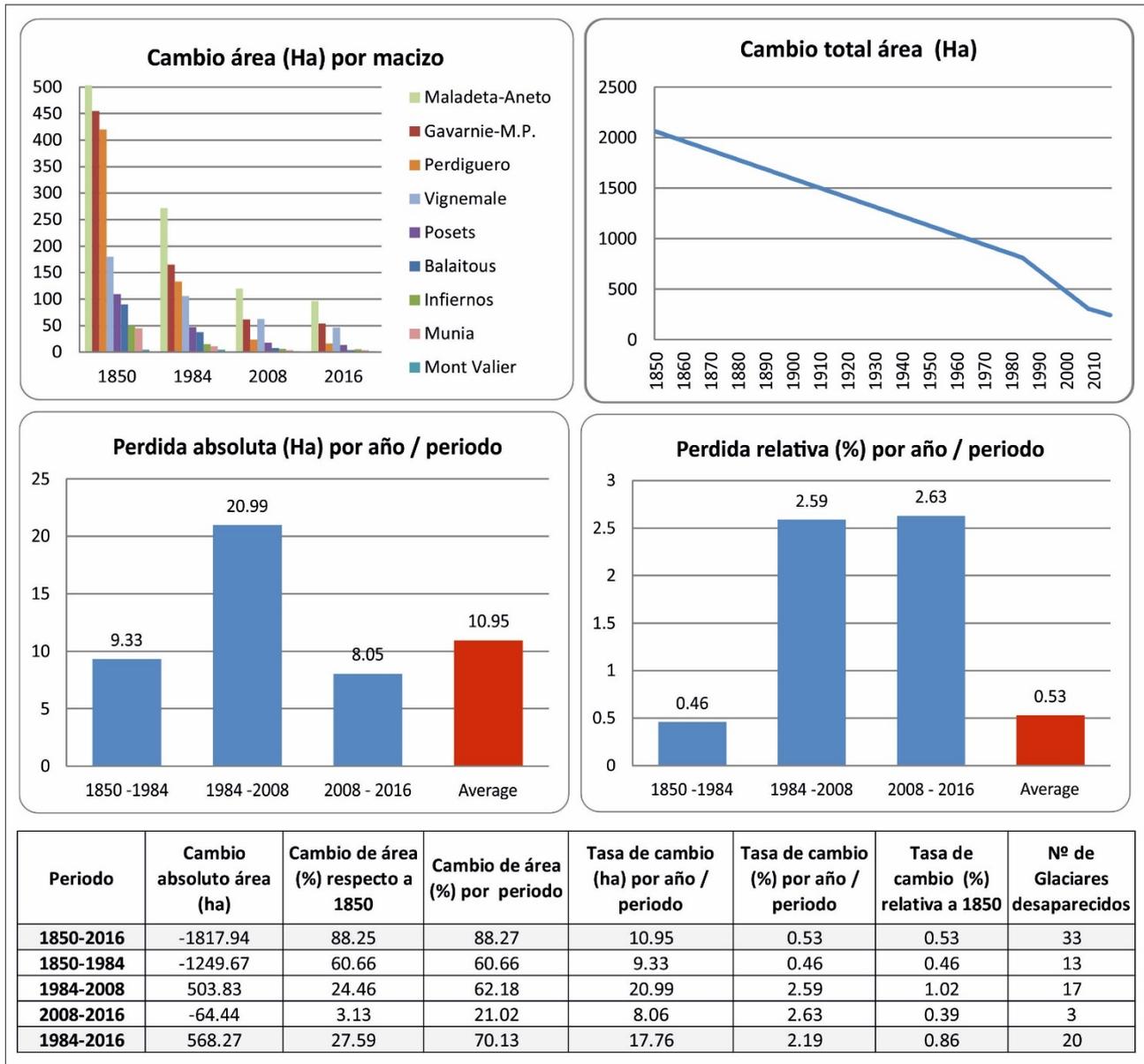


Fig. 5.3. Cambios en la superficie glaciar en los Pirineos. De arriba-izquierda abajo: Cambios de área por macizo, cambio de área total, tasa de cambio (perdidas) absoluta por año, tasa de cambio (pérdidas) relativas por periodo y tabla con datos clave.

El ascenso de las ELAs ha sido estimado para los macizos glaciados representativos en la actualidad (Tabla 5.3). El mayor ascenso se ha detectado en el macizo de Balaitous, pasando de una ELA a 2621 m al final de la PEH (1850) a 2943 m en 2016. El menor ascenso de ELAs se registra en el macizo de Posets con 109 m de diferencia entre el final de la PEH y la actualidad. Cabe destacar el gradiente oeste-este en los valores de la ELA, claramente relacionado con la influencia oceánica y la persistencia de frentes húmedos ligados a situaciones sinópticas de N

y W. Así a mediados del siglo XIX las ELAs para los macizos (ordenados del más occidental al más oriental) de Balaitous, Infiernos, Monte Perdido, Posets y Maladeta eran 2621, 2650, 2700, 2930 y 2879,5 respectivamente, siendo 2805-2815 m la media de las ELAs para el Pirineo. El gradiente se mantiene en la actualidad, siendo para los macizos de Infiernos, Vignemale, Monte Perdido, Posets, Perdiguero y Maladeta de 2849, 2828, 2992, 3039, 2896, y 3135 m. En el caso del macizo de Balaitous se detecta un ascenso de 322 m, superior a los valores de Infiernos (199 m), posiblemente causado por el fuerte gradiente altitudinal del glaciar (Fig. 5.3). Los casos de La Munia y Mont Valier destacan por ELAs actuales significativamente bajas, de 2800. y 2506 m respectivamente. A pesar de que su ubicación sea muy distinta, ambos glaciares caracterizan por encontrarse muy anichados en sus respectivas zonas originales de acumulación y alimentados por avalanchas a cobijo de escarpadas paredes de circo con orientación norte.

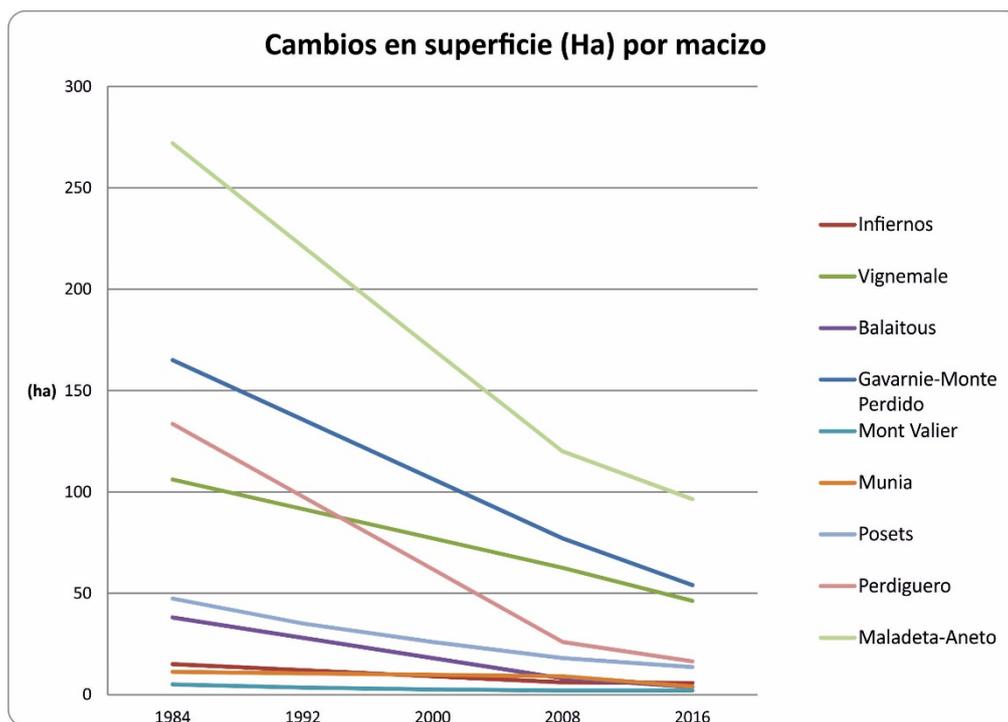


Fig. 5.4. Cambios en superficie glaciar (ha) por macizos en el periodo 1984-2016.

En el conjunto de los Pirineos la ELA ha pasado de situarse a unos 2810 m al final de la PEH (González Trueba et al., 2008) a 3000 m para el comienzo del siglo XXI y  $3079 \pm 14$  m en 2016. El ascenso térmico inferido entre 1850 y 2000 es de 1,14

°C (190 m de ascenso) lo cual es consistente con los resultados de 0,95-1 °C de ascenso térmico desde el final de la PEH hasta comienzos de los 2000 (Lampre, 1994; Chueca et al., 1998; López-Moreno, 2008; González Trueba et al., 2008). En los Picos de Europa se han inferido valores similares de entre 0,9-1 °C desde el final de la PEH hasta comienzos del siglo XXI (González Trueba, 2006).

El ascenso térmico desde 1850 hasta 2016 es de  $+1,61 \pm 0,08$  °C ( $+269 \pm 14$  m de ascenso de la ELA) lo que refleja y confirma un acentuamiento de condiciones ambientales desfavorables desde comienzos del siglo XXI a la actualidad y el desequilibrio del conjunto de los glaciares de los Pirineos. El ascenso térmico registrado en las estaciones meteorológicas (Capítulo 4.) para la región de los Pirineos es de  $+0,29$  °C por década desde 1960, es decir de entre  $+1,45$  y  $+1,74$  °C de ascenso desde mediados del siglo XX. Esto es coherente en líneas generales con el aumento de temperatura de  $+1,61 \pm 0,08$  °C inferido del ascenso de las ELAs. En particular, el ascenso regional de las ELAs (de 3000 a 3079 m) detectado entre comienzos del siglo XX y 2016 implica un aumento de temperaturas de  $+0,47$  °C en 16 años ( $+0,029$  a<sup>-1</sup>) y en línea con la estimación regional de  $+0,29$  °C de ascenso por década ( $+0,029$  °C a<sup>-1</sup>) de las temperaturas del periodo estival inferidas en este trabajo.

En la actualidad solo 4 de los 19 glaciares actuales cuentan con cotas medias por encima de  $3079 \pm 14$  m (ELA regional en 2016). De estos 4 glaciares, Aneto, Ossoue y Maladeta cuentan con una superficie glaciar significativa por encima de esta altura, ya que el glaciar de Barrancs se encuentra muy degradado y en transición a helero (Tabla 5.3). La persistencia de cuerpos glaciares activos a cotas inferiores solo es explicable debido a la influencia de factores locales como alimentación por avalanchas, reducción de la insolación al retraerse en las paredes del circo y acumulaciones excepcionales por el efecto ventisca a sotavento. Como se verá posteriormente, estos factores son determinantes en las fases finales de los pequeños glaciares de montaña en los Pirineos y que guardan similitudes con glaciares topoclimaticamente controlados en los Alpes, Sur de Europa (Pirin, Gran Sasso) y Picos de Europa.

Glaciar	Altura Máxima Glaciar	Altura Mínima Glaciar	Altura Media	ELA 2016
<b>Maladeta Or.</b>	3180	2935	<b>3096</b>	<b>3114</b>
La Paul	3145	2935	3044	3051
<b>Ossoue</b>	3190	2830	3081	<b>3121</b>
<b>Aneto Oc.</b>	3255	3020	<b>3145</b>	<b>3155</b>
Infiernos	2970	2700	<b>2819</b>	2849
Llardana	3100	2930	3022	3026
<b>Barrancs</b>	3225	3095	<b>3217</b>	<b>3225</b>
Tempestades	3275	2945	3004	3008
Gabietous	2875	2730	2811	2823
Taillon	2720	2590	2670	2678
M. Perdido Inf.	3056	2723	2870	2992
Las Neus	3028	2862	2937	2943
Oulettes	2661	2445	2530	2527
Petit Vignemale	2925	2716	2823	2837
Boum	2869	2730	2817	2893
Portillon d'Óo	2886	2782	2828	2832
Seil de la Baque	3056	2867	2954	2962
Mont Valier	2590	2365	2478	2506
La Munia	2838	2730	2782	2800
<b>REGIONAL</b>	2992	2786	2891	<b>3079 ± 14</b>

Tabla 5.3. Parámetros altitudinales de los glaciares de los Pirineos y ELA (2016) para cada uno de ellos y a nivel regional. En negrita se señalan los glaciares con cotas medias aún por debajo de la ELA regional.

Realizando una proyección del aumento de las ELAs si el ritmo observado desde la PEH se mantiene ( $+269 \pm 14$  m en 166 años;  $+1,62 \pm 0,08$  m por año) estas llegarían a superar los 3180 m a mediados del siglo XXI, siendo 3180 m el límite superior de los glaciares pirenaicos a mayor altitud (Aneto oriental está a 3255 m pero se encuentra separado del cuerpo principal del Aneto y en transición a helero sin movimiento; Barrancs alcanza los 3275 m pero también está actualmente muy degradado y sin dinamismo) e inhibiendo la posibilidad de acumulación y retención de nieve y mantenimiento de procesos glaciares. Por lo tanto, se estima que, de mantenerse las tendencias climáticas, los glaciares de los Pirineos podrían desaparecer a mediados del siglo XXI, lo cual es consistente con estimaciones realizadas previamente (Serrano, 2004).

MACIZO	ELA PEH	ELA comienzo XXI	ELA 2016	PEH - 2016 (m)	Aumento °C
BALAITOUS	2621 <sup>1</sup>	2805 <sup>1</sup>	2943	322	1,93
INFIERNOS	2650 <sup>1</sup>	-	2849	199	1,19
VIGNEMALE	-	-	2828	-	-
MONTE PERDIDO	2700 <sup>2</sup>	2937 <sup>2</sup>	2992	292	1,75
MUNIA	-	-	2800	-	-
POSETS	2930 <sup>3</sup>	3074 <sup>3</sup>	3039	109	0,65
PERDIGUERO	-	-	2896	-	-
ANETO-MALADETA	2879,5 <sup>4</sup>	3000-3010 <sup>4</sup>	3135	255	1,53
MONT VALIER	-	-	2506	-	-
PIRINEO	2805-2815 <sup>5</sup>	3000 <sup>5</sup>	3079	269	1,61

Tabla 5.4. ELAs durante el final de la PEH, principios del siglo XXI y 2016. Ascenso de las ELAs desde 1850 a 2016 y aumento de temperaturas para los macizos más representativos y el conjunto del Pirineo. Fuentes: 1. López-Moreno, 2000; 2. García Ruiz et al., 2014; 3. Serrano et al., 2002; 4. Chueca et al., 2005; 5. González Trueba et al., 2008.

## 5.2. Evolución glaciar y factores topoclimáticos

En el apartado 5.1. se han expuesto los resultados sobre las variaciones de área en las últimas décadas, quedando patente una aceleración en las pérdidas en el periodo 1984-2016 respecto al periodo 1850-1984. Así mismo, en el periodo 2008-2016 se ha observado una elevada variabilidad en las pérdidas de área en distintos glaciares, lo que puede estar condicionado por factores topoclimáticos. Para tratar de comprender la importancia de estos factores en la evolución glaciar y diferenciar posibles patrones de cambio se han calculado mediante SIG los siguientes parámetros en los 19 glaciares actuales:

- Altitud media: para cada glaciar, valor medio de todas sus cotas.
- Rango altitudinal: diferencia altitudinal entre el punto más alto y el más bajo.
- Área: Superficie en hectáreas de cada glaciar.
- Orientación: para cada cuerpo glaciar, orientación en base a 0-360° y desglosado en valores trigonométricos: norte-sur (1 a -1) y este-oeste (-1 a 1).
- Latitud y Longitud: situación de cada glaciar en coordenadas UTM.

- Distancia a la divisoria: distancia a la divisoria desde un punto medio de localización del glaciar. Para su representación en gráficos se han designado valores negativos al sur de la divisoria y positivos al norte de esta.
- Pendiente: la pendiente media de cada glaciar en %.
- Radiación Solar: radiación de la media de todos los píxeles para cada glaciar en Wh/m<sup>2</sup> (Wattios por hora / m<sup>2</sup>).

Los valores para cada uno de los glaciares se sintetizan en la Tabla 5.5 mientras que en la figura 5.6 se representan en forma de gráficos que incluyen los valores máximos, mínimos en los extremos y percentiles de 10, 75, mediana, 25 y 10. Los datos sobre las orientaciones de los 19 glaciares se muestran en la figura 5.5.

Nombre	Indicativo	AREA (ha)	Cambio 2008-2016 (%)	Cambio 2008-2016 (ha)	Rango altura (m)	Elevación (m)	EW*	NS**	Orientación	Distancia Divisoria (m)	Radiación Solar (Wh/m <sup>2</sup> )	Pendiente (%)	Latitud (UTM)	Longitud (UTM)
Infierno Central	I	5.73	4.5	0.3	273.0	2819.1	-0.13	0.89	351.50	3350.4	854042.7	35.3	4740455.8	724200.3
Las Neous	LN	3.80	52.5	4.2	166.0	2936.8	0.99	0.00	89.80	36.5	1423302.6	28.6	4746516.8	721731.7
Ossoue	Ossoue	37.22	19.1	8.8	381.0	3081.0	0.60	-0.13	102.10	195.0	1522954.9	20.6	4739372.6	733775.5
Petit Vignemale	PV	2.80	20.0	0.7	209.0	2823.2	0.06	0.88	4.41	679.7	672875.8	40.8	4739837.8	734159.0
Oulettes de Gaube	OG	6.19	52.4	6.8	216.0	2529.6	0.04	0.96	2.30	278.9	692133.5	32.5	4740094.7	733673.0
Gabietous	G	7.59	5.1	0.4	163.0	2811.0	-0.04	0.88	357.20	58.8	985716.3	30.1	4731142.8	741048.7
Taillon	TA	8.54	28.8	3.5	129.0	2670.0	0.39	0.86	24.70	325.9	1150038.0	19.3	4731252.0	742439.7
Maladeta ori	Maladeta	26.28	11.0	3.6	304.0	3095.5	0.17	0.90	10.50	4887.7	1137414.5	25.4	4728317.9	798343.0
Aneto main	A	51.68	18.7	12.9	265.0	3145.0	0.52	0.75	34.60	5833.8	1238829.8	23.0	4727285.3	799065.2
Barrancs	B	4.48	44.0	3.5	183.0	3216.6	0.87	0.42	64.40	6455.0	1211795.8	35.3	4726495.1	799998.5
Monte Perdido Inf.	MP	30.32	1.9	0.7	333.0	2869.6	0.32	0.85	20.70	2051.6	1026504.1	27.9	4729816.3	748823.9
Munia	Mn	4.00	0.0	0.0	108.0	2781.9	-0.80	0.56	305.30	266.3	1044225.6	31.6	4734235.8	756286.8
Valier	V	2.00	0.0	0.0	225.0	2478.0	0.72	0.60	50.00	1308.6	878932.2	37.3	4746603.1	834429.4
La Paul	LaPaul	6.08	13.1	0.9	224.0	3043.8	0.80	0.47	59.50	3456.2	1044392.3	40.1	4728821.5	781733.3
Tempestades	TE	6.41	36.0	3.6	157.0	3004.3	0.52	0.80	339.20	7049.3	865647.6	39.5	4725878.7	800622.1
Llardana	LI	7.56	16.7	1.5	150.0	3021.7	-0.30	0.79	33.00	4187.6	892425.2	35.1	4728102.8	781103.6
Seil de la Baque	S	8.86	23.0	2.6	189.0	2954.1	0.53	0.77	34.60	43.7	969126.3	36.3	4732776.1	786325.0
Du Portillon	P	3.10	22.5	0.9	104.0	2828.0	-0.45	0.78	329.89	43.4	1075527.2	26.6	4732803.6	787646.1
Boum	B	4.45	25.8	1.6	139.0	2817.5	-0.05	0.94	356.70	57.6	1032142.5	29.3	4733702.0	791390.2

\* Oeste -1, Este 1. \*\* Sur -1, Norte 1

Tabla 5.5. Parámetros topoclimáticos esenciales utilizados y cambios de extensión para el periodo 2008-2016.

Nombre	Indicativo	Orientación
Infierno	I	351.50
Las Neus	LN	89.80
Ossoue	Ossoue	102.10
Petit Vignemale	PV	4.41
Oulettes de Gaube	OG	2.30
Gabietous	G	357.20
Taillon	TA	24.70
Maladeta ori	Maladeta	10.50
Aneto main	A	34.60
Barrancs	B	64.40
Monte Perdido Inf.	MP	20.70
Munia	Mn	305.30
Valier	V	50.00
La Paul	LaPaul	59.50
Tempestades	TE	32.98
Llardana	LI	339.19
Seil de la Baque	S	34.60
Du Portillon	P	329.89
Boum	B	356.70

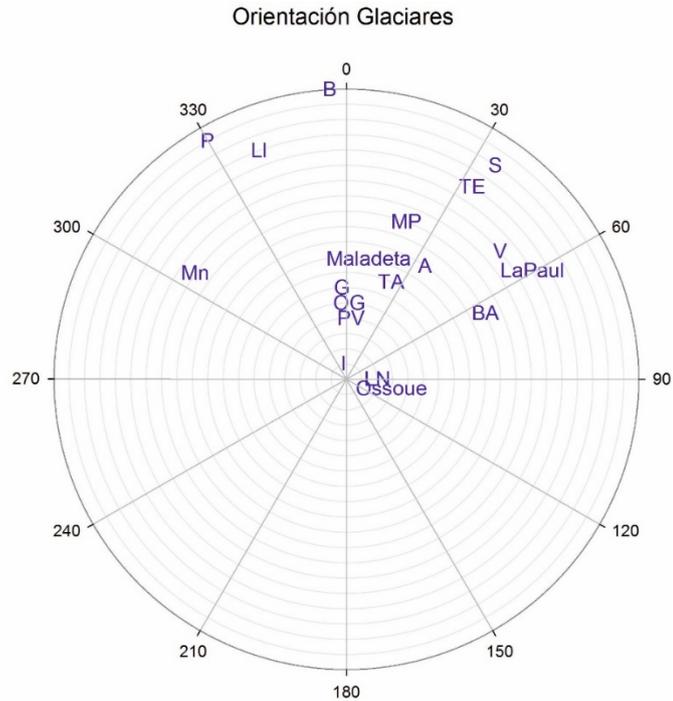


Fig. 5.5. Orientaciones de los 19 glaciares actuales del Pirineo.

La importancia de estos factores se ha comparado con los cambios en área desde 2008 hasta 2016 (Fig. 5.7 y 5.8). Se ha realizado la comparación tanto para los cambios totales (absolutas) por glaciar en hectáreas como en porcentajes relativos a la variación en cada glaciar. En general se observa que las correlaciones son relativamente bajas, ya que cada glaciar tiene aspectos muy particulares que condicionan la evolución de su área por lo que inferir patrones muy claros para el conjunto de los glaciares es complejo. No obstante, se observan ciertas tendencias que explican la variabilidad observada en distintos grupos de aparatos glaciares.

La radiación solar muestra una relación directa con los cambios en el área, observándose un aumento de las pérdidas de área en los glaciares con mayor radiación solar. Esta correlación es clara en las pérdidas totales, ya que los glaciares que más hectáreas han perdido (Aneto, Ossoue, Las Neus, Barrancs y Maladeta) cuentan con valores de radiación medio-altos. Porcentualmente, alguno de los glaciares que más han perdido (Las Neus, Barrancs, Taillon) cuentan con valores de radiación altos, pero hay otros casos con pérdidas elevadas (Oulettes de Gaube y Tempestades) que cuentan con valores de radiación bajos.

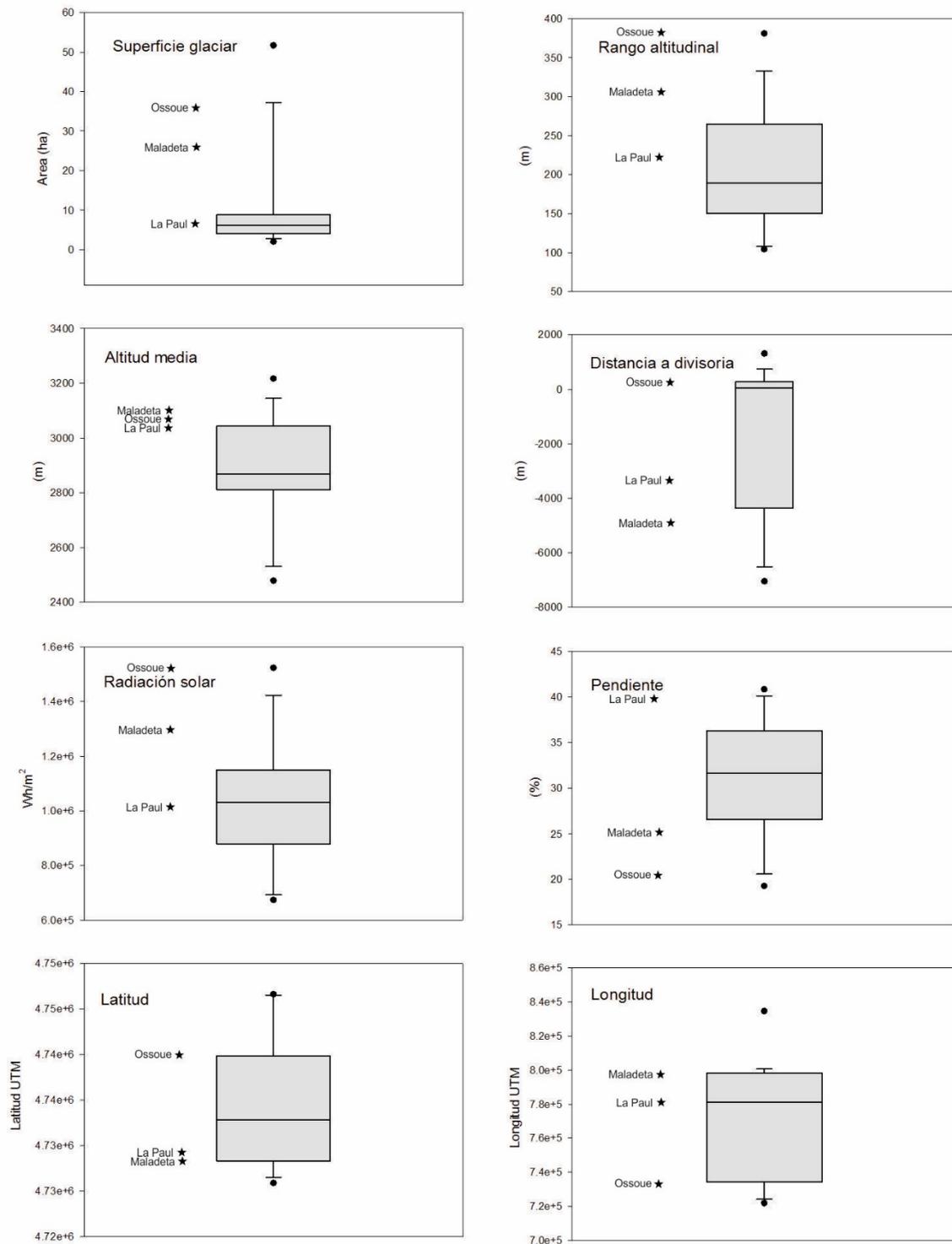


Fig. 5.6. *Box plot* con valores topoclimáticos para el conjunto de los glaciares (Destacando Ossoue, La Paul y Maladeta): Superficie glaciar, rango altitudinal, altitud media, distancia a la divisoria, radiación solar, pendiente, latitud y longitud.

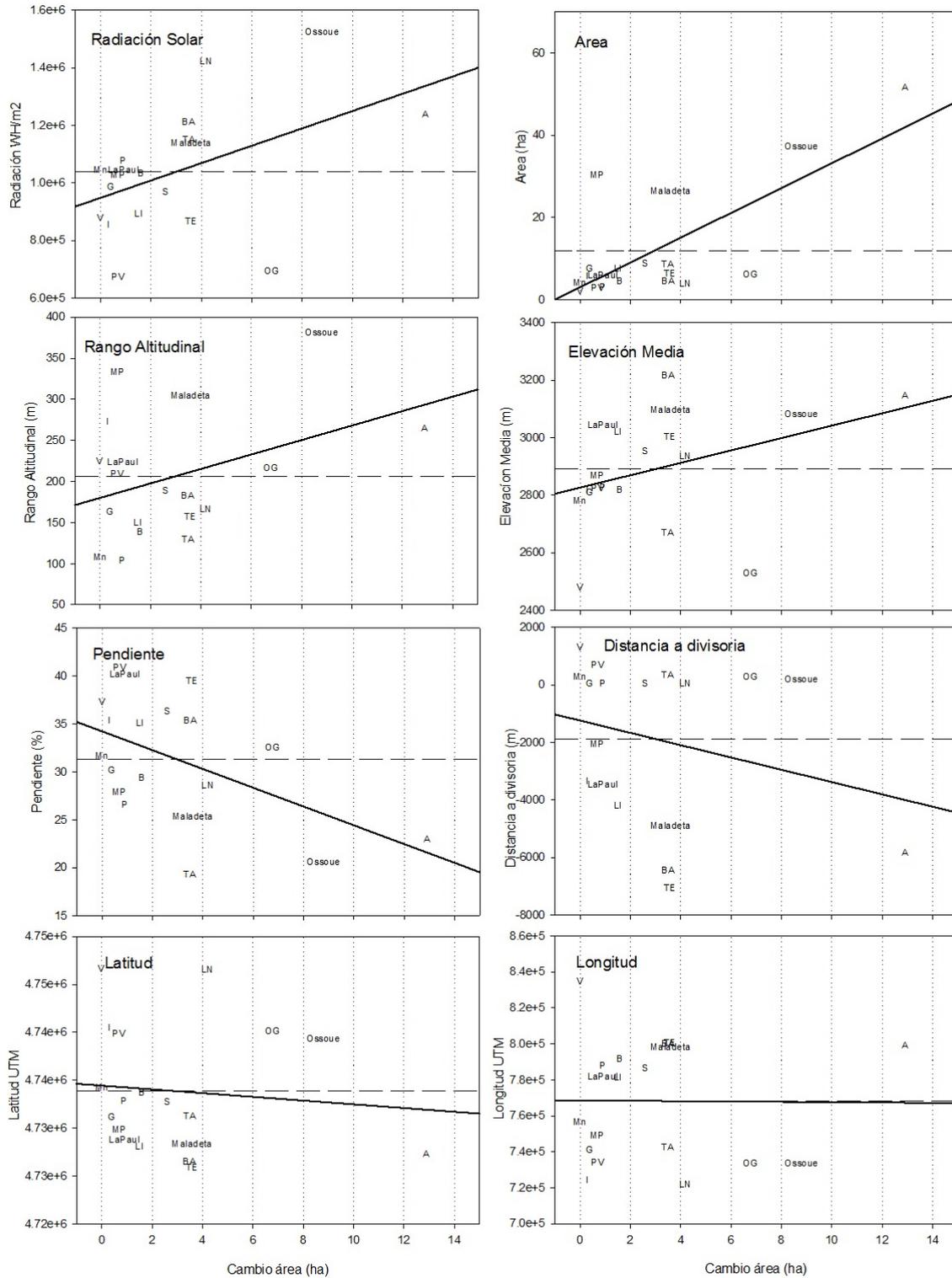


Fig. 5.7. Relación entre factores topoclimáticos y variaciones de área absolutas (en hectáreas perdidas en cada glaciar) para el conjunto de los glaciares del Pirineo para el periodo 2008-2016. La línea intermitente expresa el valor medio y la continua la tendencia para cada uno de los factores analizados. Los acronimos utilizados corresponden a los glaciares I (Infierno); LN (Las Neus); Ossoue (Ossoue); PV (Petit Vignemale); G (Gabiétous); TA (Taillon); Maladeta (Maladeta); A (Aneto); BA (Barrancs); MP (Monte Perdido); Mn (Munía); V (Valier); LaPaul (La Paul); TE (Tempestades); LI (Llardana); S (Seil de la Baque); P (Portillon) y B (Boum).

El tamaño de los glaciares y su relación con los cambios en el área indica que en general, son los glaciares de mayor tamaño los que proporcionalmente menos se han reducido en el periodo 2008-2016, aunque respecto a las pérdidas absolutas, (Aneto, Maladeta y Ossue) acumulan un mayor número de hectáreas perdidas. Los glaciares por debajo de 10 ha han tenido una variabilidad significativamente superior, con rangos de entre 0 y 50 % desde 2008.

Respecto al rango altitudinal se observa una relación inversa entre pérdidas totales y porcentuales. En términos absolutos algunos de los glaciares con mayor rango (y mayor tamaño) los que más hectáreas han perdido (Aneto, Maladeta y Ossoue) lo cual es natural debido a que tienen un tamaño superior y llegan a cotas más bajas. Pero en términos porcentuales, algunos glaciares con menor rango (y menor tamaño) han sufrido pérdidas de entre un -30 y -50 % de su área, como Taillon, Barrancs, Tempestades, Oulettes de Gaube y Las Neus.

En cuanto a la elevación media del glaciar, las pérdidas de área total son más importantes en los glaciares a mayores cotas (que a su vez tienen tamaño más grande y mayor radiación solar) acumulando un mayor número de hectáreas perdidas. Porcentualmente, glaciares como Barrancs y Las Neus cuentan con pérdidas significativas. En todos estos casos coincide que se trata de glaciares con una radiación solar significativa. Otros glaciares muestran patrones opuestos, como Taillon y Oulettes de Gaube, con pérdidas significativas (en hectáreas totales y en porcentaje) y con elevaciones medias bajas pero que a su vez tienen índices de radiación solar contrapuestos. Destaca el caso de Mont Valier que aún situándose a la menor elevación media no ha sufrido ningún cambio. Por lo tanto, no existe una relación de causa efecto significativamente marcada respecto a la elevación media y los cambios de área (Fig. 5.7 y 5.8), aunque se observa que los glaciares de menor tamaño, situados a cotas inferiores y con valores de radiación relativamente bajos, han mostrado una mayor dispersión en los valores de variación de extensión (entre 0 y -50 %), que aquellos situados a cotas superiores.

Los cambios en área total respecto a la pendiente muestran que son los glaciares de mayor pendiente los que menos se han reducido lo cual podría explicarse debido a que se encuentran acantonados en los circos glaciares y que un aumento de la pendiente disminuiría la incidencia directa de la radiación solar. No obstante, se

observa una alta colinealidad con el factor de tamaño, ya que los glaciares de Aneto, Ossoue y Maladeta que acumulan las mayores pérdidas en hectáreas tienen a su vez elevada radiación solar y pendiente moderada. Si analizamos la influencia del factor pendiente respecto a los cambios en porcentaje por cada glaciar, queda patente que no existen patrones claros y que hay una elevada variabilidad.

Respecto a la distancia a la divisoria se observa que los glaciares situados en la vertiente norte del Pirineo se encuentran muy cercanos a la divisoria y reflejan valores de cambio absoluto y porcentual muy diversos, sin patrones definidos. Por el contrario, los glaciares situados en la vertiente sur del Pirineo y más alejados de la divisoria son los que han mostrado un mayor retroceso - tanto en pérdidas absolutas como porcentuales - con casos relevantes como Tempestades y Barrancs.

Observando los datos de latitud y longitud, destaca una ligera tendencia de los glaciares situados en la vertiente sur del Pirineo oriental (macizo de Maladeta) a una mayor pérdida de superficie. Esto es coherente con lo observado en el factor de distancia a la divisoria y que puede estar ligado a la tendencia de reducción de precipitaciones invernales registrada en la vertiente Sur del Pirineo (Fig. 5.7, 5.8, 5.10).

Finalmente, en la orientación de los glaciares destacan Aneto y Ossoue con orientaciones norte-noreste y este respectivamente que han sufrido las mayores pérdidas totales en hectáreas. Esto es coherente con que se trata de glaciares con circos abiertos y valores de radiación elevados. Si observamos los cambios en porcentaje destacan Oulettes de Gaube con orientación norte, Barrancs con orientación noreste y Las Neus con orientación este donde se han producido pérdidas de entre el -40 y -50% de su área. En el caso de estos glaciares de menor tamaño (< 10 ha), destaca la elevada variabilidad y la falta de patrones claros.

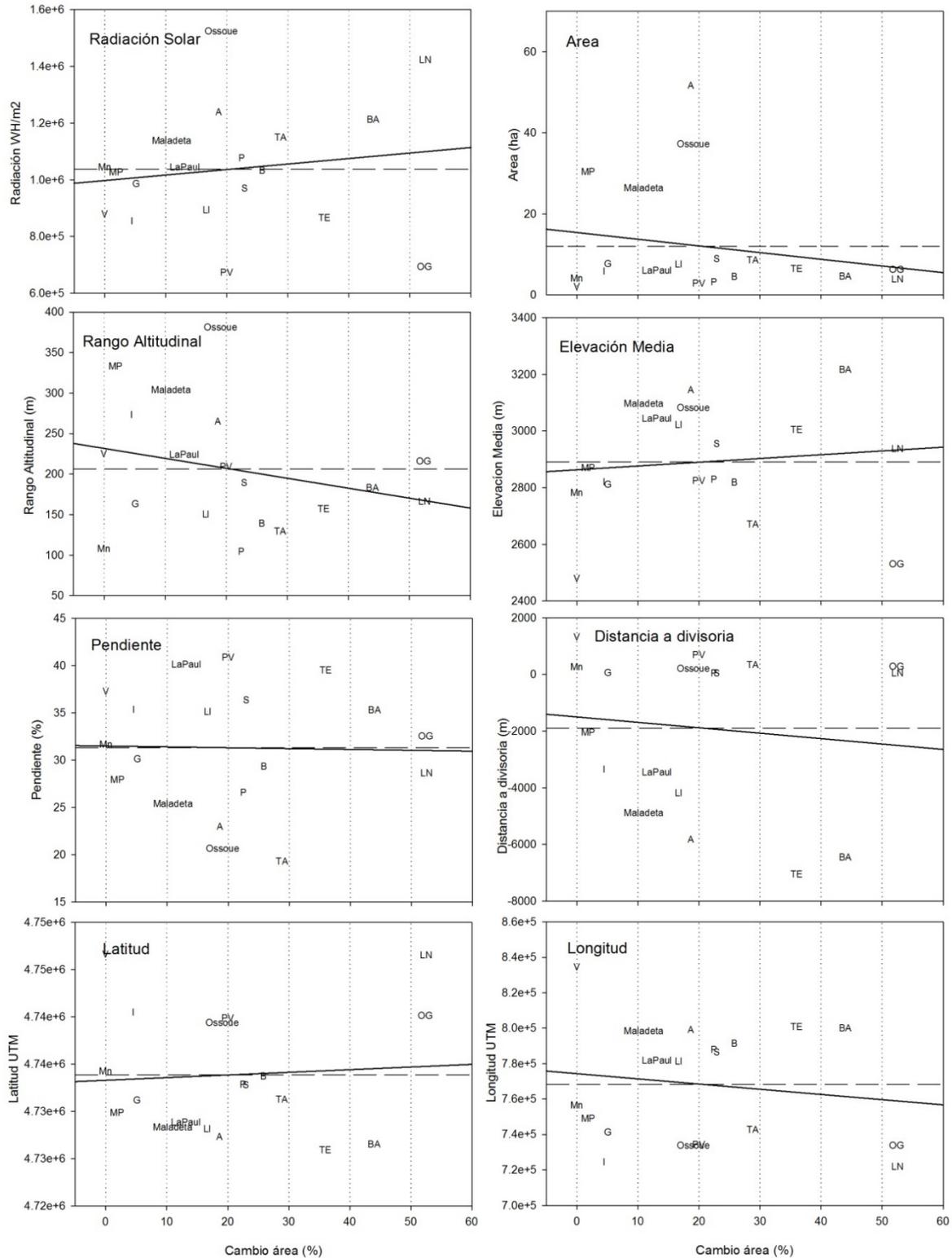


Fig. 5.8. Relación entre factores topoclimáticos y variaciones de área (en pérdidas % para cada glaciar) para el conjunto de los glaciares del Pirineo en el periodo 2008-2016. La línea intermitente expresa el valor medio y la continua la tendencia para cada uno de los factores analizados. Los acronimos utilizados corresponden a los glaciares I (Infierno); LN (Las Neus); Ossoue (Ossoue); PV (Petit Vignemale); G (Gabiets); TA (Taillon); Maladeta (Maladeta); A (Aneto); BA (Barrancs); MP (Monte Perdido); Mn (Munia); V (Valier); LaPaul (La Paul); TE (Tempestades); LI (Llardana); S (Seil de la Baque); P (Portillon) y B (Boum).

Tras esta primera aproximación se ha realizado un análisis de variables mediante SPSS (Regresión binaria mediante *Decision Tree*) aplicado a los cambios de área porcentuales en cada glaciar. Se ha escogido realizarlo sobre los cambios porcentuales al considerarse un parámetro que refleja mejor la importancia de los cambios en cada glaciar, ya que las pérdidas totales por hectáreas están altamente condicionadas por el tamaño inicial del glaciar.

Tras el análisis es posible extraer la importancia estadística de los 8 factores topoclimáticos analizados en relación con los cambios de área (%) entre el 2008 y 2016. Los resultados reflejan la importancia de cada factor (en orden de significación estadística). Según el análisis de variables, entre 2008 y 2016 el factor topoclimático que más ha determinado la pérdida de superficie es la orientación este-oeste de los glaciares (EW) - en concreto son las orientaciones marcadamente E los que han sufrido mayores pérdidas; los glaciares de Las Neus y Barrancs han perdido casi el -50% de su área desde 2008. Dentro de este factor EW los 17 glaciares restantes han sufrido pérdidas medias de -17 % de su área. Seguidamente, destaca la orientación norte-sur de los glaciares donde Oulettes de Gaube, con una orientación marcadamente norte ( $2,3^\circ$ ) ha perdido más del 50 % de su área desde 2008, mientras que el resto de los glaciares al noroeste y noreste han sufrido un cambio medio de 15,38 % (Fig. 5.11). Hay que tener en cuenta que en ambos factores este-oeste y norte-sur, el número de glaciares afectados por un 50 % de reducción de su área en 2008 es de solo dos y un caso respectivamente. En concreto Oulettes de Gaube puede estar afectado de manera sustancial por la baja elevación media del glaciar a tan solo 2529 m.

El siguiente factor a la hora de explicar los cambios de área en el periodo mencionado es el de la distancia a la divisoria. En primer lugar, destaca el caso del glaciar de Tempestades, situado a más de 7 km de la divisoria y que ha tenido un retroceso cercano al 36 %. Por otra parte, el árbol de regresión identifica los glaciares de Seil de la Baque, Portillon y Boum a menos de una centena de metros de la divisoria (hacia el norte) con un retroceso del -23,56 %, comparado con el -11,77 % del resto de los 12 glaciares.

Nombre	Indicativo	Cambio 2008-2016 (%)	Cambio 2008-2016 (ha)	Orientación
Infierno Central	I	4.5	0.3	351.50
Las Neous	LN	52.5	4.2	89.80
Ossoue	Ossoue	19.1	8.8	102.10
Petit Vignemale	PV	20.0	0.7	4.41
Oulettes de Gaube	OG	52.4	6.8	2.30
Gabietous	G	5.1	0.4	357.20
Taillon	TA	28.8	3.5	24.70
Maladeta ori	Maladeta	11.0	3.6	10.50
Aneto main	A	18.7	12.9	34.60
Barrancs	BA	44.0	3.5	64.40
Monte Perdido Inf.	MP	1.9	0.7	20.70
Munia	Mn	0.0	0.0	305.30
Valier	V	0.0	0.0	50.00
La Paul	LaPaul	13.1	0.9	59.50
Tempestades	TE	36.0	3.6	32.98
Llardana	LI	16.7	1.5	339.19
Seil de la Baque	S	23.0	2.6	34.60
Du Portillon	P	22.5	0.9	329.89
Boum	B	25.8	1.6	356.70

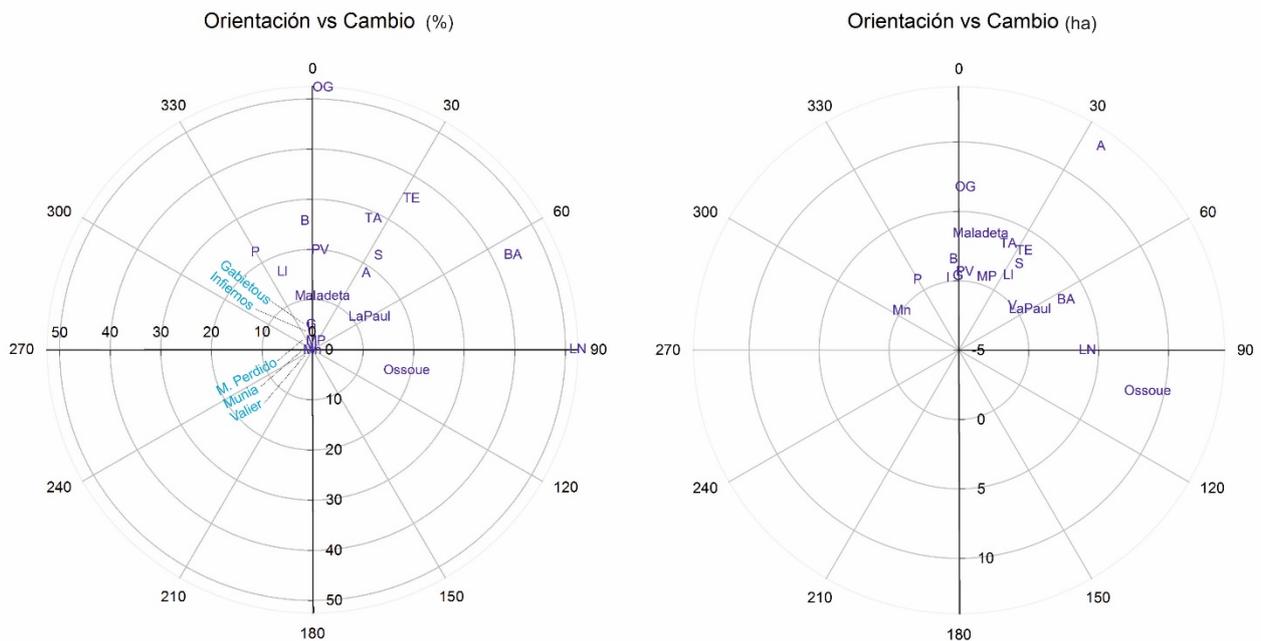


Fig. 5.9. Relación entre varión de área (en % y ha) y orientación en el periodo 2008-2016.

Finalmente, es la radiación solar el último de los factores que influye significativamente a la hora de explicar los cambios de área recientes. Los glaciares de Aneto, Ossoue y Taillon, con mayor radiación solar han disminuido un -22 % de media de su superficie, mientras que en el último grupo encontraríamos un grupo final de glaciares con menor radiación solar y que han retrocedido un -8% de media (Infiernos, Monte Perdido, Petit Vignemale, Maladeta, Munia, Valier, La Paul, Llardana y Gabietous). Se observa una cierta correlación entre la morfología de los circos glaciares, la cantidad de radiación solar y la reducción de porcentaje de área:

es decir los glaciares del primer grupo - Aneto, Ossoue y Taillon - con morfologías de arco más abiertas (en especial los dos primeros) cuentan con una mayor radiación y pérdidas, mientras que los del segundo grupo cuentan, en general, con morfologías de circo más cerradas y encajadas y por lo tanto una menor radiación solar y menores pérdidas relativas.

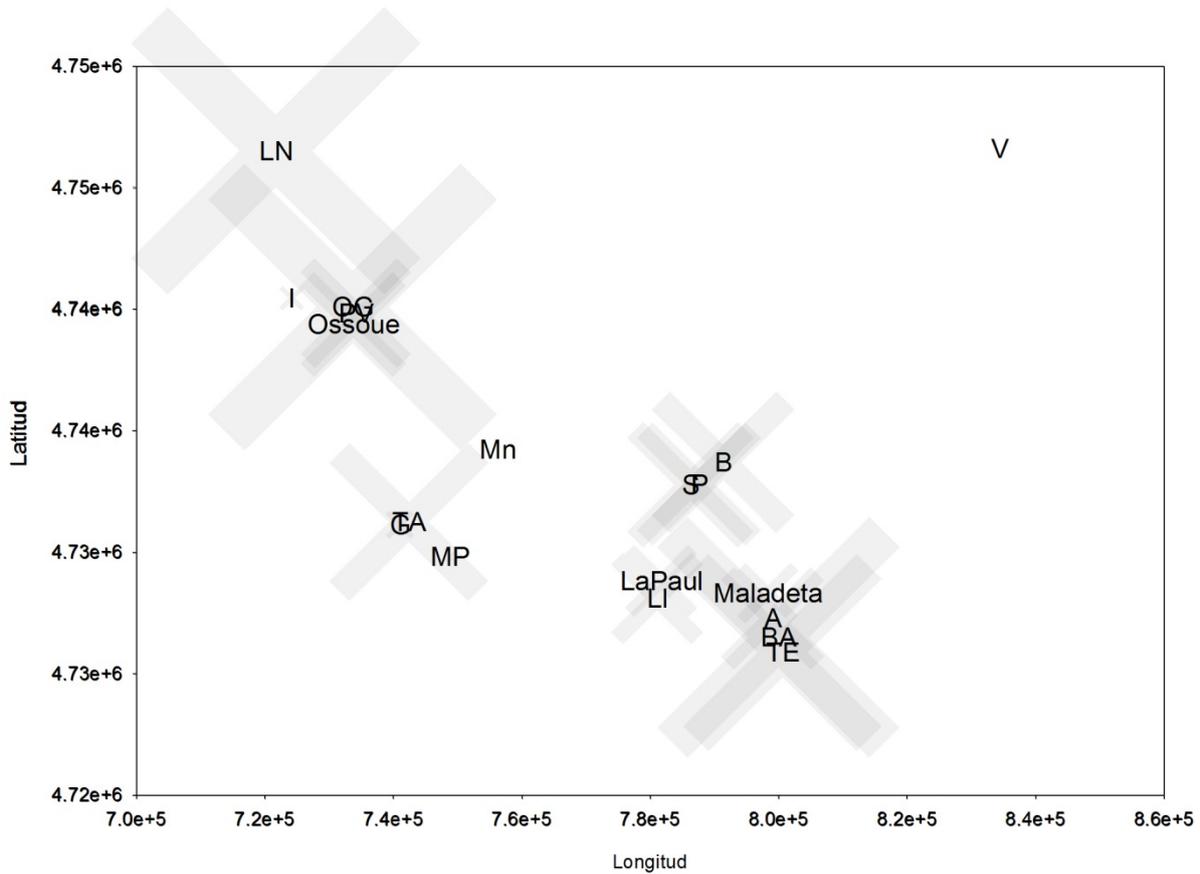


Fig. 5.10. Relación entre variaciones de área (Tamaño de la figura en “X” representando % de área perdida) y situación geográfica (Longitud y latitud) en el periodo 2008-2016. Los acronimos utilizados corresponden a los glaciares I (Infierno); LN (Las Neus); Ossoue (Ossoue); PV (Petit Vignemale); G (Gabietous); TA (Taillon); Maladeta (Maladeta); A (Aneto); BA (Barrancs); MP (Monte Perdido); Mn (Munia); V (Valier); LaPaul (La Paul); TE (Tempestades); Ll (Llardana); S (Seil de la Baque); P (Portillon) y B (Boum).

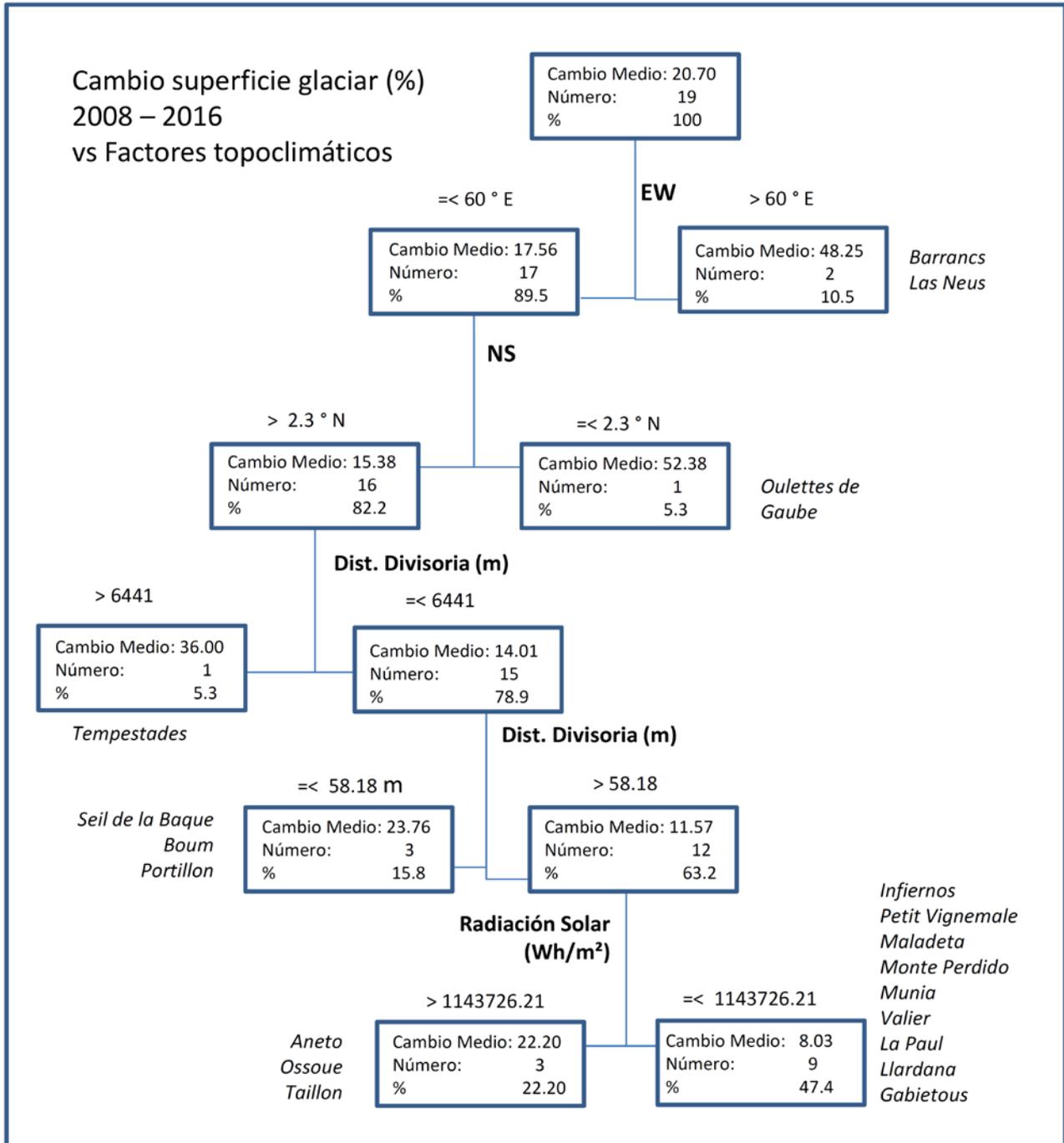


Fig. 5.11. Árbol regresivo que relaciona la importancia de los factores topoclimáticos a la hora de explicar las variaciones de área en el periodo 2008-2016.

Los resultados del análisis mediante SPSS nos ayudan en la interpretación de la influencia de los factores topoclimáticos, pero a su vez se observa que la jerarquía representada es altamente cuestionable. Por ejemplo, las elevadas pérdidas de extensión porcentual en el glaciar de Oulettes de Gaube, difilmente se pueden explicar por su orientación marcadamente norte (y subsecuentemente muy

baja radiación solar). Igualmente, la importancia de la distancia a la divisoria puede ser determinante en el caso de Tempestades (alejado hacia el sur más de 6 km) pero no se explica en el caso de Seil de la Baque, Boum y Du Portillon donde la herramienta estadística establece diferencias en base a distancias de tan solo 58 m, que en la realidad no son suficientes para constituirse como patrón topoclimático de importancia.

Contrastando los resultados obtenidos a través de técnicas estadísticas con el conocimiento de los glaciares pirenaicos (empírico en base a observaciones y estudios previos) es posible realizar dos grandes agrupaciones generales de glaciares que cuentan con características similares.

Por una parte, se identifica el Grupo 1 compuesto por Maladeta, Ossoue y Aneto. Este grupo tiene en común que los glaciares cuentan con cotas medias aún superiores a la ELA regional, tamaño superior (entre 26 y 51 ha) y tasas de radiación relativamente altas (superiores a 1.100.000 Wh/m<sup>2</sup>). La variación en extensión relativa para este grupo se encuentra entre el -11 y -19 % de pérdida entre 2008 y 2016, es decir entorno a un 2 % a<sup>-1</sup>.

Por otra parte, se identifica el Grupo 2., compuesto por los glaciares de Mont Valier, La Munia, Infiernos, Llardana, Gabietous, La Paul, Boum, Du Portillon, Seil de la Baque, Tempestades, Petit Vignemale y Oulettes de Gaube. Este Grupo 2 tiene en común un tamaño inferior, de entre 2 y 8,86 ha, altitudes medias por debajo de la ELA regional, tasas de radiación bajas por situarse bajo grandes paredes de circos (> 250 m) que alimentan los glaciares mediante avalanchas. A su vez, otros factores como los recubrimientos de rocas observados y los colapsos en zonas frontales pueden generar procesos de retroalimentación positiva. Estos factores hacen que la variabilidad en los cambios de área sea mucho mayor en el segundo grupo; de entre 0 y -52.4 %, con una tasa de variación media de -3,16 % a<sup>-1</sup>, lo que indica que estos glaciares se encuentran relativamente desligados de la variabilidad interanual del clima e incluso de las tendencias sub-decadales.

Los glaciares de Monte Perdido, Barrancs y Las Neus cuentan con parámetros y respuestas variadas. Así, Monte Perdido se asemejaría más al grupo 1 por tamaño, pero cuenta con cotas inferiores a la ELA regional, lo cual es contrarrestado por una baja tasa de radiación en la cara norte del Monte Perdido. Barrancs se encontraría

a mitad de los dos grupos, ya que por tamaño (4,48 ha) se asemeja las características del Grupo 2., pero cuenta con cotas por encima de la ELA y elevada radiación solar. Las Neus cuenta con mayores similitudes con el Grupo 2. en cuanto a contar con una elevación media (2936m) por debajo de la ELA regional y superficie reducida (3,80 ha) pero se desliga por contar con una tasa de radiación elevada (1.423.302,6 Wh/m<sup>2</sup>).

Tras el análisis realizado es posible confirmar que, para el conjunto del Pirineo, las tasas de cambio totales en hectáreas se han reducido en el periodo 2008-2016, respecto a las de 1984-2008 debido en parte a que la cantidad de superficie de hielo es cada vez menor y al aumento de glaciares de reducidas dimensiones que cada vez pueden perder menos hectáreas anuales. Desde un punto de vista porcentual, el ritmo de pérdidas no ha variado en estos dos periodos.

La ausencia de patrones muy claros respecto a los factores topoclimáticos evidencia la heterogeneidad de las características y respuesta glaciar en cambios de área de los glaciares de los Pirineos, en especial en aquellos de menor tamaño. Una de las conclusiones preliminares de este análisis es que la utilización de los cambios de área glaciar tiene limitaciones sustanciales como indicador sobre la respuesta inmediata glaciar a la variabilidad de las condiciones atmosféricas y la influencia de los factores topoclimáticos. Mientras que los cambios en la altimetría de superficie y las técnicas de balance de masa muestran la respuesta inmediata del glaciar a la variabilidad anual (WGMS, 2008), los cambios en el área glaciar muestran la señal retardada de la tendencia climática a medio-largo plazo. Los cambios en pueden verse afectados por los aspectos topoclimáticos estudiados y otros aspectos locales como las avalanchas, los afloramientos rocosos y los recubrimientos que en glaciares de estas características pueden afectar sustancialmente los contornos glaciares y por lo tanto la capacidad de este indicador de mostrar la respuesta glaciar a corto plazo. Los glaciares de menores dimensiones de los Pirineos coinciden en encontrarse por debajo de la ELA regional, con tasas de radiación muy bajas y bajo grandes paredes de circo que mediante avalanchas y acumulaciones a sotavento. Estas características permiten que las variaciones en la precipitación invernal afecten notablemente las variaciones de extensión, explicando esa elevada variabilidad de entre 0 y -50 % de cambio en 8 años. Estos glaciares demuestran

estar parcialmente desligados de la tendencia climática general, aspecto ya observado en pequeños glaciares de montaña en los Alpes suizos (Fisher, 2018), Italianos (Canturan, 2013) y en Picos de Europa (Serrano et al., 2011) donde en su evolución final, se desvinculan parcialmente de la evolución climática y son controlados por los factores topoclimáticos, reduciendo la correlación entre la elevación, el AAR y la ELA regional.

A su vez, tal y como se ha visto, la efectividad del uso de la herramienta Decision Tree de SPSS es limitada a la hora de establecer la jerarquía de los factores topoclimáticos, encontrándose bajas correlaciones entre los resultados obtenidos y el conocimiento empírico de los glaciares en base a observaciones de campo y estudios previos. Por lo tanto, a pesar de tratarse de un indicador útil a la hora de estudiar un gran número de casos, se detectan importantes limitaciones como indicador de la respuesta glaciar a la variabilidad climática a corto plazo (periodos sub-decadales) y la interpretación de los cambios de área debe ser realizada con cautela especialmente en los glaciares de menores dimensiones.

## **5.3. Evolución reciente de los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue**

### **5.3.1. El Glaciar de Maladeta en el periodo 2010-2014**

#### **5.3.1.1. El contexto glaciológico reciente**

El glaciar de Maladeta ha mostrado un retroceso acelerado desde los años 80 hasta la actualidad. Dicha aceleración se refleja en las tasas de pérdida de superficie anual, que se ha duplicado en las últimas cuatro décadas. Así, el glaciar ha pasado de perder una media de  $-0,41 \text{ ha a}^{-1}$  desde 1850 hasta 1984, a perder  $-0,95 \text{ ha a}^{-1}$  desde 1984 a 2016. La superficie global del glaciar ha pasado de 116 ha en 1850 a 60 ha en 1984 y 29,38 ha en 2016 (26,38 ha para el glaciar oriental y 3 para el glaciar occidental). Para el conjunto del macizo de Maladeta, el ritmo anual de pérdidas en el periodo 1981-2005 es de  $-3,57 \text{ ha a}^{-1}$  según Chueca et al (2007) y  $-5,4 \text{ ha a}^{-1}$  para el periodo 1984-2016 según los cálculos realizados en este trabajo.

El ascenso de la ELA en el glaciar de Maladeta ha sido significativo, pasando a situarse en 2840 m en 1830 (Chueca et al., 2005; González Trueba et al., 2008) a 3000-3010 en el año 2005 y situándose actualmente a  $3114 \pm 3,5 \text{ m}$ . Esto supone un ascenso de la ELA de  $273 \pm 3,5 \text{ m}$  desde el final de la PEH y un ascenso térmico de  $+1,67 \pm 0,02 \text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $+1,5 \pm 0,02 \text{ }^{\circ}\text{C}$  para el conjunto del macizo). Los estudios del ERHIN reflejan que desde el año hidrológico 2002-2003 la línea de equilibrio ha estado situada por encima de la cota superior del glaciar (3200 m), salvo en los años hidrológicos 2007-2008 que se situó a 3100 m, en el año 2009-2010 que se situó a 3000 m, en 2012-2013 a 3060 m y 2013-2014 a 3090 m (Moreno Santaengracia, 2016).

Las pérdidas de masa han sido estudiadas para el periodo 1981-2005 (Chueca et al., 2007), infiriendo  $-4,9 \text{ m w.e.}$  entre 1981 y 1999. Los estudios de balance de masa realizados por el programa ERHIN reflejan una pérdida acumulada a lo largo de los últimos 25 años de casi 17000 mm de agua ( $-16,9 \text{ m w.e.}$ ), es decir unas pérdidas medias de hielo sobre el glaciar del orden de 20 metros de espesor, lo que indica una clara degradación de este aparato. Las pérdidas acumuladas en la parte terminal del glaciar alcanzan los 35 metros de pérdida de hielo (Moreno

Santaengracia 2016). Los resultados de los estudios de balance de masa reflejan pérdidas anuales medias de  $-6,8 \text{ m w.e. a}^{-1}$  (1991-2016) y una clara tendencia a un balance de masa negativo (Ver Fig. 5.12). En el conjunto de la serie 1991-2016 (25 años), solamente se observa un balance de masa con valores positivos en seis años (1993-1994; 1995-1996; 1997-1998; 2000-2001; 2009-2010; y 2012-2013).

<b>GLACIAR MALADETA</b>		
<b>Altitud (m s.n.m.)</b>	<b>Cumbre</b>	3312 (Pico Maladeta)
	<b>Max. hielo</b>	3180
	<b>Frente</b>	2935
<b>Rango altitudinal (m)</b>		304
<b>Longitud (m)</b>		664,5
<b>Anchura (m)</b>		894,5
<b>Profundidad (m)</b>		32
<b>Superficie (ha)</b>		29,38 (26,38 + 3)
<b>Pendiente media (°)</b>		25,4
<b>Orientación</b>		NNE (10,5 °)
<b>Radiación solar (Wh/m<sup>2</sup>)</b>		1.137.414,5
<b>Distancia a la divisoria (Km)</b>		4,8
<b>Retroceso 1850-2016 (m)</b>		520
<b>ELA 2016</b>		3114 ± 3,5
<b>Forma del glaciar</b>	<b>General</b>	Circo
	<b>Frente</b>	Regular, biselado
<b>Tipo de glaciar</b>	<b>Actual</b>	Glaciar de circo con lengua incipiente
	<b>LIA</b>	Glaciar de Montaña
<b>Tipos de morrenas</b>		Frontales y laterales
<b>Elementos superficie</b>		Grietas transversales y rimaya, Recubrimientos clastos en zona del frente, Mesas glaciares en frente, colapsos observados en 2011 y 2012
<b>ESTADO ACTUAL</b>		Glaciar en proceso de degradación

Tabla 5.5. Características glaciológicas principales del glaciar de Maladeta (Aparatos occidental y oriental).

El espesor máximo del glaciar se determinó en 40 m en 2008 (Programa ERHIN) y posteriormente corregida a 32 m de hielo y 3 m de firn (Jiménez Vaquero, 2016). Este espesor se sitúa en la zona superior del glaciar, cerca de las paredes del circo, donde se ubica una cubeta de 2,5 ha. En la parte frontal del glaciar se ubica otra cubeta con espesores entorno a los 20 m (Fig. 5.14). Este estudio identifica además dos canales de drenaje endoglaciar, cuatro grietas colmatadas de agua y una grieta en superficie.

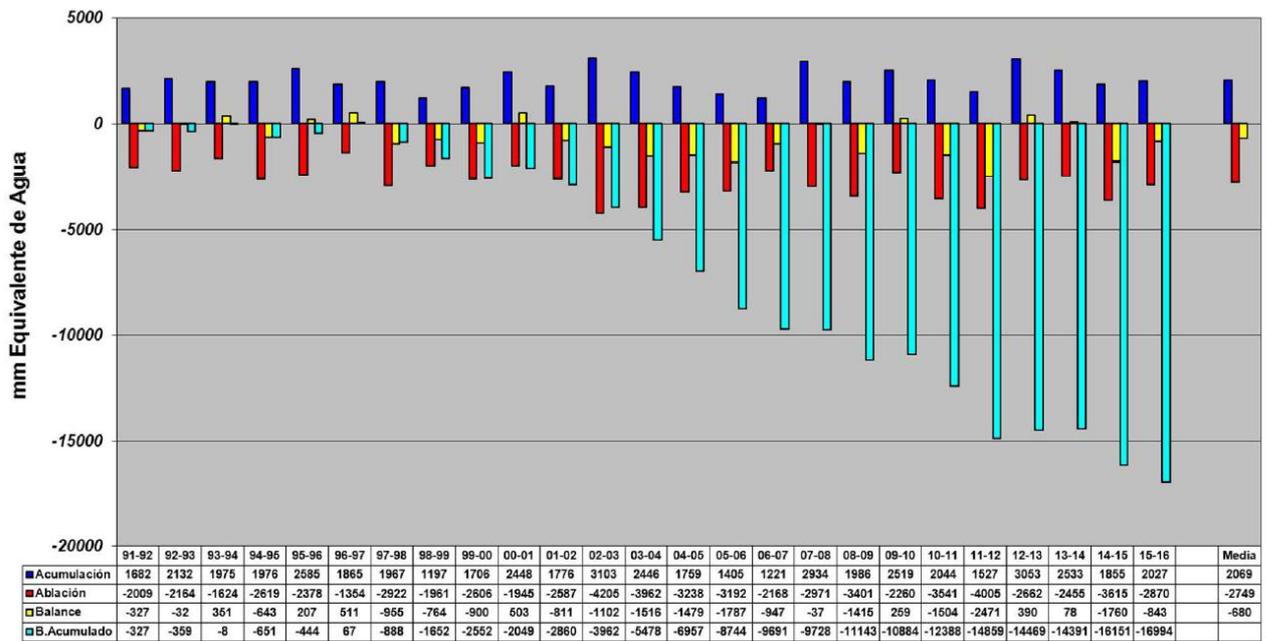


Fig. 5.12. Balance de masa del glaciar de Maladeta en el periodo 1991-2016 (mm equivalente de agua) realizado por el programa ERHIN; acumulación (azul), ablación (rojo), balance (amarillo) y balance acumulado (azul claro). Fuente: Moreno Santaengracia (2016).

Respecto a la velocidad de desplazamiento la zona más rápida del glaciar presentaba un movimiento medio anual de 5 m. Este valor no es homogéneo para todo el cuerpo de hielo, y la velocidad disminuye progresivamente hacia los márgenes del glaciar (Fig. 5.13). En conjunto, la velocidad media es de 2,8 m anuales. Moreno Santaengracia (2016) reporta una disminución de la velocidad del hielo en los últimos años.

El glaciar de Maladeta se clasifica actualmente como glaciar de circo con frente regular biselado. La mitad inferior del glaciar muestra formas de fusión y canales supraglaciares. La zona distal está siendo recubierta por clastos y se han observado colapsos y afloramientos rocosos.

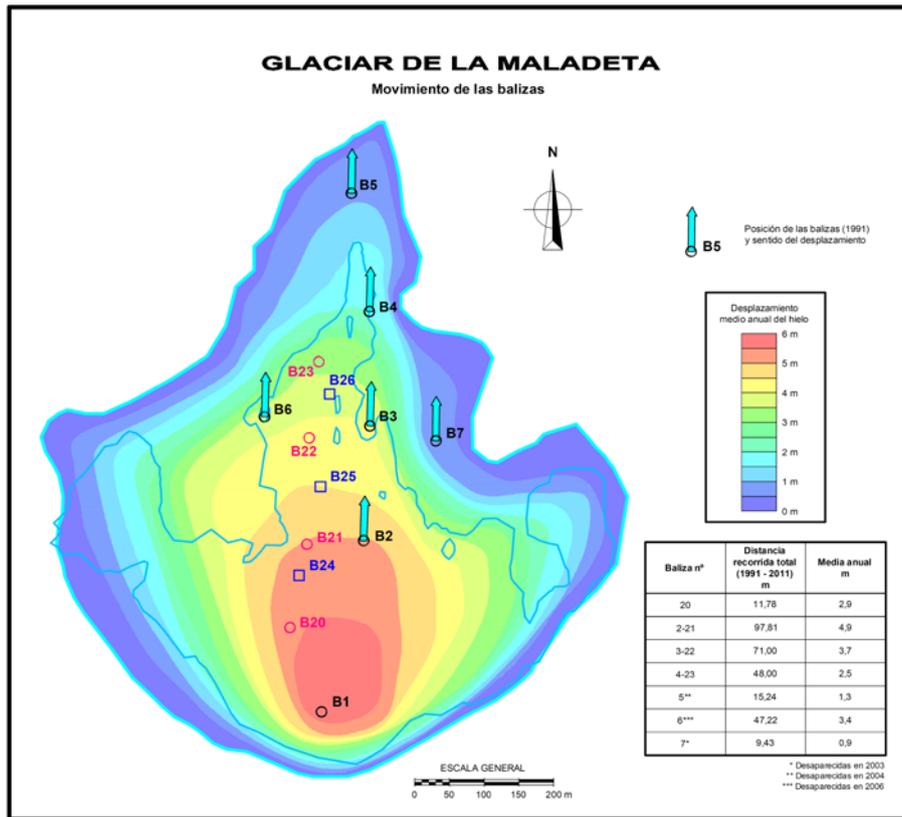


Fig. 5.13. Movimiento de balizas y desplazamiento anual del hielo en el glaciar de Maladeta. Fuente: Moreno Santaengracia (2016).

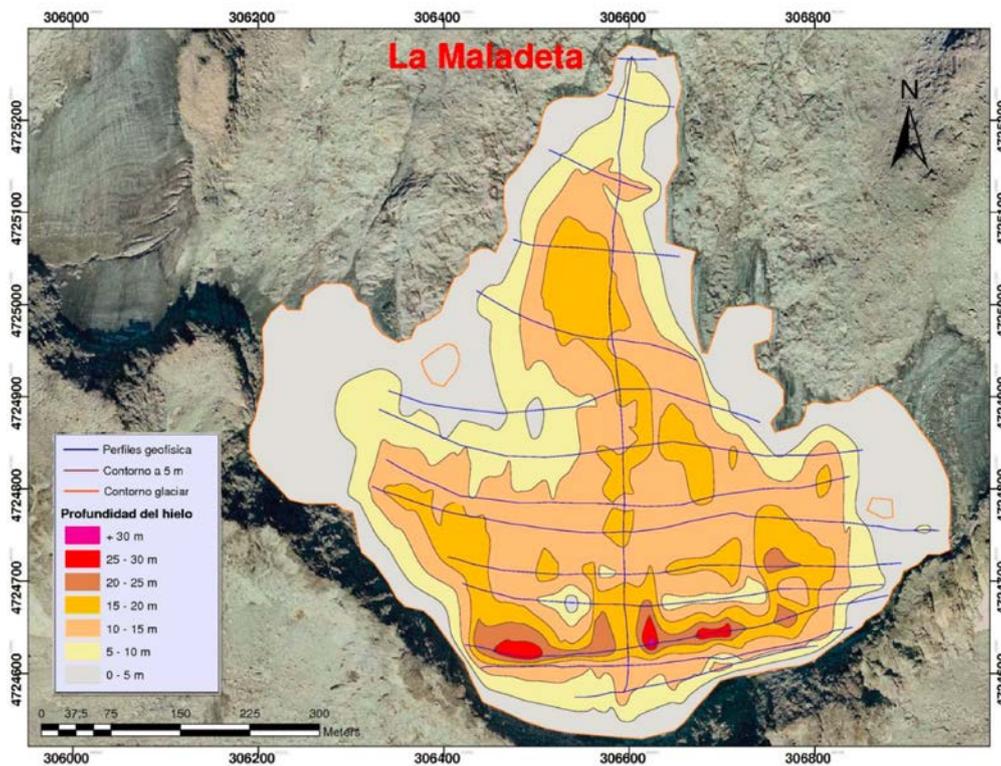


Fig. 5.14. Profundidad del hielo en el glaciar de Maladeta para el año 2008. Fuente: Moreno Santaengracia (2016).

### 5.3.1.2. Altimetría de superficie. Aplicación de TLS

Los cambios en la altimetría de la superficie glaciar han sido estudiados a través de laser escáner terrestre (TLS), obteniendo datos originales y con una precisión entre 1-3 cm (Ver zona escaneada en Fig. 16).

En el periodo 2010-2011 el frente del glaciar sufrió una pérdida de espesor medio de -1,7 m (-1,5 m w.e a<sup>-1</sup>). La parte central se caracterizó por las mayores pérdidas con zonas que oscilaron entre los 3 y 5 m (Fig. 5). Solo en algunas zonas periféricas tuvo lugar algo de acumulación de nieve estacional, en general menor a +1 m de espesor. La degradación del frente glaciar se observa en un aumento de la cobertura de derrubios (de 10 a 30 %) y la aparición de afloramientos rocosos (Fig. 6).

GLACIAR MALADETA	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2010-2014
Media (m)	-1,7	-3,56	+ 0,37	-1,35	-6,3
Valor mínimo (m)	-5,36	-12,05	- 6,44	-3,95	-12,33
Valor máximo (m)	+ 1,02	+ 2,09	+ 8,95	+ 2,42	+ 2,07
Equivalente en Agua (m)	-1,55	-3,26	+ 0,33	-1,23	- 5,77

Tabla 5.6. Datos de pérdida de espesor del frente glaciar de Maladeta en el periodo 2010-2014.

Entre 2011 y 2012 el frente del glaciar de Maladeta sufrió cambios relevantes en la altimetría de superficie: el frente de la masa de hielo perdió espesor, se produjeron colapsos y en conjunto tuvo una pérdida de espesor medio de -3,56 m a<sup>-1</sup> (-3,26 m w.e. a<sup>-1</sup>). La zona media se caracterizó por las mayores pérdidas de espesor con zonas que llegaron a 12 m en algunos puntos. A pesar de todo tuvo lugar cierta acumulación de nieve en la parte frontal con hasta 2 m en algunos puntos, ligada a la redistribución de la nieve por el viento.

En el periodo 2012-2013 el frente del glaciar de Maladeta registró un valor medio positivo de +0,37 m a<sup>-1</sup>. En la zona superior se registraron las mayores pérdidas con zonas en las que el espesor se redujo entre -1 y -2 m. Sin embargo, en la zona frontal se midieron acumulaciones de nieve de +6-7 m favorecidas por el relieve cóncavo de este sector (Fig. 5.16).

Finalmente, entre 2013 y 2014 el frente glaciar sufrió una pérdida de espesor medio de  $-1,35 \text{ m a}^{-1}$  ( $-1,23 \text{ m w.e a}^{-1}$ ). La parte central se caracterizó por las mayores pérdidas con zonas que oscilaron entre los  $-3$  y  $-4 \text{ m}$  (Fig. 5.16). Solo en algunas zonas periféricas, en los flancos oriental y occidental del frente, tuvo lugar algo de acumulación, de unos  $+2 \text{ m}$  de espesor.

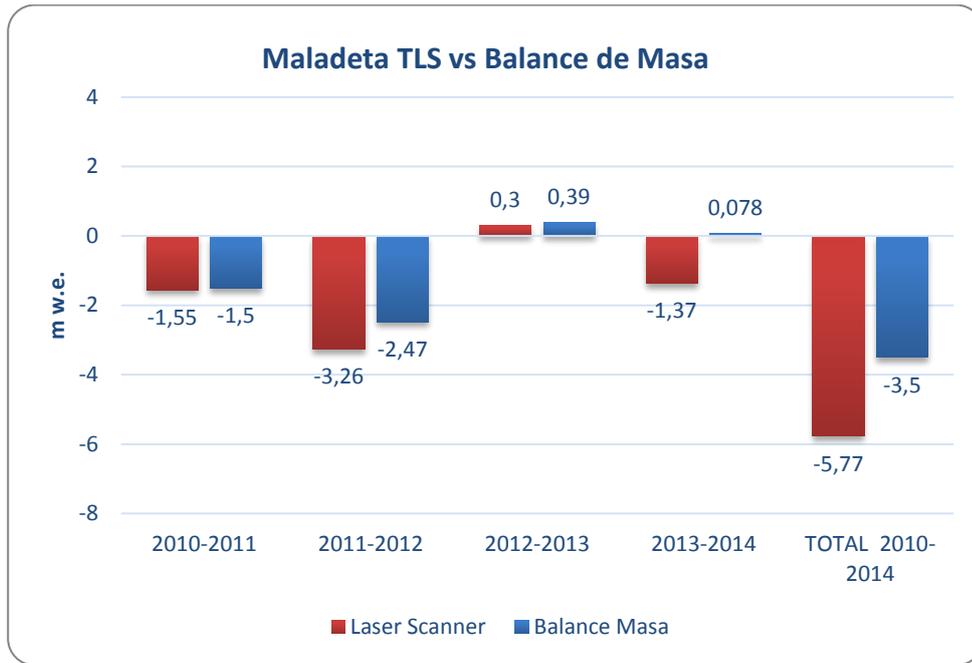


Fig. 5.15. Resultados de altimetría de superficie (TLS) y balance de masa del programa ERHIN (Moreno Santaengracia, 2016) entre 2010 y 2014.

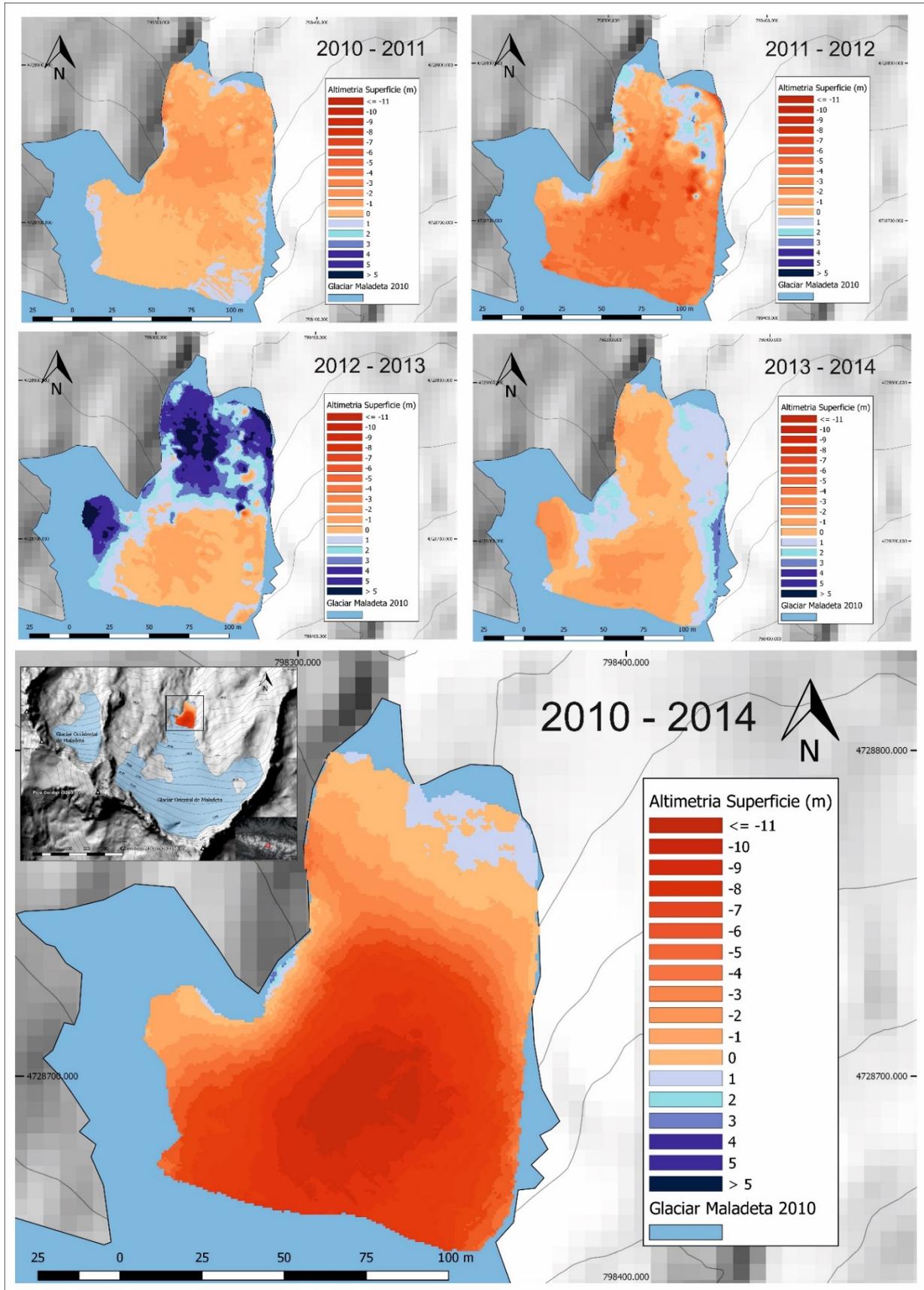


Fig. 5.16. Altimetría de superficie del frente glaciar de Maladeta en el periodo 2010-2014.

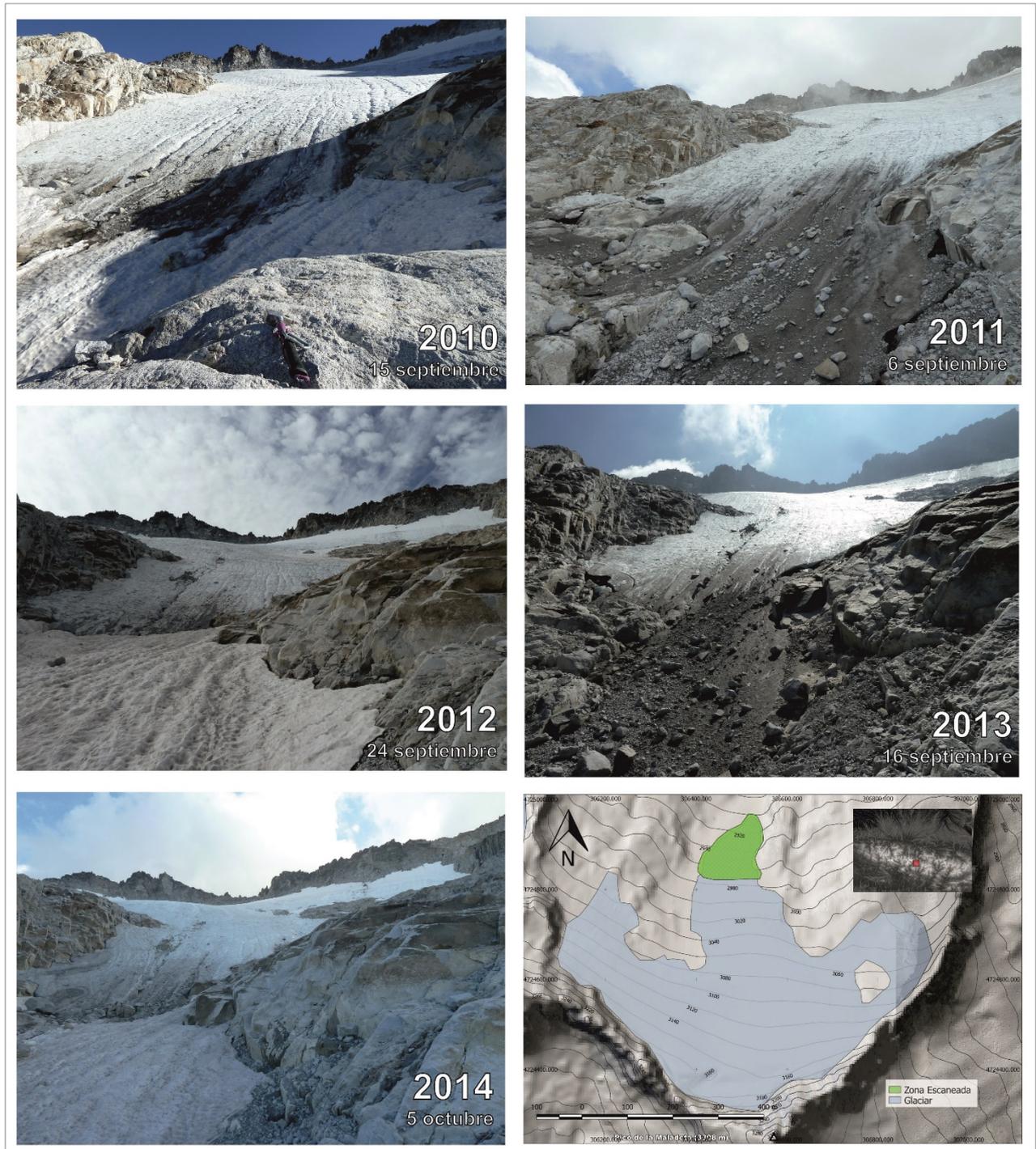


Fig. 5.17. Vista del frente del glaciar de Maladeta en el periodo 2010-2014 y situación de la zona escaneada anualmente.

En conjunto, en el periodo 2010-2014 el frente glaciar de Maladeta ha mostrado un balance negativo de  $-6,23$  m de media ( $-5,77$  m w.e.). Los resultados obtenidos a través de TLS se han comparado con los resultados de balance de masa

realizados por el programa ERHIN durante los mismos años. En conjunto, a pesar de que el TLS se centre en el frente glaciar, se observa una elevada correlación en la variabilidad interanual (Fig. 5.15). En general, los resultados de TLS son algo más negativos ya que el frente glaciar es la zona con mayor fusión (mientras que el balance de masa por varillas del ERHIN representa el balance global del cuerpo de hielo). Los balances de masa de los años 2010-2014 obtenidos en el programa ERHIN para el glaciar de Maladeta son -1,5; -2,47; +0,39 y +0,078 m w.e. a<sup>-1</sup> mientras que datos obtenidos a través de TLS para el frente glaciar en los mismos años son -1,55; -3,26; +0,3 y -1,37 m w.e. a<sup>-1</sup>. En conjunto se observa una correlación en cuanto a que los dos primeros años existe una elevada fusión mientras que en 2013 el glaciar muestra valores positivos. En el periodo 2013-2014 los valores no coinciden significativamente. Esto se interpreta como consecuencia de que las mediciones TLS se centran en el frente glaciar - con mayor ocurrencia de colapsos (observados) que ocurren al margen de la variabilidad climática - y por lo tanto con valores marcadamente negativos para 2013-2014. La ocurrencia de procesos de colapsos glaciares da como resultado el afloramiento del sustrato rocoso pudiendo jugar un papel clave en el contexto de retroceso y pérdida de masa.

### **5.3.1.3. Superficie glaciar. Aplicación de DGPS**

Las mediciones de DGPS y GPS en el contorno del glaciar nos permiten inferir los cambios en la superficie (área) del frente glaciar para los años 2010, 2011 y 2012 (Fig. 5.18). Tomando como base los datos de la superficie glaciar en 1984 y 2008, y los nuevos cálculos mediante teledetección para 2016 realizados en esta tesis doctoral, es posible enmarcar la tendencia reciente en el contexto de la evolución glaciar de las últimas décadas.

Entre los años 2010 y 2012 se han perdido -1,04 ha en el glaciar de Maladeta, es decir unos -0,5 ha a<sup>-1</sup>. La tasa de cambio anual para el periodo 1984-2008 es de -1,12 ha a<sup>-1</sup> mientras que para el conjunto 1984-2016 asciende a -1,59 ha a<sup>-1</sup>. En conclusión, el periodo 2010-2012 muestra unas pérdidas similares a las del periodo 2008-2016 (-0,45 ha a<sup>-1</sup>) pero notablemente inferiores a las del periodo previo de 1984-2008 (-1,12 ha a<sup>-1</sup>).

En conjunto, entre 2008 y 2016 el glaciar de Maladeta (cuerpos occidental y oriental) ha pasado de 33 a 29,38 ha y perdiendo -3,62 ha en 8 años. Esto supone una pérdida de -10,97 % de su superficie.

Glaciar de Maladeta. Cambios de área 1984-2016

AÑO	1984	2008	2010	2011	2012	2016	
Area (ha)	60	33	31,65	31,12	30,61	29,38	
Pérdidas respecto a 1984 (ha)	0	-27	-28,35	-28,88	-29,39	-30,62	
Pérdidas respecto a 1984 (%)	0	-45	-47,25	-48,13	-48,98	-51,03	
PERIODO	1984-2008	2008-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2016	2008-2016	1984-2016
Pérdidas absolutas (ha)	-27	-1,35	-0,53	-0,51	-1,23	-3,62	-30,62
Pérdidas relativas (%)	-45	-4,09*	-1,61*	-1,55*	-3,73*	-10,97*	-51,03
Tasa de cambio por año (ha)	-1,12	-0,67	-0,53	-0,51	-0,3	-0,45	-0,96
Tasa de cambio por año (%)	-1,87	-2,05*	-1,61*	-1,55*	-0,91*	-1,37*	-1,59
Tasa de cambio por año (ha) para el Pirineo	-20,99	-	-	-	-	-8,06	-17,76
Tasa de cambio por año (%) para el Pirineo	-2,59	-	-	-	-	-2,63	-2,19

\*Respecto a área en 2008

Tabla 5.7. Cambios en la superficie del glaciar de Maladeta en el periodo 1984-2016 y comparación con la evolución glaciar en el conjunto de los Pirineos.

Comparando las tasas de cambio (%) del glaciar de Maladeta con las del conjunto de los glaciares de los Pirineos en el periodo 1984-2016, se observa que estas son inferiores: -1,59 % a<sup>-1</sup> para el glaciar de Maladeta y -2,19 % a<sup>-1</sup> para el conjunto de los Pirineos para el periodo 2008-2016 (Tabla 4.). Entre 2008 y 2016 el glaciar de Maladeta (cuerpos occidental y oriental) ha pasado de 33 a 29,38 ha y perdiendo -3,62 ha en 8 años. Esto supone una pérdida de -10,97 % de su superficie y una tasa de cambio de -1,37 % a<sup>-1</sup> (en contraste con -2,63 % a<sup>-1</sup> para el mismo periodo en los Pirineos). Por lo tanto, mientras que en el conjunto de los Pirineos las tasas de cambio porcentuales se mantienen desde los años 80, en el glaciar de Maladeta se detecta un leve descenso de la superficie perdida anualmente desde 2008 (de -1,87 a -1,37 % a<sup>-1</sup>) posiblemente debido a aspectos geométricos locales o la ocurrencia de años con mayores precipitaciones (2008, 2013, 2014). Como se verá más adelante, en contraste, las pérdidas de volumen en este mismo periodo han mostrado una tendencia cada vez más negativa.

La comparación sobre los cambios recientes en el área del cuerpo principal del glaciar (Maladeta oriental) con los datos del programa ERHIN (Moreno Santaengracia, 2016) muestra algunas diferencias absolutas: los datos de superficie del ERHIN en 2010, 2011, 2013 y 2016 son 28, 28, 25 y 23 ha. Para los mismos años en este trabajo se han obtenido 28,65, 28,12, 27,6 y 26,38 ha. Estas diferencias pueden deberse a errores por la presencia de nieve en los márgenes glaciares y a los errores propios en el cálculo de superficies mediante teledetección. En el caso de este trabajo el uso de DGPS diferencial en 2010, 2011 y 2012 permite mejorar la precisión del cálculo de superficie glaciar. En cualquier caso, las diferencias no son excesivamente marcadas teniendo en cuenta que se trata de dos técnicas distintas.

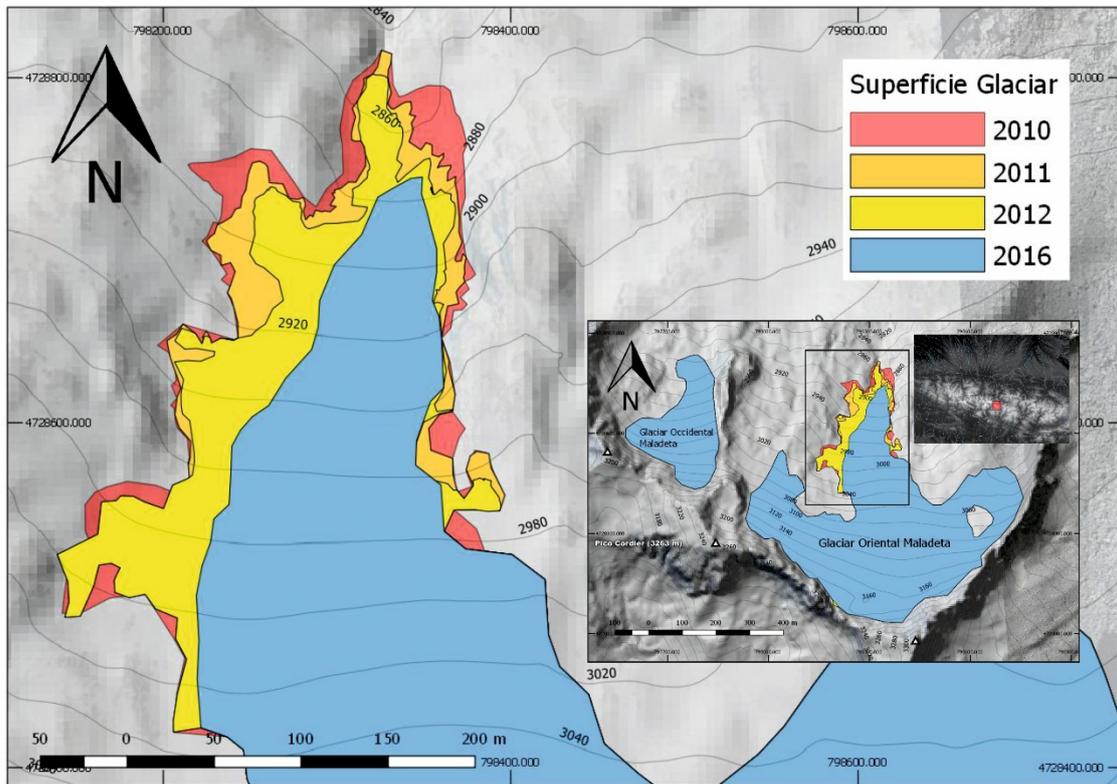


Fig. 5.18. Cambios en la superficie del frente del glaciar de Maladeta en el periodo 2010-2016.

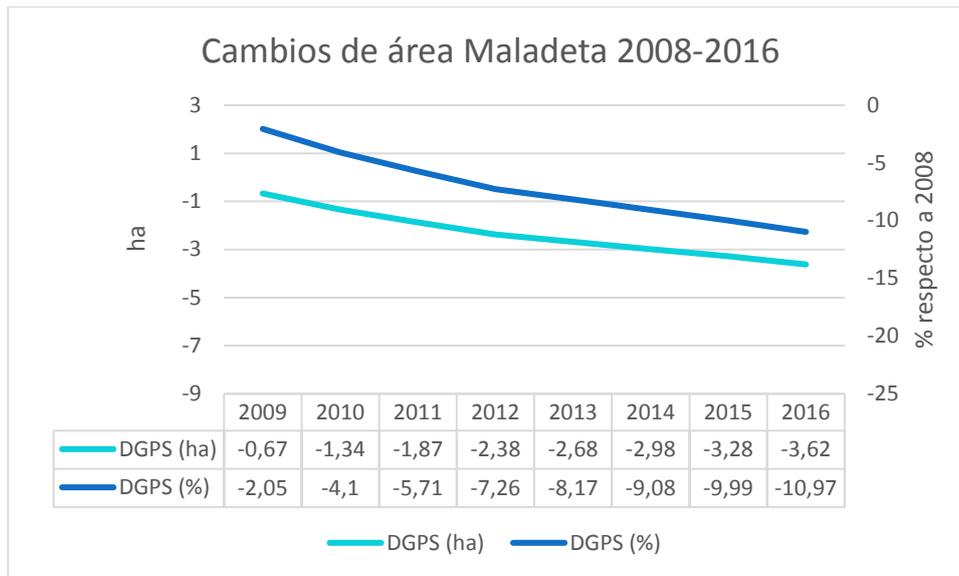


Fig. 5.19. Variaciones de área (acumuladas) en ha totales y % en el glaciar de Maladeta desde 2008.

#### 5.3.1.4. Síntesis y comparación con la variabilidad climática 2010-2014

##### 2010-2011

El año hídrico 2010-2011 se caracterizó por unas temperaturas en el periodo de fusión superiores a la media de 1960-2010. Tanto las máximas como las mínimas fueron superiores y resultaron en una anomalía de +0,56°C. Las precipitaciones invernales fueron inferiores al promedio 1960-2010, con un descenso del -5,32 %. La respuesta del frente glaciar resultó en una pérdida de espesor medio de -1,7 m. Respecto a su superficie, el glaciar perdió -0,53 ha.

##### 2011-2012

Entre 2011 y 2012 las temperaturas del periodo de fusión fueron sólo ligeramente superiores al promedio 1960-2010 con una anomalía del +0,23°C. Mientras que las temperaturas mínimas fueron levemente inferiores a la media (-0,08 °C) las máximas llegaron a una anomalía positiva de +0,44°C. Por otra parte, las precipitaciones invernales fueron notablemente inferiores a la media de dicho periodo, con una anomalía negativa del +54,86 % durante el periodo de acumulación. En respuesta a estas condiciones, el frente glaciar perdió espesor, se produjeron colapsos y en conjunto tuvo una pérdida de espesor medio de -3,56 m. Respecto a su superficie, el glaciar perdió -0,51 ha.

	T ° Max (°C)	T ° Min (°C)	T ° Med (°C)	Precipitación (%)
<b>2010-2011</b>	+0,61	+0,40	+0,56	-5,32
<b>2011-2012</b>	+0,44	-0,08	+0,23	-54,86
<b>2012-2013</b>	-0,43	+0,04	-0,28	+25,62
<b>2013-2014</b>	+2,57	+2,99	+3,08	+12,09

Tabla 5.8. Anomalías de precipitación (%) en el periodo de acumulación (noviembre-abril) y de temperaturas máximas y mínimas (°C) en el periodo de fusión (junio-septiembre) respecto a 1961-2009 en la vertiente sur del Pirineo para los años 2010-2014.

### **2012-2013**

El año hídrico 2012-2013 destacó por una anomalía de temperaturas durante el periodo de fusión de  $-0,28^{\circ}\text{C}$ , ligeramente inferiores al promedio 1960-2010, caracterizado por un descenso de las temperaturas máximas (anomalía  $-0,43^{\circ}\text{C}$ ). No obstante, las precipitaciones invernales resultaron muy por encima del promedio, con una anomalía de  $+25,62\%$ . La altimetría del frente glaciar registró un valor de  $+0,37\text{ m a}^{-1}$ . En la zona frontal se midieron grandes acumulaciones de nieve (6 m) por efecto de la acumulación por la acción del viento favorecida por el relieve cóncavo de este sector,

### **2013-2014**

Durante el periodo 2013-2014 las temperaturas durante el periodo de fusión fueron muy superiores al promedio 1960-2010 con una anomalía del  $+3,08^{\circ}\text{C}$  positivos. Tanto las temperaturas máximas como las mínimas fueron muy superiores a la media, con anomalías rozando los  $+3^{\circ}\text{C}$ . Por otra parte, las precipitaciones invernales fueron significativamente superiores a la media de dicho periodo, con una anomalía positiva del  $+12,09\%$  durante el periodo de acumulación, En respuesta a estas condiciones el frente glaciar tuvo una pérdida de espesor medio de  $-1,35\text{ m}$ .

Las mediciones TLS han permitido cuantificar la respuesta glaciar en el periodo 2010-2014. Los datos sobre los cambios en superficie 2010-2012 permiten complementar los resultados de TLS. Los años hídricos 2010 y 2011 han estado caracterizados por altas temperaturas y escasas precipitaciones lo que ha producido pérdidas de espesor notables ( $-1,70\text{ m}$  y  $-3,56\text{ m}$  en 2010-2011 y 2011-2012

respectivamente). En el periodo 2012-2013, con elevadas precipitaciones y temperaturas inferiores a la media, ha producido un balance de la altimetría de superficie positivo en el frente (+0,37 m a<sup>-1</sup>), muy cercano al equilibrio (no se trata de un avance del frente sino de acumulación en forma de nieve). El periodo 2013-2014 ha estado caracterizado por temperaturas muy por encima de la media en el periodo de fusión (más de +3 °C) pero con precipitaciones superiores a la media en el periodo de acumulación (+12,09 %). En el caso de Maladeta estas condiciones se tradujeron en un balance de la altimetría de superficie de -1,35 m.

En conjunto, en el periodo 2010-2014 el glaciar de Maladeta ha reflejado unos cambios en la altimetría del frente de -6,3 m (-5,77 m w.e.). Por lo tanto, a pesar de tratarse de un periodo con elevada variabilidad (2010-2012 muy desfavorables, 2012-2013 muy favorable y 2013-2014 intermedio) la respuesta del glaciar se traduce en un balance de la altimetría de superficie del frente claramente negativo. Respecto a la incidencia de la temperatura o la precipitación, se observa que estas tienen un efecto combinado en la respuesta del glaciar de Maladeta. Las anomalías en la precipitación cobran importancia cuando son combinadas con anomalías en las temperaturas. Este aspecto es especialmente marcado en los años más extremos 2011-2012 y 2012-2013 donde las temperaturas en el periodo de fusión son levemente positivas (+0,23) y negativas (-0,28) respectivamente y la precipitación invernal marcadamente contrastada (-54,86 % y +25,62 % respectivamente; Fig. 5.20). Por otra parte, se observa como durante el periodo 2010-2011 un leve descenso en las precipitaciones es capaz de generar cambios más profundos en la altimetría de superficie que la significativa anomalía positiva de temperaturas de 2013-2014. Esto es posiblemente debido a que un descenso en la cubierta de nieve invernal favorece una fusión de la nieve estacional temprana, dejando al descubierto firn, hielo glaciar y derrubios que reducen el albedo y generan un efecto de retroalimentación positiva, y generando cambios negativos profundos en la altimetría de la superficie glaciar.

Respecto a los cambios en área, las tasas de cambio entre 2010 y 2012 (-0,51 ha a<sup>-1</sup> y -0,53 ha a<sup>-1</sup> respectivamente) son en términos generales menores que la media 1984-2008 (-1,12 ha a<sup>-1</sup>) y solo ligeramente superiores a la media del periodo 2008-2016 (-0,45 ha a<sup>-1</sup>). Comparándolas con la variabilidad climática se observa

una leve correlación ya que los años 2010-2011 y 2011-2012 fueron los más secos del periodo 2010-2014. Porcentualmente, los ritmos de pérdida de área anual en el periodo 2008-2016 son ligeramente inferiores a los de la media 1984-2016;  $-1,37$  y  $-1,59 \text{ \% a}^{-1}$  respectivamente.

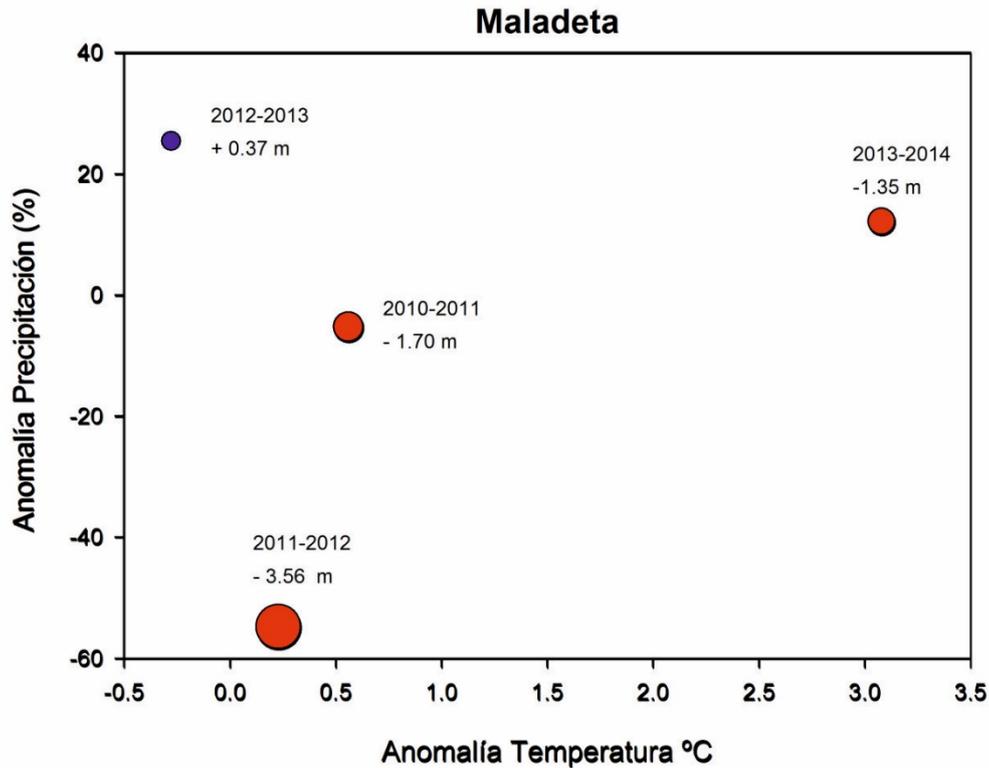


Fig. 5.20. Relación entre variabilidad climática y respuesta en la altimetría de superficie del glaciar (TLS) de Maladeta en el periodo 2010-2014.

Estos datos contrastan notablemente con los de TLS de este estudio y las de varillas de balance de masa del programa ERHIN (1991-2016) donde la media de pérdida anual en el periodo 2008-2016 es superior a la de la media del conjunto 1991-2016,  $-0,9 \text{ m w.e. a}^{-1}$  y  $-0,68 \text{ m w.e a}^{-1}$  respectivamente.

En definitiva, comparando los datos de DGPS (extensión) con los de balance de masa por varillas o TLS, queda patente que en el glaciar de Maladeta los cambios de extensión muestran la respuesta retardada a la variabilidad ambiental (retroceso lineal y constante en el tiempo), viéndose más afectados por factores topoclimáticos, mientras que los resultados de balance de masa (bien por el método tradicional del

ERHIN o mediante TLS) reflejan con mayor precisión la variabilidad interanual del glaciar en respuesta a condiciones de cada ciclo hidrológico.

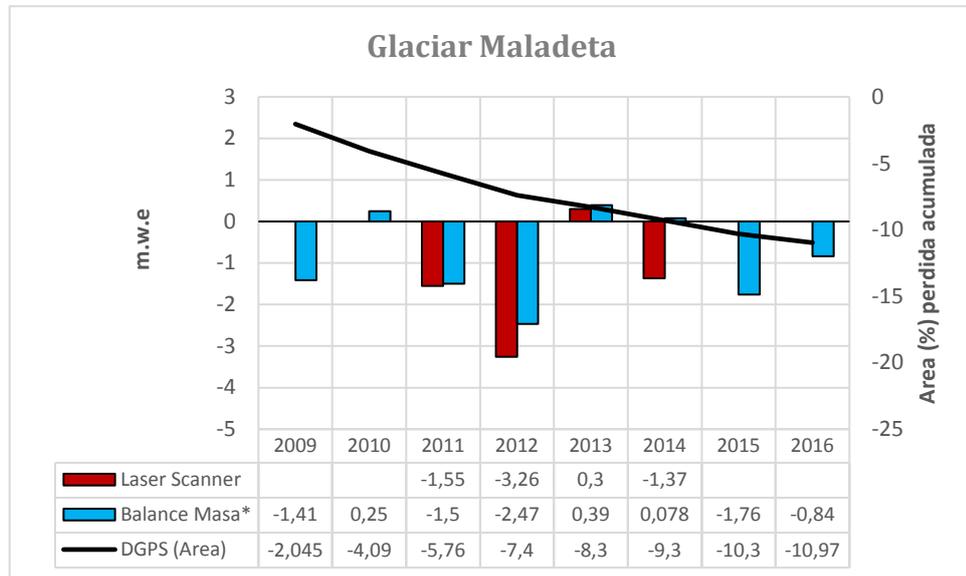


Fig. 5.21. Resultados de cambios de área (DGPS y teledetección) altimetría de superficie (TLS) y balance de masa (varillas en el glaciar) del programa ERHIN (Moreno Santaengracia, 2016) entre 2008 y 2016.

El glaciar de Maladeta muestra unas marcadas pérdidas en el frente, y trata en definitiva de adaptarse y equilibrarse a las condiciones climáticas actuales. El frente responde anualmente a la variabilidad de las temperaturas en la época de fusión, pero parece estar notablemente influenciado por la precipitación en el periodo de acumulación. A su vez, el extremo distal del frente glaciar está a su vez influenciado por la redistribución de la nieve por el viento, observándose acumulaciones importantes de nieve que explica la menor magnitud de la fusión en este sector en concreto (Fig. 5.16). El frente glaciar se ve afectado por colapsos que generan afloramientos de rocas y sustrato rocoso, siendo esta una característica típica en glaciares en estado de degradación acelerada (Caturan et al., 2013). El frente muestra también un aumento de la cobertura de derrubios, proceso que acentúa la fusión y pérdida de volumen, observado en glaciares de similares características (Naegeli y Huss, 2017).

Como se ha señalado previamente, el ascenso de la ELA en el glaciar de Maladeta ha sido significativo, pasando situarse a 2840 m en 1830 (Chueca et al.,

2005; González Trueba et al., 2008) a 3000-3010 en el año 2005 y situándose actualmente a  $3114 \pm 3,5$  m. Esto supone un aumento de la ELA de  $273 \pm 3,5$  m. Realizando una proyección del aumento de la ELA ( $+1,68 \text{ m a}^{-1}$ ) se deduce que esta superara la altitud máxima del glaciar (3180 m) dentro de aproximadamente 36 años, por lo que no sería posible la acumulación, retención y transformación de la nieve en firn. Bajo estas condiciones y según la ley de Glen (Glen, 1958) el glaciar podría comenzar a no tener suficiente masa para deformarse por lo tanto iniciaría su transición a helero a partir del año 2045.

En conjunto el glaciar (cuerpo occidental y oriental) cuenta actualmente con 29,38 (26,38 ha el cuerpo oriental y 3 ha el cuerpo occidental). El espesor del cuerpo oriental fue determinado en 2006 por el ERHIN en 40 m (Arenillas Parra et al, 2008). Utilizando la ecuación de tiempo de respuesta volumétrica de Johannesson (Johannesson et al., 1989) y teniendo en cuenta los datos del ERHIN de 40 m de espesor y la ablación media para el periodo 2010-2014 de  $-6,3$  m, obtenemos un resultado de 18,41 años. En consecuencia, el glaciar de Maladeta podría desaparecer hacia el año 2035-2040, lo cual es coherente en líneas generales con la estimación de ascenso de la ELA.

### **5.3.2. El Glaciar de La Paul en el periodo 2010-2014**

#### **5.3.2.1. El contexto glaciológico reciente**

El glaciar de La Paul ha mostrado un retroceso acelerado desde los años 80 hasta la actualidad. Dicha aceleración se refleja en las tasas de pérdida anual de hectáreas, que se ha duplicado en las últimas cuatro décadas. Así, el glaciar ha pasado de perder una media de  $-0,09$  ha al año desde 1850 hasta 1984, a perder  $-0,16$  ha desde 1984 a 2016. La superficie global del glaciar ha pasado de 23,59 ha en 1850 a 11,33 ha en 1984 y 6,08 ha en 2016. Para el conjunto del macizo, el ritmo anual de pérdidas en el periodo 1984-2016 es de  $-1,05 \text{ ha a}^{-1}$  según los cálculos realizados en este trabajo.

El ascenso de la ELA en el glaciar de La Paul ha sido significativo, pasando situarse a 2825 m en 1830 (González Trueba et al., 2008), a  $3051 \pm 3,5$  m en 2016.

Esto supone un aumento de la ELA de +226 m desde el final de la PEH y un ascenso térmico de  $+1,35 \pm 0,02$  °C. Para el conjunto del macizo el ascenso de las ELAs ha sido de  $+109 \pm 1,6$  m (de 2930 a 3074 m) con un aumento de  $+0,65 \pm 0,01$ °C.

En este glaciar no existen programas continuados de estimación de balance de masa y velocidades de flujo. El espesor máximo del glaciar se determinó en 20 m en el año 2010 (detallado más adelante).

GLACIAR LA PAUL		
Altitud (m s.n.m.)	Cumbre	3371
	Max. hielo	3145
	Frente	2935
Rango altitudinal (m)		224
Longitud (m)		371
Anchura (m)		375,7
Profundidad (m)		20
Superficie (ha)		6,08
Pendiente media (°)		40,1
Orientación		NE (59,5 °)
Retroceso 1850-2016 (m)		544,4
Radiación solar (Wh/m <sup>2</sup> )		1.044.392,3
Distancia a la divisoria (Km)		3,4
ELA 2016		3051± 3,5
Forma del glaciar	General	Circo
	Frente	A bisel
Tipo de glaciar	Actual	Glaciar de circo
	LIA	Glaciar de circo
Tipos de morrenas		Frontales y laterales
Elementos superficie		Casi total ausencia de grietas. Recubrimiento de clastos del 80%. Colapsos y afloramientos rocosos observados.
ESTADO ACTUAL		Glaciar en transición a helero

Tabla 5.9. Características glaciológicas principales del glaciar de La Paul.

El glaciar de La Paul se clasifica actualmente como glaciar de circo con frente biselado. El conjunto del glaciar está progresivamente siendo cubierto por clastos, se observan formas de fusión y canales supraglaciares. Durante sucesivos años, se han observado colapsos y subsecuentes afloramientos rocosos (2011, 2012, 2014, 2016, 2017). Destaca también la desaparición paulatina de grietas lo que indica la falta de dinamismo del hielo.

### 5.3.2.2. Altimetría de superficie. Aplicación de TLS

Los cambios en la altimetría de la superficie glaciar han sido estudiados a través de laser escáner terrestre (TLS), obteniendo datos originales y con una precisión entre 1-3 cm. En el caso del glaciar de la Paul - por sus dimensiones más reducidas - ha sido posible escanear la práctica totalidad de su superficie (Ver Fig. 5.22).

En el periodo 2010-2011 el frente del glaciar perdió un espesor medio de -1,52 m a<sup>-1</sup> (1,39 m w.e a<sup>-1</sup>). La parte superior, con mayor pendiente, se caracterizó por concentrar las mayores pérdidas, de hasta -10 m de espesor. Este último valor tiene un carácter puntual observándose que las pérdidas oscilaron entre los 2-3 m (Fig. 5.22). Solo en algunas zonas periféricas tuvo lugar algo de acumulación, en general menor de +2 m de espesor. La degradación del glaciar es particularmente notable en la zona más alta del glaciar, cerca de las paredes del circo, donde es observable un aumento de la cobertura de derrubios y la aparición de afloramientos rocosos.

Entre 2011 y 2012 el glaciar de La Paul sufrió cambios relevantes en la altimetría de superficie (Fig. 5.22), con una pérdida de espesor medio de -1,83 m (-1,67 m w.e.). En particular se vuelve a observar que la parte superior del glaciar se encuentra más desprovista de acumulación de nieve estacional, junto con la aparición de afloramientos rocosos y un recubrimiento extensivo de derrubios (Fig. 5.23).

GLACIAR LA PAUL	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2010-2014
Media (m)	-1,52	-1,83	+ 1,86	+ 0,89	- 0,43
Valor mínimo (m)	-10,26	-5,3	-7,88	-5,82	-13,38
Valor máximo (m)	+ 2,19	+ 10,12	+ 7,42	+ 6,28	+ 4,17
Equivalente en Agua (m)	-1,39	-1,67	+ 1,70	+ 0,81	- 0,39

Tabla 5.10. Datos de pérdida de espesor del glaciar de La Paul en el periodo 2010-2014.

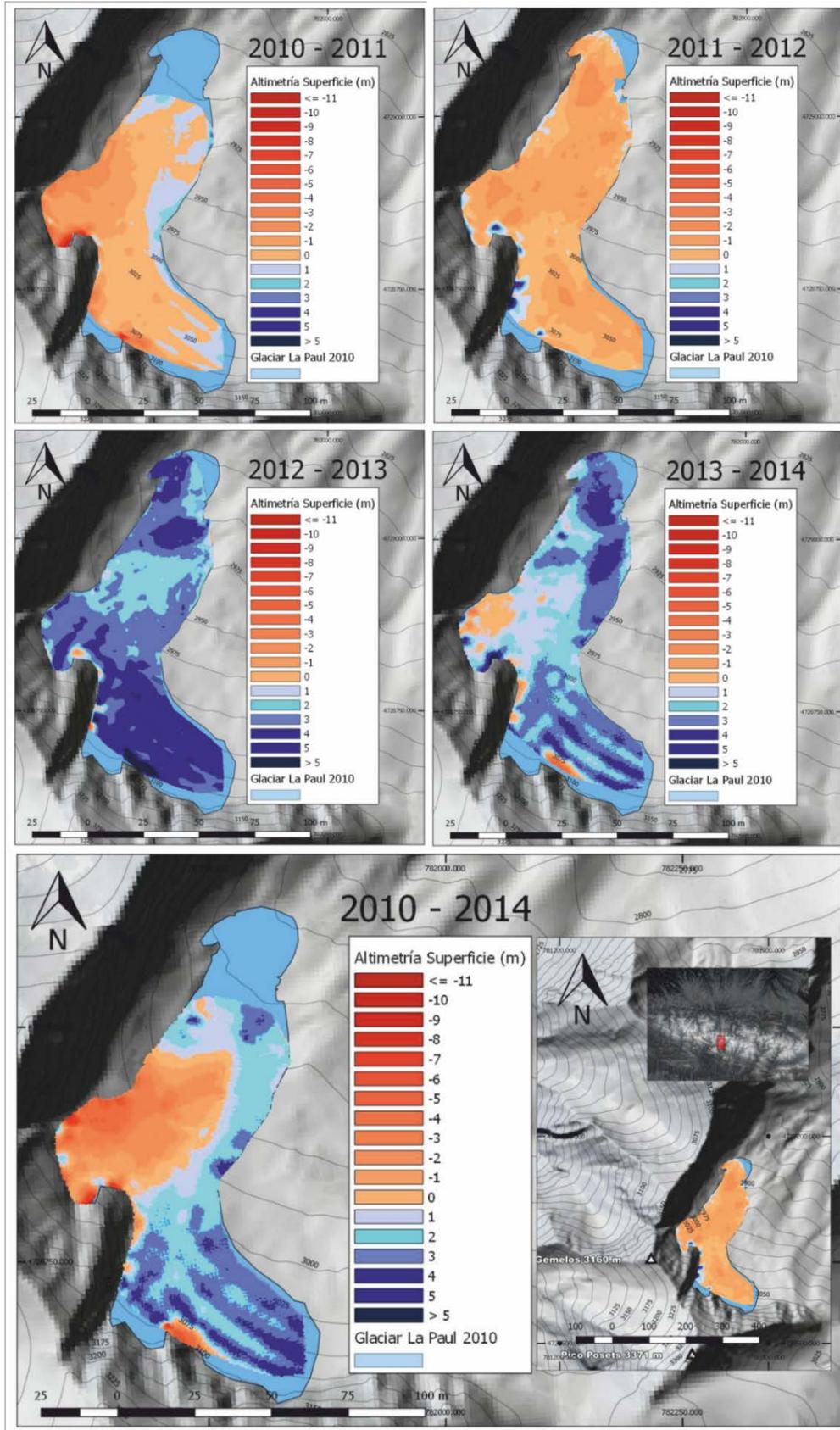


Fig. 5.22. Cambios en la altimetría de superficie del glaciar de La Paul en el periodo 2010-2014.

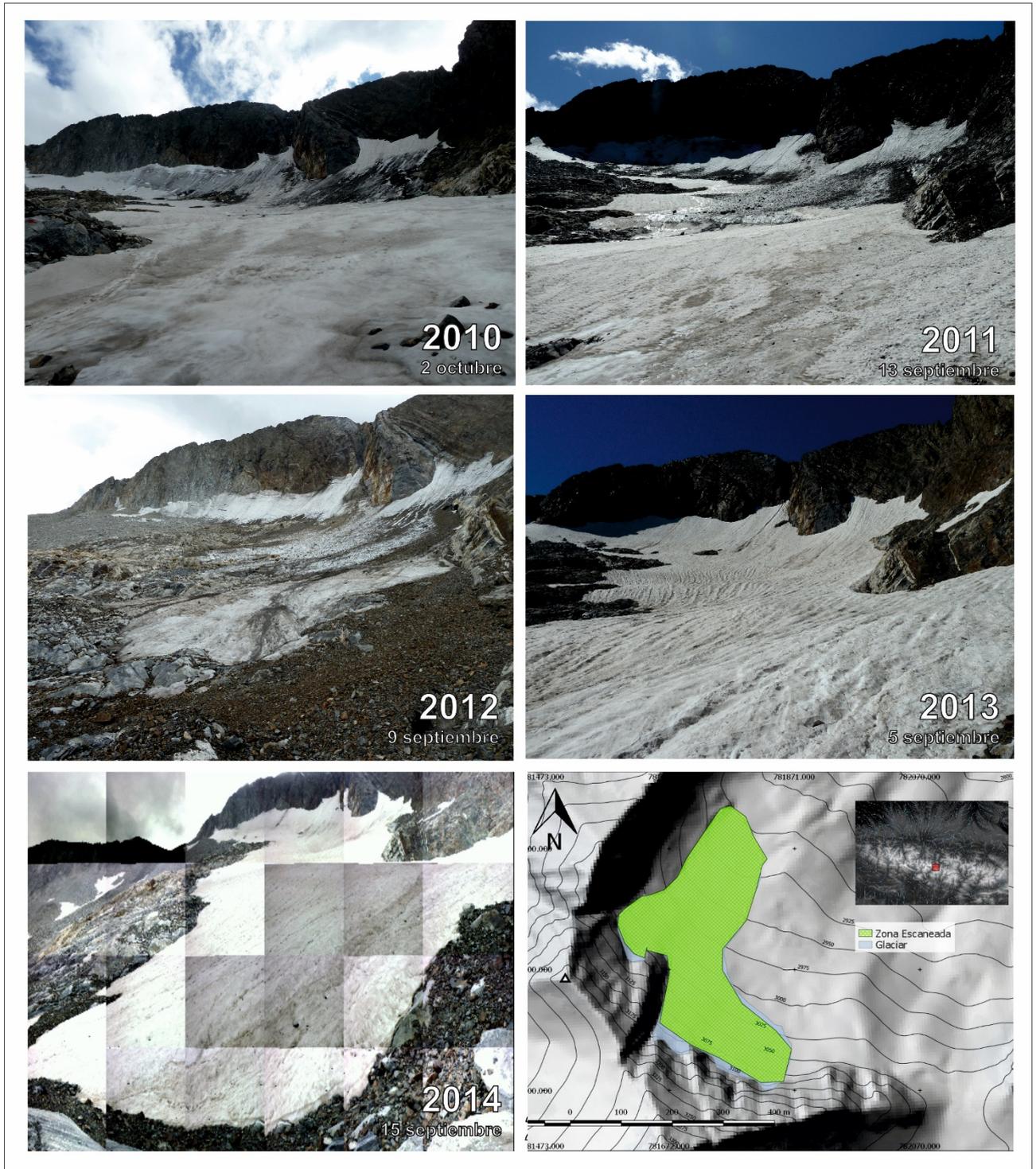


Fig. 5.23. Vista del frente del glaciar de La Paul en el periodo 2010-2014 y situación de la zona escaneada anualmente.

En el periodo 2012-2013 el glaciar de La Paul registró un balance de la altimetría de superficie de  $+1,86 \text{ m a}^{-1}$  ( $+1,69 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ). En la zona superior, con mayor pendiente, se registraron las mayores pérdidas con zonas puntuales en las

que el espesor se redujo hasta -7 metros. Sin embargo, en el conjunto del glaciar se midieron grandes acumulaciones de nieve (hasta 6-7 m) favorecida por una pendiente más moderada y apta para la acumulación nival (Fig. 5.22 y 5.23).

Finalmente, entre 2013 y 2014 el glaciar sufrió un balance de la altimetría de superficie de +0,89 m a<sup>-1</sup> (+0,81 m w.e a<sup>-1</sup>). La parte superior occidental se caracterizó por las mayores pérdidas con zonas que oscilaron entre los -4 y -5 m. En el resto del glaciar se observaron acumulaciones de hasta 6 m. En conjunto, el periodo 2010-2014 ha mostrado un balance de la altimetría de superficie de -0,43 m de media (-0,39 m w.e.).

### 5.3.2.3. Superficie glaciar. Aplicación de DGPS

Las mediciones de DGPS y GPS en el contorno del glaciar nos permiten inferir los cambios en la superficie glaciar para los años 2010, 2011 y 2012. Tomando como base los datos de la superficie glaciar en 1984 y 2008, y los cálculos mediante teledetección para 2016 (Rico et al., 2017), es posible enmarcar la tendencia reciente en el contexto de la evolución glaciar de las últimas décadas.

Glaciar de La Paul. Cambios de área 1984-2016

AÑO	1984	2008	2010	2011	2012	2016	
Area (ha)	11,33	7	6,93	6,76	6,45	6,08	
Pérdidas respecto a 1984 (ha)	0	-4,33	-4,4	-4,57	-4,88	-5,25	
Pérdidas respecto a 1984 (%)	0	-38,22	-38,83	-40,34	-43,07	-46,34	
PERIODO	1984-2008	2008-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2016	2008-2016	1984 - 2016
Pérdidas absolutas (ha)	-4,33	-0,07	-0,17	-0,31	-0,37	-0,92	-5,25
Pérdidas relativas (%)	-38,22	-0,07*	-2,43*	-4,43*	-5,29*	-13,14*	-46,34
Tasa de cambio por año (ha)	-0,18	-0,04	-0,17	-0,31	-0,09	-0,12	-0,16
Tasa de cambio por año (%)	-1,59	-0,50*	-2,43*	-4,43*	-1,32*	-1,64*	-1,45
Tasa de cambio por año (ha) para el Pirineo	-20,99	-	-	-	-	-8,06	-17,76
Tasa de cambio por año (%) para el Pirineo	-2,59	-	-	-	-	-2,63	-2,19

\*Respecto a área en 2008

Tabla 5.11. Cambios en la superficie del glaciar de La Paul en el periodo 1984-2016 y comparación con la evolución glaciar en el conjunto de los Pirineos.

Entre los años 2010 y 2012 se ha perdido un total de -0,48 ha en el glaciar de La Paul, -0,17 ha entre 2010 y 2011 y -0,31 entre 2011 y 2012. La misma tasa de cambio anual para el periodo 1984-2008 es de  $-0,18 \text{ ha a}^{-1}$  mientras que para el conjunto 1984-2016 es de  $-0,16 \text{ ha a}^{-1}$ . En conclusión, el periodo 2010-2012 muestra unas pérdidas similares a las del periodo 1984-2016. No obstante, se observa que las tasas de cambio son notablemente inferiores en el periodo previo de 2008-2010 ( $-0,04 \text{ ha a}^{-1}$ ) y en los años recientes, entre 2012-2016 ( $-0,05 \text{ ha a}^{-1}$ ). Un aumento de las pérdidas anuales en los años 2011-2012 puede estar ligada a la variabilidad climática ya que en esos dos ciclos hidrológicos se dieron condiciones anómalamente secas y cálidas.

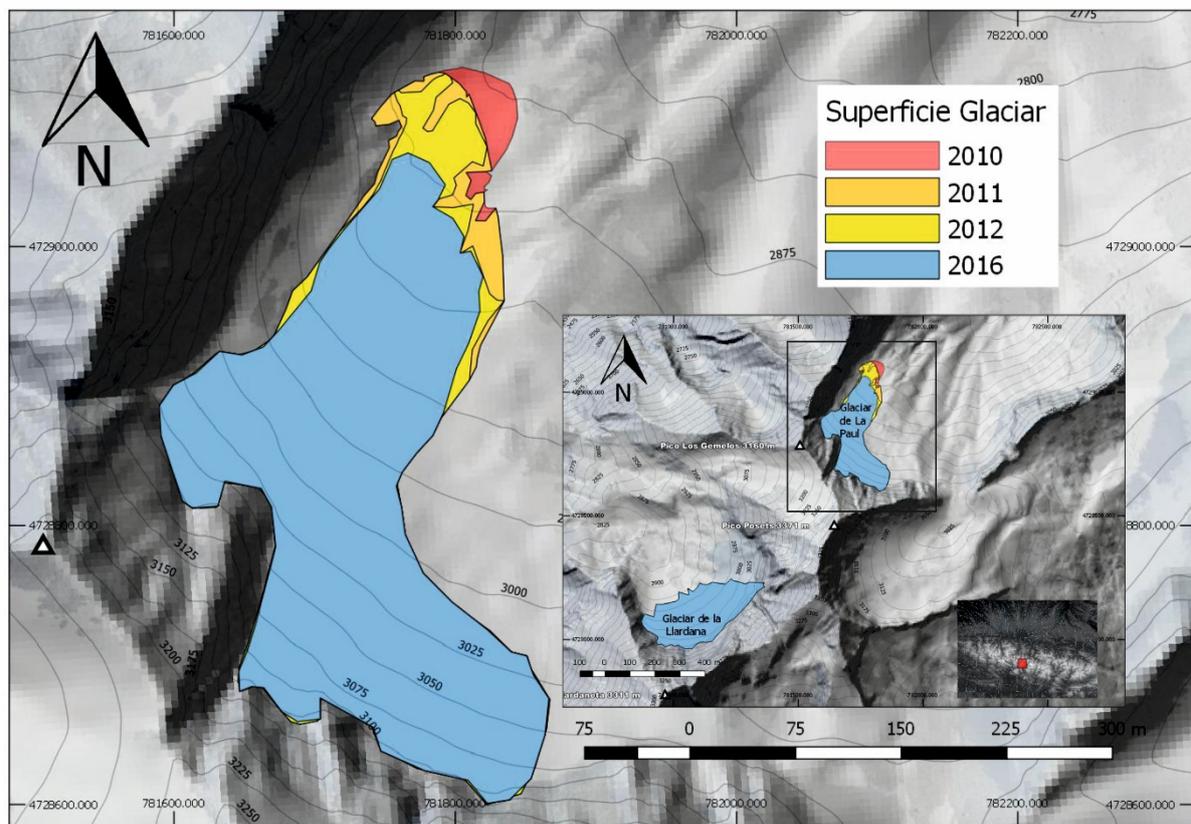


Fig. 5.24. Cambios en la superficie del glaciar de La Paul en el periodo 2010-2016.

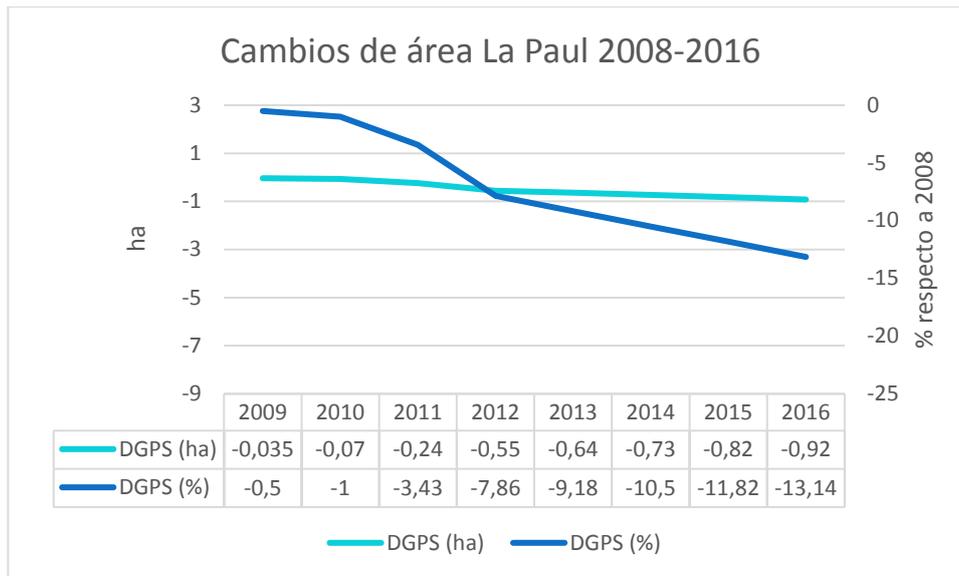


Fig. 5.25. Variaciones de área (acumuladas) en ha totales y % en el glaciar de La Paul desde 2008.

En el contexto de las últimas décadas se observa que las pérdidas anuales en el periodo 2008-2016 ( $-0,12 \text{ ha a}^{-1}$ ) son ligeramente inferiores a las del periodo 1984-2008 ( $-0,18 \text{ ha a}^{-1}$ ). No obstante, las pérdidas relativas en ambos periodos son muy parecidas, de  $-1,59 \text{ \% a}^{-1}$  para 1984-2008 y  $-1,64 \text{ \% a}^{-1}$  para 2008-2016. Por lo tanto, el glaciar de La Paul pierde cada vez menos ha anuales (debido a su reducido tamaño) mientras que sigue reduciéndose porcentualmente a un ritmo similar al observado en las últimas décadas (Fig. 5.24).

Comparando las tasas de cambio (%) del glaciar de La Paul con las del conjunto de los glaciares de los Pirineos en el periodo 1984-2016, se observa que estas son inferiores:  $-1,45 \text{ \% a}^{-1}$  de pérdida anual de superficie para el glaciar de La Paul y  $-2,19 \text{ \% a}^{-1}$  para el conjunto de los Pirineos (Tabla 5.11).

#### 5.3.2.4. Espesor y estructura interna. Aplicación de GPR

Mediante el trazado de los perfiles, se ha intentado cubrir la mayor superficie posible del glaciar, incluyendo la zona que a priori se estimaba podría poseer una mayor profundidad de hielo (Fig. 5.26). Con estos perfiles se pretenden ver las

distintas capas existentes bajo la superficie, su disposición y relación entre ellas. En total se realizaron 3 perfiles en el glaciar de La Paul

A continuación, en la figura 5.27 mostramos las composiciones realizadas con los radargramas del perfil PFL-1, en su versión sin editar y editada, en la que sobre estas últimas se han señalado las líneas que definirían las principales posibles estructuras de interés bajo el subsuelo.

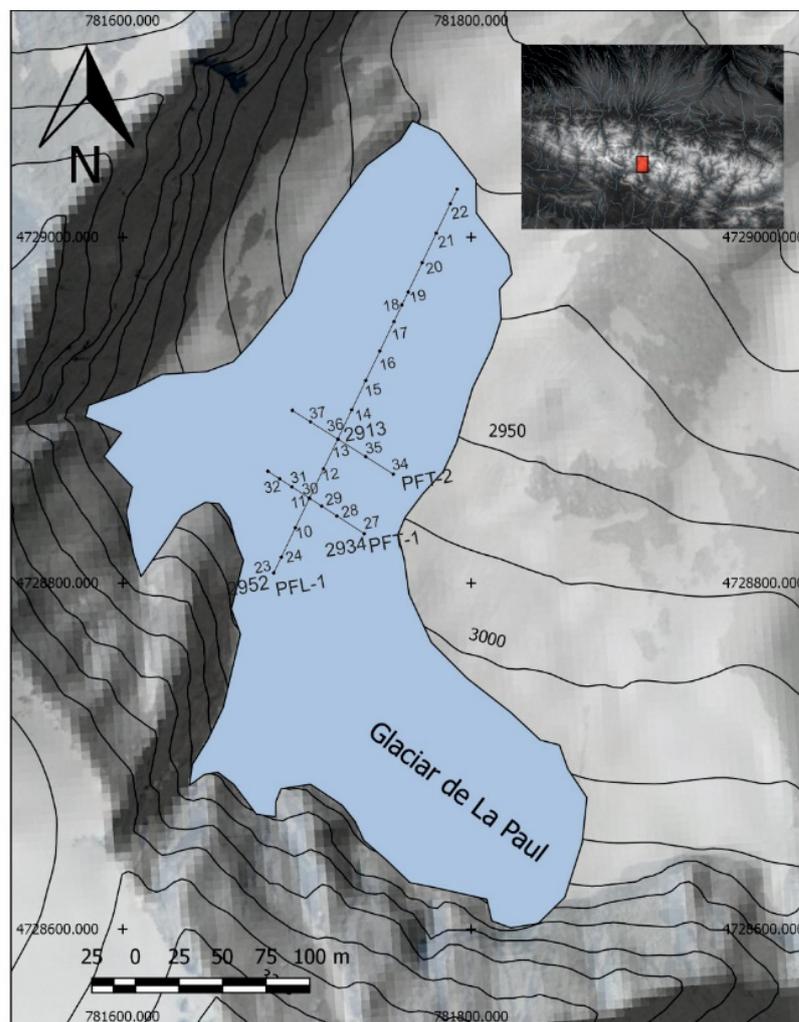


Fig. 5.26. Situación de los perfiles GPR realizados en el glaciar de La Paul.

<b>RADARGRAMA</b>	<b>LONGITUD (m)</b>	<b>PROFUNDIDAD MÁXIMA (m)</b>
<b>PFL-1 (Perfil Longitudinal 1)</b>	274,59	14
<b>PFT-1 (Perfil Transversal 1)</b>	56,13	20
<b>PFT-2 (Perfil Transversal 2)</b>	71,39	10

Tabla 5.12. Características de los radargramas realizados en el glaciar de La Paul.

En el perfil PFL-1 estudiado podemos apreciar la existencia de una estructura continua bajo el subsuelo, que recorre (en rojo) prácticamente todo el perfil. En su zona más profunda se situaría en torno a los 140-160 ns, a una distancia desde el inicio del perfil de unos 55 m (Tabla 5.12, Figura 5.27). Posteriormente se produce una disminución de la profundidad a la que aparece la citada estructura que es progresiva llegando a confundirse prácticamente con la propia superficie del glaciar al final del último de los perfiles colectados (Figura 5.27). Esta estructura detectada la atribuimos a la presencia del sustrato rocoso del glaciar.

A través de la técnica CMP (para obtención de la velocidad de propagación) obtenemos un rango de velocidades 0,198-0,219 m/ns. Estos valores están situados en el rango intermedio de los característicos para hielo (0,12-0,173) y nieve (0,212-0,245), aunque más próximos a estos últimos (Brandt et al., 2007). Por lo tanto, considerando la velocidad de propagación de las ondas en el subsuelo se sitúa en torno a 0,21 m/ns, la zona de mayor profundidad en el perfil PFL-1 estaría en torno a los 13-14 m, tal como se puede ver en la figura 5.27.

También parece existir una primera zona o zonas (en azul) que podría indicar la presencia de una primera capa o capas de nieve, que se relacionarían con las primeras reflexiones a unos 3 m de profundidad. Como puede apreciarse, se visualizan algunas reflexiones hiperbólicas que indicarían la presencia de rocas interpuestas entre el citado sustrato y la superficie.

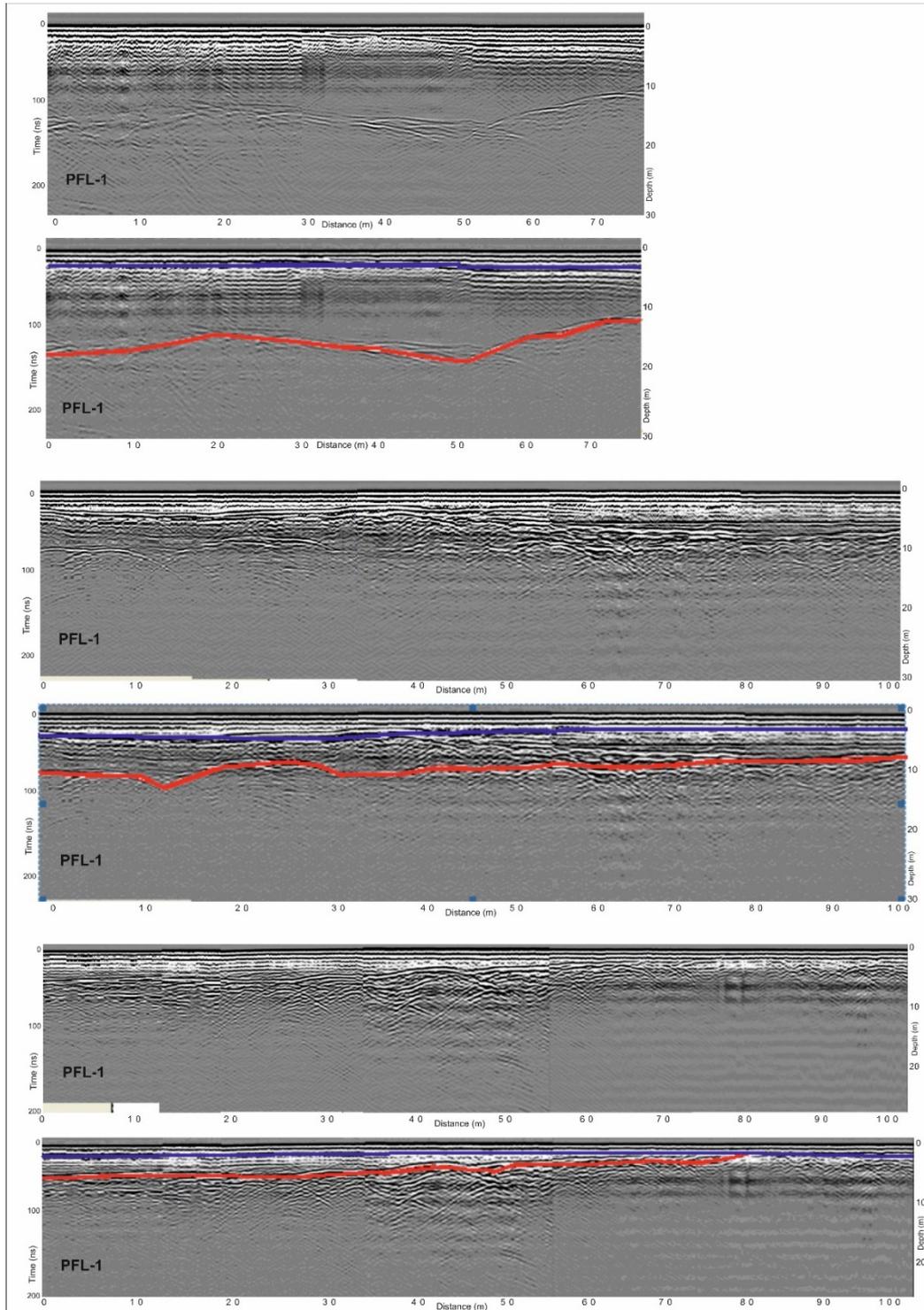


Fig. 5.27. Perfil PFL-1 sin editar y editado.

En las figuras 14 y 15 se muestran las composiciones de radargramas PFT-1 y PFT-2, correspondientes a los perfiles realizados en dirección perpendicular al perfil longitudinal PFL-1. En el perfil PFT-1 se aprecia claramente el sustrato rocoso en el subsuelo en cuyo inicio se situaría en los 60-70 ns aumentando de profundidad

hasta un máximo de 180-190 ns situado a los 12-13 m del inicio del perfil, y disminuyendo a partir de ese punto hasta los 80 ns al final del mismo. Suponiendo una velocidad de propagación de 0,21 m/ns podemos estimar que la zona más profunda de este perfil sería de unos 19-20 m.

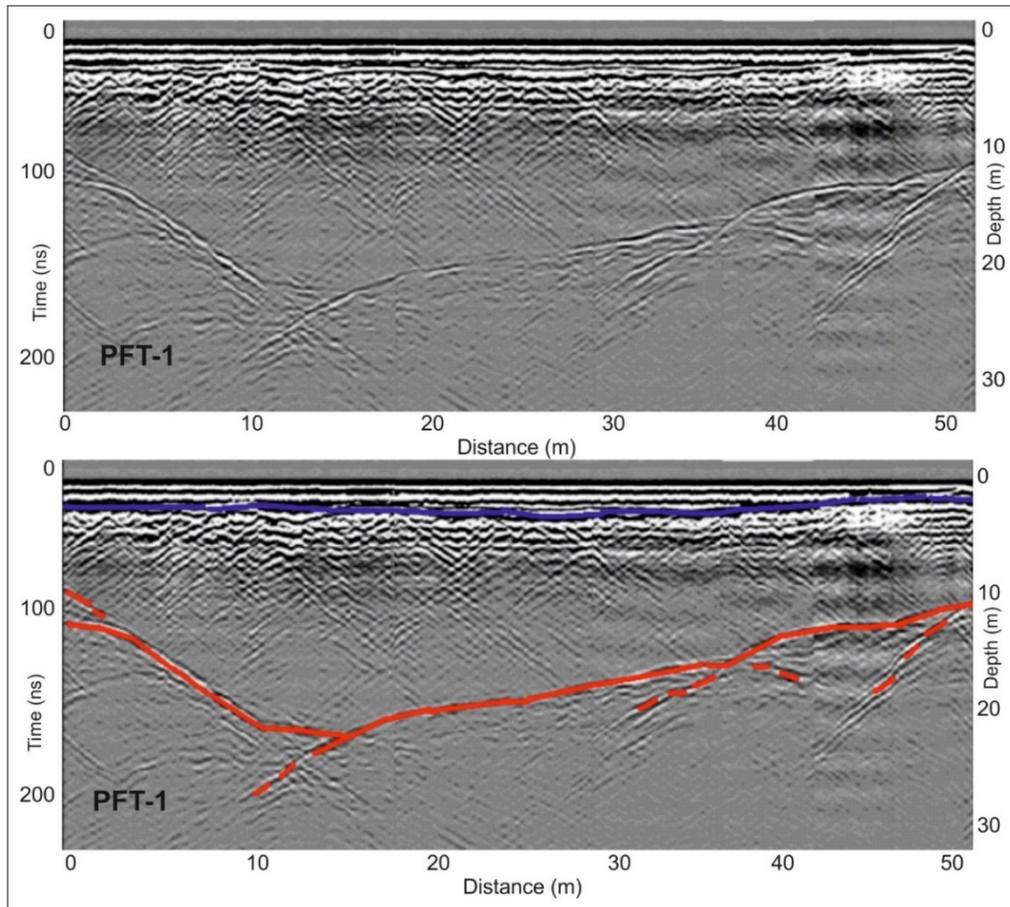


Fig. 5.28. Perfil PFT-1 sin editar y editado.

Esta profundidad nos indica que el cruce entre los perfiles PFL-1 y PFT-1 no se produce exactamente a la máxima profundidad del helero en esa zona, sino que se situaría, una vez que el hielo en el PFT-1 ha comenzado a disminuir en profundidad. Por lo que respecta al perfil PFT-2, la zona del sustrato rocoso aparece a menor profundidad, en torno a los 80 ns, lo cual es coherente con la evolución del perfil PFL-1, que en la intersección con este perfil transversal mostraba menor profundidad que con respecto al PFT-1.

En definitiva, los resultados del GPR realizado permiten determinar el espesor y la estructura interna del glaciar. El espesor máximo es registrado entre

los puntos 28 y 29 del PFT-1 a 2934 m, situado en la parte central del glaciar, y mostrando un valor máximo de 19-20 m en 2010. Este valor no es continuo en toda la masa helada, descendiendo claramente hacia los extremos laterales y el frente glaciar donde el espesor es cercano a los 5 m.

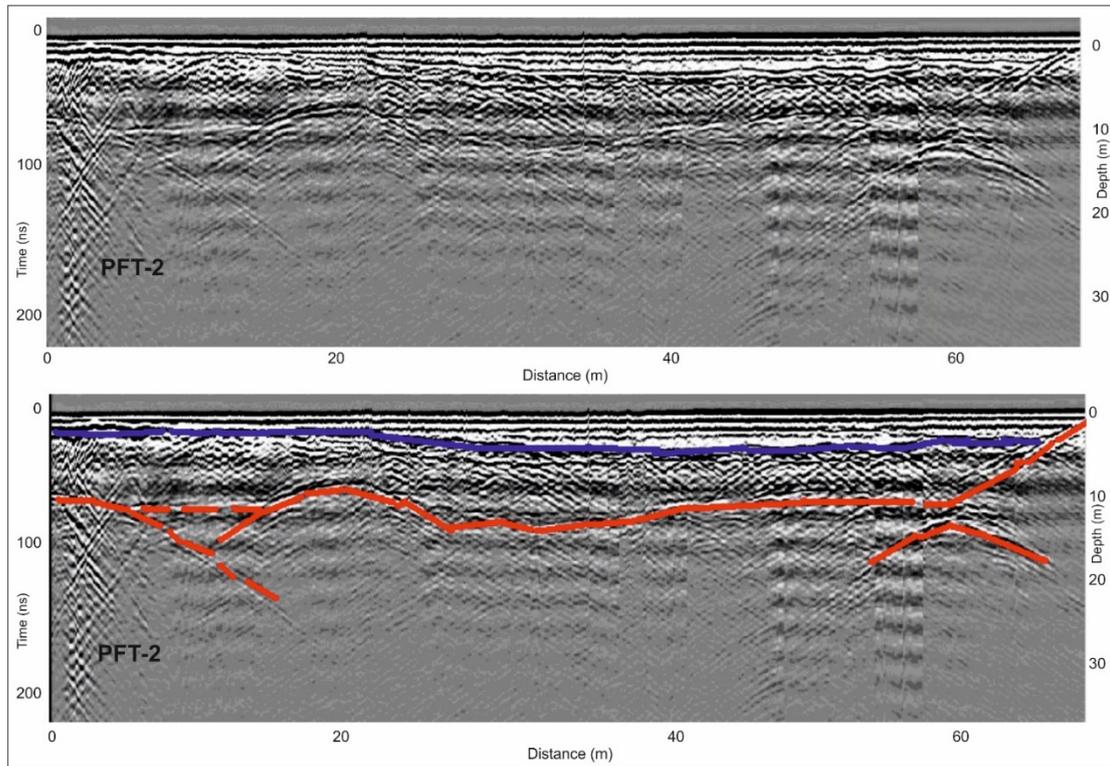


Fig. 5.29. Perfil Transversal PFT-2 sin editar y editado

Para la interpretación de la estructura interna del glaciar hay que tener en cuenta la presencia de estratos de derrubios y bloques en el hielo, además de la irregular superficie de la nieve y la presencia de agua. No obstante, se identifican al menos tres capas distintas:

1. Una capa superficial compuesta por nevé, firn y derrubios con un espesor de entre 1 y 3 m.
2. Una segunda capa compuesta fundamentalmente por hielo glaciar y algunos fragmentos y bloques de roca aislados.
3. Un substrato sub-glaciar formado por rocas, hielo, agua y finas partículas en el interfaz del substrato rocoso y el hielo glaciar.

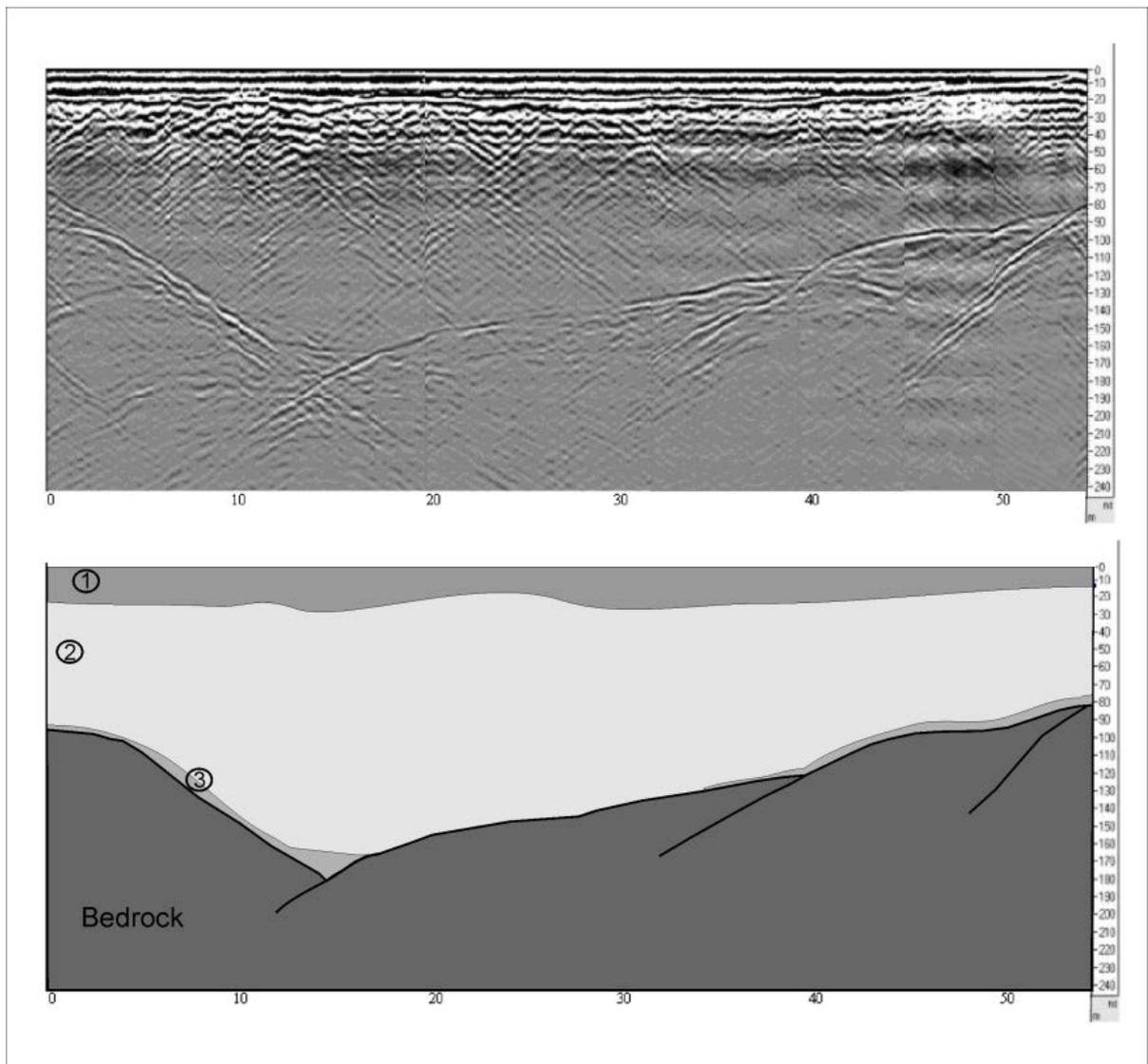


Fig. 5.30. PFT-1 sin editar y editado: 1. Firm / nevé; 2. Hielo glaciar; 3. Deposito sub-glaciar.

### 5.3.2.5. Síntesis y comparación con la variabilidad climática 2010-2014

#### 2010-2011

Durante el año hídrico 2010-2011 las temperaturas en el periodo de fusión se caracterizaron por ser superiores a la media de 1960-2010: Tanto las máximas como las mínimas fueron superiores y resultaron en una anomalía de +0,56 °C positivos. Las precipitaciones en invernales fueron algo inferiores al promedio 1960-2010, con un descenso del -5,32 %. La respuesta del glaciar de La Paul se tradujo en una

pérdida de espesor medio de -1,52 m. Respecto a su superficie, el glaciar perdió -0,17 ha a<sup>-1</sup>.

### 2011-2012

Entre 2011 y 2012 las temperaturas durante el periodo de fusión fueron solo ligeramente superiores al promedio 1960-2010 con una anomalía de +0,23 °C positivos. Mientras que las temperaturas mínimas fueron levemente inferiores a la media (-0,08 °C) las máximas llegaron a una anomalía de +0,44 °C. Por otra parte, las precipitaciones invernales fueron notablemente inferiores a la media de dicho periodo, con una anomalía del -54,86 % durante el periodo de acumulación. En respuesta a este descenso en las precipitaciones el glaciar de La Paul perdió espesor y en conjunto tuvo una pérdida de espesor medio de -1,83 m. En la zona central del glaciar se produjeron importantes colapsos de hielo y afloramientos rocosos, lo que constata las pérdidas de espesor medidas mediante TLS, síntoma de intensos procesos de fusión tanto superficial como subglaciar. Respecto a su superficie, el glaciar perdió -0,31 ha en este año.

	T ° Max (°C)	T ° Min (°C)	T ° Med (°C)	Precipitación (%)
<b>2010-2011</b>	+0,61	+0,40	+0,56	-5,32
<b>2011-2012</b>	+0,44	-0,08	+0,23	-54,86
<b>2012-2013</b>	-0,43	+0,04	-0,28	+25,62
<b>2013-2014</b>	+2,57	+2,99	+3,08	+12,09

Tabla 5.13. Anomalías de precipitación (%) en el periodo de acumulación (noviembre-abril) y de temperaturas máximas y mínimas (°C) en el periodo de fusión (junio-septiembre) respecto a 1961-2009 en la vertiente sur del Pirineo para los años 2010-2014.

### 2012-2013

2012-2013 destacó por las precipitaciones invernales con una anomalía muy por encima del promedio, con una anomalía positiva de +25,62 %. El glaciar de La Paul registró un balance en la altimetría de superficie de +1,86 m a<sup>-1</sup>, debido a la excepcional acumulación de nieve de este año. En la zona distal se midieron grandes acumulaciones de nieve (+7 m) por efecto de la acumulación por la acción del viento favorecida por el relieve cóncavo de este sector. Además, una anomalía de temperaturas durante el periodo de fusión de -0,28 °C, ligeramente inferiores al

promedio 1960-2010, caracterizado por un descenso de las temperaturas máximas (anomalía  $-0,43$  °C) permitió una fusión menor durante el verano.

### 2013-2014

Finalmente, entre 2013 y 2014 las temperaturas durante el periodo de fusión fueron muy superiores al promedio 1960-2010 con una anomalía del  $+3,08$  °C. Tanto las temperaturas máximas como las mínimas fueron muy superiores a la media, con anomalías rozando los  $+3$  °C. Por otra parte, las precipitaciones en el periodo de acumulación fueron significativamente superiores a la media de dicho periodo, con una anomalía positiva del  $+12,09$  % durante el periodo de acumulación. En respuesta a estas condiciones el glaciar tuvo un balance medio de  $+0,89$  m a<sup>-1</sup>.

Las mediciones TLS han permitido cuantificar la respuesta glaciar en el periodo 2010-2014. Los datos sobre los cambios en superficie 2010-2012 permiten complementar los resultados de TLS. Los años hídricos 2010 y 2011 han estado caracterizados por altas temperaturas y escasas precipitaciones lo que ha producido pérdidas de espesor notables ( $-1,52$  m y  $-1,83$  m en 2010-2011 y 2011-2012 respectivamente). En el periodo 2012-2013, con elevadas precipitaciones y temperaturas inferiores a la media, ha producido un balance positivo en el frente ( $+1,86$  m a<sup>-1</sup>). El periodo 2013-2014 ha estado caracterizado por temperaturas muy por encima de la media en el periodo de fusión (más de  $+3$  °C) pero con precipitaciones superiores a la media en el periodo de acumulación ( $+12,09$  %). En el caso de la Paul estas condiciones se han traducido en un balance de la altimetría de superficie positivo, de  $+0,89$  m.

En conjunto, en el periodo 2010-2014 el glaciar de La Paul ha reflejado unos cambios en la altimetría del frente de  $-0,43$  m ( $-0,39$  m w.e.). Por lo tanto, a pesar de tratarse de un periodo con elevada variabilidad (2010-2012 muy desfavorables, 2012-2013 muy favorable y 2013-2014 intermedio) la respuesta del glaciar se traduce en un balance de la altimetría de superficie negativo pero muy cercano al equilibrio en este periodo concreto de 2010-2014.

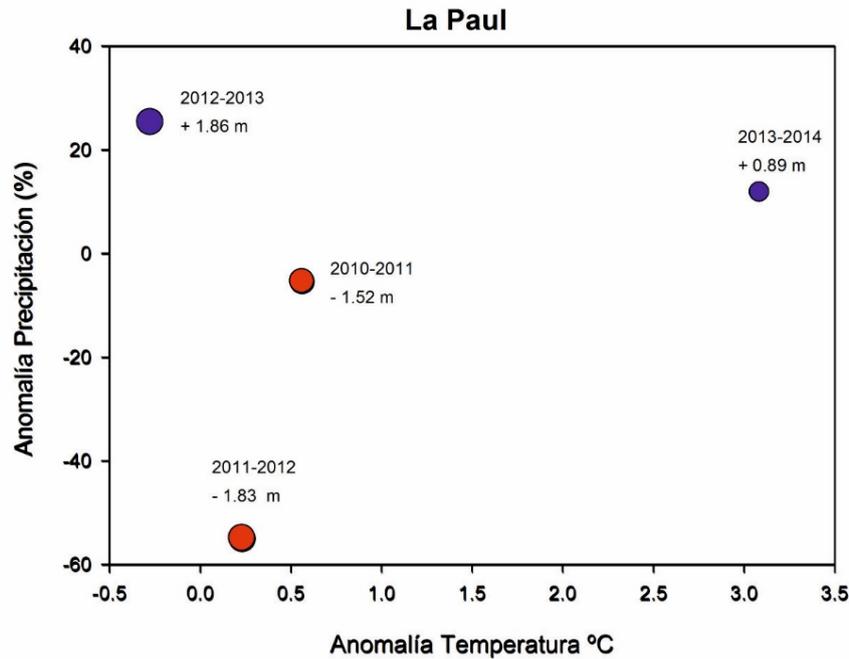


Fig. 5.31. Relación entre variabilidad climática y respuesta en la altimetría de superficie del glaciar (TLS) de La Paul en el periodo 2010-2014.

Respecto a los cambios en área, las tasas de cambio entre 2010-2011 ( $-0,17 \text{ ha a}^{-1}$ ) es similar a la media 1984-2008 ( $-0,18 \text{ ha a}^{-1}$ ) mientras que la tasa de cambio en el periodo 2011-2012 ( $-0,31 \text{ ha a}^{-1}$ ). Estos valores son superiores a la media del periodo 2008-2016 ( $-0,09 \text{ ha a}^{-1}$ ). Comparándolas con la variabilidad climática se observa una cierta correlación ya que los años 2010-2011 y 2011-2012 fueron los más secos y cálidos de toda la serie. Si comparamos los datos de TLS (altimetría de superficie), queda patente que en el glaciar de La Paul los cambios en área muestran la respuesta retardada a la variabilidad ambiental (constante en el tiempo, aunque con acentuaciones en 2010-2012) mientras que los resultados de TLS y balance de masa reflejan con mayor precisión la variabilidad interanual del glaciar en respuesta a condiciones de cada ciclo hidrológico. En este sentido, se puede observar que, aunque el glaciar de La Paul muestra dos años consecutivos de altimetría negativa (2010-2012) y dos positivos (2012-2014), y como resultado de un balance de  $-0,43 \text{ m}$  ( $-0,39 \text{ m w.e.}$ ) la tendencia de pérdida de superficie se mantiene similar a la observada en el periodo 2008-2016 (Fig. 5.32).

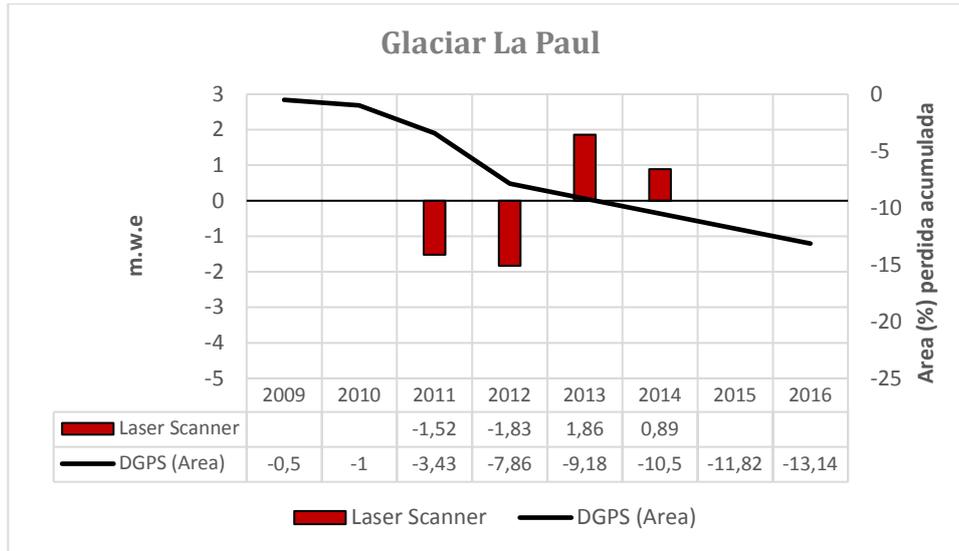


Fig. 5.32. Resultados de cambios de área (DGPS y teledetección) y altimetría de superficie (TLS) entre 2008 y 2016 en el glaciar de La Paul.

En cuanto a la influencia de la precipitación y temperatura, se observa que el factor que domina el balance anual del conjunto del glaciar es la precipitación en el periodo de acumulación sobre la temperatura en el periodo de fusión. Este aspecto es especialmente marcado en los años más extremos 2011-2012 y 2012-2103 donde las temperaturas en el periodo de fusión son similares en ambos periodos (incluso inferiores a la media) mientras que la precipitación invernal determina el balance anual de la altimetría del frente glaciar (Fig. 5.31). Igualmente, se observa cómo durante el periodo 2010-2011 un leve descenso en las precipitaciones es capaz de generar cambios más profundos en la altimetría de superficie que la significativa anomalía positiva de temperaturas de 2013-2014. En particular en este último periodo la respuesta del glaciar se traduce en un balance positivo de la altimetría de superficie de +0,89 m, a pesar de existir una anomalía térmica positiva durante el periodo de fusión entorno a los +3 °C. La incidencia de las precipitaciones en este último año ha podido ser clave a la hora de explicar un balance de altimetría acumulado de +0,43 m en el periodo 2010-2014. A su vez, la reducida tasa de radiación solar de este glaciar (1044392 Kh/m<sup>2</sup>) y el bajo rango altitudinal (224 m) han podido favorecer la retención de nieve en años con precipitaciones particularmente altas.

El glaciar de La Paul responde por lo tanto anualmente a la variabilidad de las temperaturas en la época de fusión, pero parece estar más influenciado por la precipitación en el periodo de acumulación. De esta manera se observan procesos como el afloramiento de rocas y sustrato rocoso, colapsos y recubrimientos de derrubios particularmente en la parte superior del glaciar (Glaciar totalmente cubierto de clastos en 2017; información de Enrique Serrano). El frente glaciar está a su vez influenciado por la redistribución de la nieve por el viento, observándose acumulaciones importantes de nieve que explica la menor magnitud de la fusión en este sector. Al mismo tiempo se observa una progresiva disminución de grietas lo que denota una reducción de la deformación y desplazamiento del hielo y por tanto de la dinámica glaciar. La disminución de la dinámica glaciar es consistente con los reducidos espesores de hielo que se han medido (20 m de máximo). La disminución del dinamismo se ve acompañada por pérdidas de extensión absolutas muy bajas ( $-0,12 \text{ ha a}^{-1}$  y  $-1,64\% \text{ a}^{-1}$  entre 2008 y 2016) y balances de masa medios menos marcados que en Maladeta y Ossoue entre 2010 y 2014 ( $-0,09 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en La Paul y  $-1,44$  y  $-1,17 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en Maladeta y Ossoue respectivamente). La presencia y supervivencia de este glaciar está muy ligado a los factores topoclimáticos locales que se han analizado previamente (5.2. Evolución glaciar y factores topoclimáticos) como la presencia de un abrupto circo glaciar (radiación solar baja), la orientación noreste a sotavento de los vientos dominantes y la alimentación por avalanchas de nieve desde las paredes del circo.

Como se ha visto en el apartado de contexto glaciológico, el ascenso de la ELA en el glaciar de la La Paul ha sido notable pasando de situarse en 2825 m en 1830 (González Trueba et al., 2008) a  $3051 \pm 3,5 \text{ m}$  en 2016. Esto supone un aumento de la ELA de 226 m desde el final de la PEH. Realizando una proyección del aumento de la ELA ( $+1,42 \text{ m a}^{-1}$ ) se deduce que esta superara la altitud máxima del glaciar (3145 m) dentro de aproximadamente 59 años, por lo que no sería posible la acumulación y retención de nieve y el glaciar iniciaría su transición a helero sin movimiento hacia el año 2070, aunque teniendo en cuenta el tamaño y estado actual (6 ha y menos de 20 m de profundidad) es previsible que esta transición a helero ocurra antes.

En conjunto el glaciar cuenta actualmente con 6,08 ha en 2016 y 20 m de espesor en 2010. Utilizando la ecuación de tiempo de respuesta volumétrica de Johannesson (Johannesson et al., 1989) y teniendo en cuenta los resultados del GPR de 20 m de espesor y la ablación media para el periodo 2010-2014 de  $-0,43 \text{ m a}^{-1}$ , obtenemos un resultado de 138 años. No obstante, teniendo en cuenta la influencia de los años 2012-2014 con elevadas precipitaciones, es posible que el cálculo este influenciado por las particulares condiciones de dichos años, en especial una sobreacumulación de nieve a sotavento y en un relieve cóncavo. En este sentido, las observaciones realizadas en 2016 y 2017 (Comunicación personal de Enrique Serrano) muestran que el glaciar de La Paul no contaba con ninguna acumulación de nieve, observándose grandes colapsos de hielo y un extensivo recubrimiento de clastos. Suponiendo que la tendencia en los próximos años es similar a la fusión generada por el periodo 2010-2012 ( $-1,67 \text{ m}$  de media) y observada recientemente (2016 y 2017) el cálculo muestra una vida glaciar de 34,7 años. En consecuencia, el glaciar de La Paul podría entonces desaparecer hacia el año 2050, lo cual es en líneas generales consistente con la estimación realizada en base al ritmo de ascenso de la ELA. No obstante, el glaciar de La Paul ejemplifica un pequeño glaciar de montaña principalmente controlado por factores topoclimáticos y parcialmente desligado de la variabilidad climática. Estas características pueden hacer que el glaciar sobreviva incluso más tiempo que otros glaciares actuales de mayor tamaño a lo largo del siglo XXI.

### **5.3.3. El Glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2014**

#### **5.3.3.1. El contexto glaciológico reciente**

El glaciar de Ossoue es actualmente el más grande de los Pirineos franceses y el tercero más grande de los Pirineos, con 37,22 ha en 2016. Su morfología se caracteriza por un amplio circo encajado entre crestas (altitud media de 3105 m, rango 3030-3200 m) que supone 2/3 de su área total (Marti, 2015) que termina en un frente glaciar con doble lengua. La parte superior tiene una pendiente media de  $8^\circ$  mientras que la inferior  $20^\circ$ ; por lo tanto, la distribución de la elevación a lo largo

de los 455 m de desnivel se caracteriza por una media relativamente alta (3076 m en 2013, Marti, 2015). El glaciar de Ossoue no tiene un aporte significativo de nieve derivada de aludes, debido fundamentalmente a la escasa prominencia de los picos que rodean el glaciar. Es por lo tanto un glaciar alimentado directamente por la precipitación nival y la redistribución del viento, lo que genera un cuerpo de hielo con un componente de derrubios muy bajo. La ELA referente a la última década ha sido calculada para este trabajo en 3126 m).

<b>GLACIAR OSSOUE</b>		
<b>Altitud (m s.n.m.)</b>	<b>Cumbre</b>	3298
	<b>Max. hielo</b>	3190
	<b>Frente</b>	2830
<b>Rango altitudinal (m)</b>		381
<b>Longitud (m)</b>		1139,66
<b>Anchura (m)</b>		336,3
<b>Profundidad (m)</b>		45
<b>Superficie (ha)</b>		37,22
<b>Pendiente media (°)</b>		20
<b>Orientación</b>		SE (102,1°)
<b>Radiación solar (Wh/m<sup>2</sup>)</b>		1.522.954,9
<b>Retroceso 1850-2016 (m)</b>		826,2
<b>ELA 2016</b>		3121 ± 3,5
<b>Forma del glaciar</b>	<b>General</b>	Cuenca simple
	<b>Frente</b>	Regular biselado
<b>Tipo de glaciar</b>	<b>Actual</b>	Glaciar de montaña
	<b>LIA</b>	Glaciar de montaña
<b>Tipos de morrenas</b>		Frontales
<b>Elementos superficie</b>		Ausencia de rimaya. Moulins abundantes en la parte superior de la cuenca glaciar. Grietas poco profundas (es posible ver el lecho rocoso) en el estrechamiento entre la cuenca glaciar y el frente actual. No se observan recubrimientos de clastos significativos.
<b>ESTADO ACTUAL</b>		Glaciar activo en degradación acelerada

Tabla 5.14. Características glaciológicas principales del glaciar de Ossoue.

El glaciar de Ossoue ha mostrado un retroceso acelerado desde los años 80 hasta la actualidad. Dicha aceleración se refleja en las tasas de pérdida anual de hectáreas, que se ha duplicado en las últimas cuatro décadas. Así, el glaciar ha pasado de perder una media de -0,31 ha a<sup>-1</sup> desde 1850 hasta 1984, a perder -1,02 ha a<sup>-1</sup> desde 1984 a 2016. La superficie global del glaciar ha pasado de 112,6 ha en

1850 a 70 ha en 1984 y 37,22 ha en 2016. Para el conjunto del macizo, el ritmo anual de pérdidas en el periodo 1984-2016 es de  $-1,86 \text{ ha a}^{-1}$ , mientras que en el periodo 1850-1984 las pérdidas anuales eran de  $-0,55 \text{ ha a}^{-1}$ .

Las pérdidas de volumen han sido estudiadas (Marti et al., 2015a) para el periodo 1924-2013. Entre 1924 y 1948 el glaciar perdió  $-1,42 \text{ m w.e a}^{-1}$  ( $-34,1 \text{ m w.e}$  en total). El periodo 1948-1983 refleja valores positivos  $+0,13 \text{ m w.e. a}^{-1}$  ( $+4,8 \text{ m w.e.}$  en total) aunque la posición del frente glaciar siguió retrocediendo marcadamente. En el periodo 1983-2013 el ritmo de pérdidas fue de  $-1,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$  ( $-31,3 \text{ m w.e.}$  en total). En conjunto, el glaciar ha perdido  $-60 \text{ m w.e.}$  en el periodo 1924-2013 (Marti et al., 2015a).

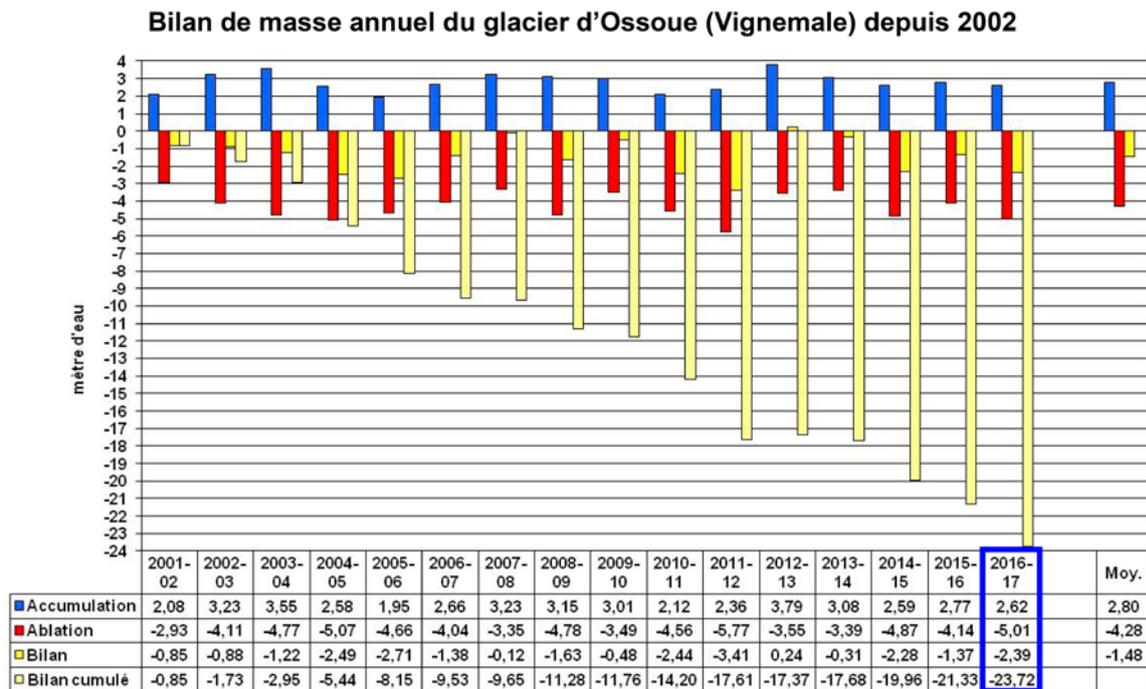


Fig. 5.33. Balance de masa del glaciar de Ossoue en el periodo 2001-2017 (m w.e.) realizado por el programa de la Asociación Moraine (Rene, 2017); acumulación (azul), ablación (rojo), balance (amarillo) y balance acumulado (amarillo claro).

Los estudios de balance de masa realizados por la Asociación Moraine reflejan una pérdida acumulada entre 2001 y 2017 de  $-23,72 \text{ m w.e.}$ , por lo que se infieren unas pérdidas de  $-1,48 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , claramente superiores al valor de  $-1,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$  del periodo 1983-2013. Desde 2001 solo se ha registrado un año (2013) con balance de masa positivo. El espesor máximo del glaciar se determinó en 50 m para

el año 2006 por la Asociación Moraine (René, 2007a) y posteriormente actualizado a 45 m en 2011 (en este trabajo, véase más adelante).

El glaciar de Ossoue se clasifica actualmente como glaciar de montaña con lengua y frente regular biselado. La mitad superior del glaciar muestra formas de fusión como moulins y canales supraglaciares. En el cambio de pendiente aún se observan grietas en las que en algunos casos se puede ver el lecho rocoso. El frente principal está cada vez más desconectado del cuerpo principal y se prevé que se separe en los próximos años. No existen grandes recubrimientos de rocas excepto en la parte distal del frente.

### 5.3.3.2. Altimetría de superficie. Aplicación de TLS

Los cambios en la altimetría de la superficie del frente glaciar (Fig. 5.35) han sido estudiados a través de laser escáner terrestre (TLS), obteniendo datos originales y con una precisión entre 1-3 cm.

GLACIAR OSSOUE	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2010-2014
Media (m)	-3,32	-4,08	+ 2,23	+ 0,08	-5,13
Valor mínimo (m)	-6,37	-11,08	-4,52	-2,74	-13,35
Valor máximo (m)	-0,59	+ 2,12	+ 9,55	+ 4,12	+ 5,64
Equivalente en Agua (m)	-3,04	-3,74	+ 2,04	+ 0,073	-4,70

Tabla 5.14. Datos sobre las pérdidas de espesor del frente glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2014.

En el periodo 2010-2011 el frente del glaciar sufrió una pérdida de espesor medio de -3,32 m (-3,04 m w.e). La parte superior del frente, con mayor pendiente, se caracterizó por las mayores pérdidas de más de 6 m. En general, el frente del glaciar mostró valores negativos en toda su extensión, no llegándose a producir acumulación en ningún sector. La degradación del frente glaciar es particularmente notable en la zona más alta, con mayor pendiente y menor acumulación. En el mismo frente glaciar es observable un aumento de la cobertura de derrubios (Fig. 5.36).

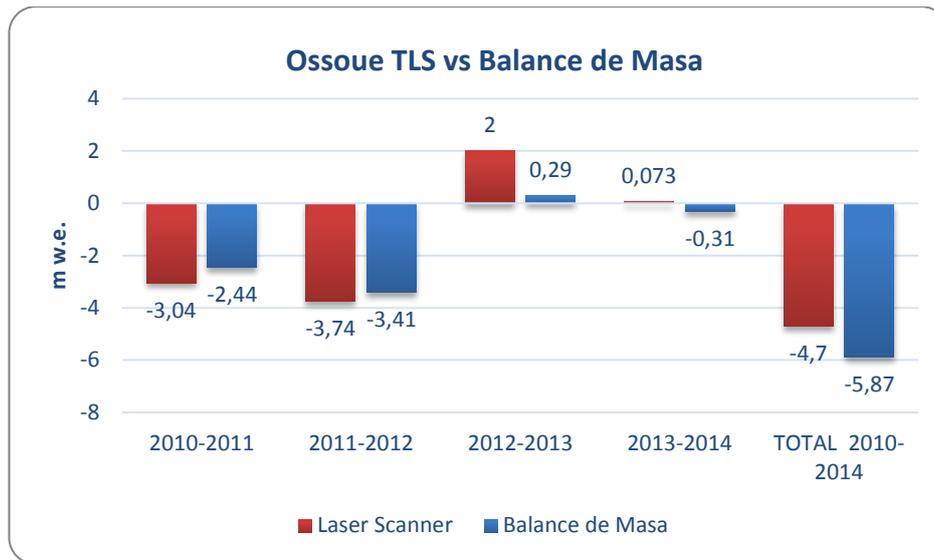


Fig. 5.34. Resultados de altimetría de superficie (TLS) y balance de masa del programa Asociación Moraine (Marti et al., 2015a; Association Moraine, 2016) entre 2010 y 2014.

Entre 2011 y 2012 el frente del glaciar de Ossoue sufrió cambios relevantes en la altimetría de superficie (Fig. 5.35): el frente de la masa de hielo perdió espesor en prácticamente toda su superficie (exceptuando algunas acumulaciones puntuales en los márgenes del frente glaciar), con una pérdida de espesor medio de  $-4,08$  m ( $-3,74$  m w.e.). En particular se vuelve a observar que la parte superior del frente glaciar se acumula menos nieve estacional y es en este sector donde se concentran los valores más negativos en la altimetría de superficie (hasta  $-11$  m).

En el periodo 2012-2013 el frente del glaciar de Ossoue registró un balance de  $+2,23$  m  $a^{-1}$  ( $+2,04$  m w.e.  $a^{-1}$ ). En la zona superior del frente se registraron las mayores pérdidas con zonas puntuales en las que el espesor se redujo varios metros. Sin embargo en el conjunto de la zona escaneada se midieron grandes acumulaciones de nieve (más de  $+9$  m) favorecida por una pendiente más moderada y apta para la acumulación.

Finalmente, entre 2013 y 2014 el frente glaciar sufrió un balance medio de  $+0,08$  m  $a^{-1}$  ( $+0,073$  m w.e.  $a^{-1}$ ). La porción central inferior se caracterizó por las mayores ganancias con zonas que llegaron a los 4 m. El resto del frente glaciar, en especial los extremos sufrieron pérdidas de casi 3 m.

En conjunto, en el periodo 2010-2014 el frente del glaciar de Ossoue ha tenido un balance negativo de  $-5,13$  m de media ( $-4,7$  m w.e.). Los resultados obtenidos a

través de TLS se han comparado con los resultados de balance de masa (Association Moraine, 2016) durante los mismos años. En conjunto, a pesar de que el TLS se centre en el frente glaciar, se observa una elevada correlación en la variabilidad interanual (Fig. 5.34). A pesar de tratarse de metodologías distintas (AM mediante balance de masa tradicional) y de cubrir superficies distintas del glaciar (AM cubre un mayor rango altitudinal mientras que el TLS se centra en la parte frontal del glaciar) se observan resultados relativos similares. Los balances de masa de los años 2010-2014 obtenidos en el programa AM para el glaciar de la Ossoue son -2,44; -3,41, +0,29 y -0,31 m w.e. a<sup>-1</sup> mientras que datos obtenidos a través de TLS para el frente del glaciar de Ossoue en los mismos años son -3,04; -3,74, +2 y +0,073 m w.e. a<sup>-1</sup>. En conjunto se observa una correlación en cuanto a que los dos primeros años existe una elevada fusión mientras que en 2013 el glaciar muestra valores positivos. En el periodo 2013-2014 ambos valores muestran una respuesta glaciar cercana al equilibrio (+0,073 m w.e. a<sup>-1</sup> mediante TLS) o no tan negativa como la de otros años (-0,31 m w.e a<sup>-1</sup> de balance de masa; Association Moraine, 2016).

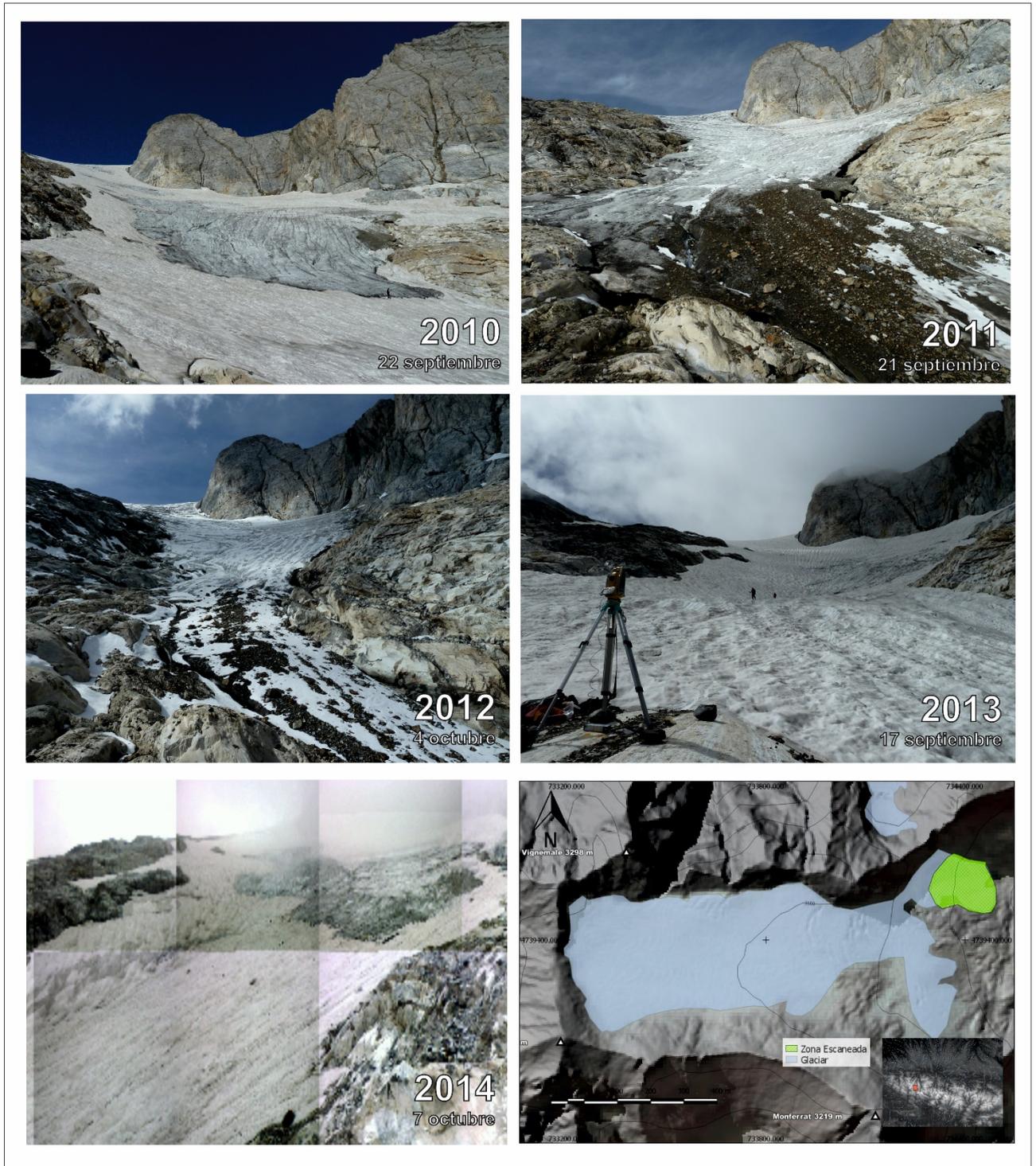


Fig. 5.35. Vista del frente del glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2014.

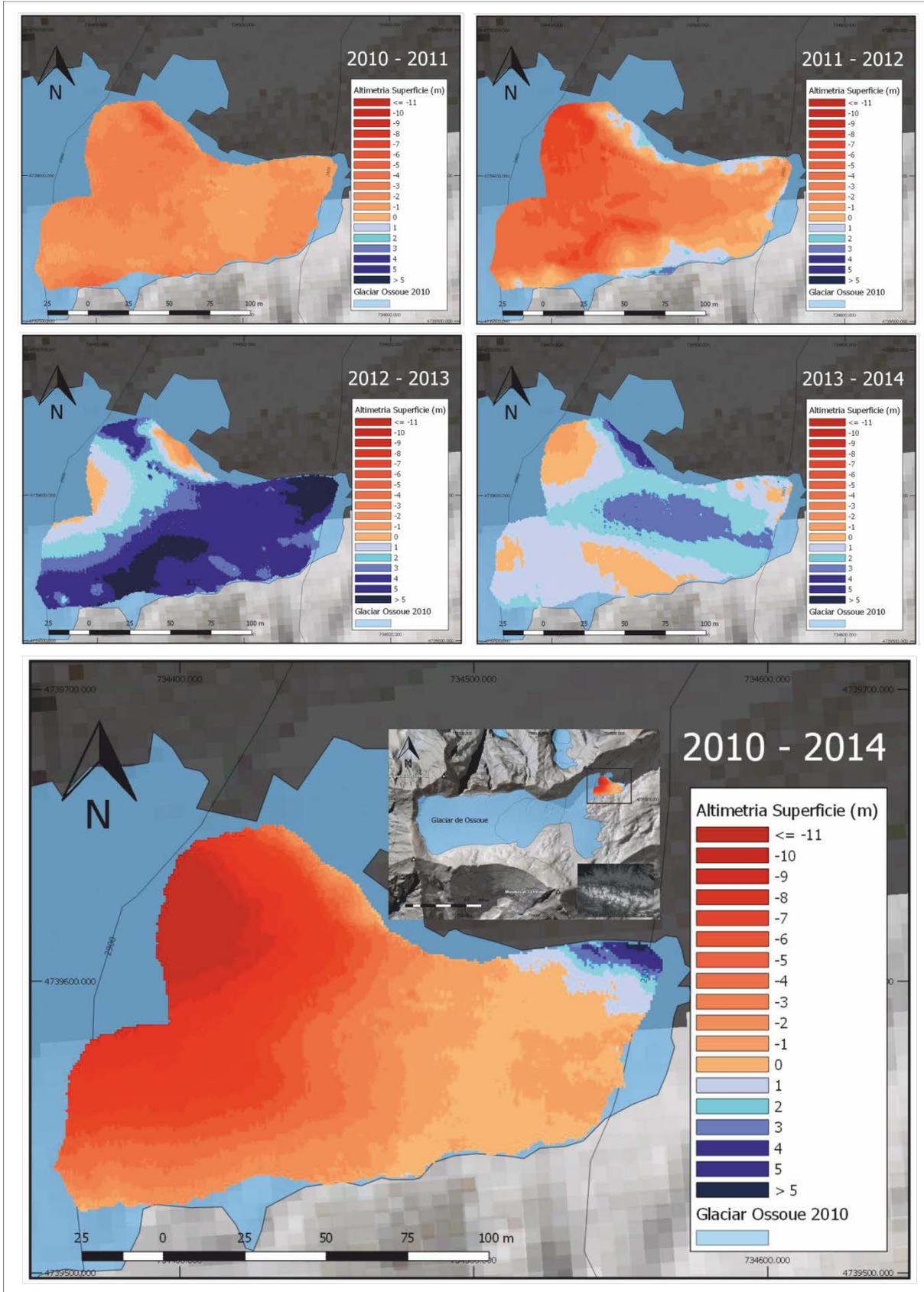


Fig. 5.36. Cambios en la altimetría de superficie del frente glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2014.

### 5.2.3.3. Superficie glaciar. Aplicación de DGPS

Las mediciones de DGPS y GPS en el contorno del glaciar nos permiten inferir los cambios en la superficie glaciar para los años 2010, 2011 y 2012 (Fig. 5.37). Tomando como base los datos de la superficie glaciar en 1984 y 2008, y los cálculos mediante teledetección para 2016 (Rico et al., 2017), es posible enmarcar la tendencia reciente en el contexto de la evolución glaciar de las últimas décadas.

Entre los años 2010 y 2012 se ha perdido un total de -2,12 ha en el glaciar de Ossoue, -0,8 ha entre 2010 y 2011 y 1,32 ha entre 2011 y 2012. La misma tasa de cambio para el periodo 1984-2008 es de -1 ha a<sup>-1</sup>, similar a la del conjunto 1984-2016 (-1,02 ha a<sup>-1</sup>). En conclusión, el periodo 2010-2011 muestra unas pérdidas inferiores a las medias del periodo 1984-2016 y el periodo 2011-2012 ligeramente superiores. No obstante, se observa que las tasas de cambio son notablemente superiores en el periodo previo de 2008-2010 (-2,94 ha a<sup>-1</sup>) y por el contrario en los años recientes entre 2012-2016, desciende a -0,44 ha a<sup>-1</sup>.

El glaciar de Ossoue muestra en el periodo 2008-2016 una tasa de cambio (-1,09 ha a<sup>-1</sup>) similar a la tasa de cambio del periodo 1984-2008 (-1 ha a<sup>-1</sup>). Comparando las tasas de cambio anuales (%) del glaciar de Ossoue con las del conjunto de los glaciares de los Pirineos en el periodo 1984-2016, se observa que estas son claramente inferiores: -1,46 % a<sup>-1</sup> para el glaciar de Ossoue y -2,19 % a<sup>-1</sup> para el conjunto de los Pirineos (Tabla 5.16). Por lo tanto, para el periodo 2008-2016 la tasa de cambio en el glaciar de Ossoue se asemeja más a la del Pirineo, con -2,39 % a<sup>-1</sup> y -2,63 % a<sup>-1</sup> respectivamente.

En conclusión, las pérdidas absolutas por año en el glaciar de Ossoue se han mantenido una tendencia similar, pasando de -1 ha a<sup>-1</sup> (1984-2008) a -1,09 ha a<sup>-1</sup> (2008-2016). La tasa de cambio relativa sí que ha aumentado de manera más clara, pasando de -1,42 % a<sup>-1</sup> (1984-2008) a -2,39 % a<sup>-1</sup> (2008-2016), situándose esta última cerca del retroceso medio anual del global de los glaciares pirenaicos.

La comparación sobre los cambios recientes en el área del glaciar con otros estudios muestra algunas diferencias absolutas: los datos de superficie de Marti et al (2015b) en 2011 y 2013 son 45 ha en ambos casos. La Association Moraine (2016) calcula 40 ha en 2015 para el glaciar de Ossoue. En este trabajo se han obtenido

40,12, 39,32 y 38 ha para 2010, 2011 y 2012 (basados en mediciones DGPS y una estimación final mediante teledetección de 37,22 ha para 2016. Estas diferencias pueden deberse a errores por la presencia de nieve en los márgenes glaciares y a los errores propios en el cálculo de superficies mediante teledetección. El uso de DGPS diferencial en 2010, 2011 y 2012 permite mejorar la precisión del cálculo de superficie glaciar y por lo tanto son estos los datos utilizados en este trabajo (Tabla 5.15).

	2010	2011	2012	2013	2015	2016
<b>Association M., 2016</b> <i>Metodo no definido</i>	-	-	-	-	40 ha	-
<b>Marti, 2015</b> <i>Teledetección</i>	-	45 ha	-	45 ha	-	-
<b>Cálculos propios</b> <i>Teledetección y DGPS</i>	40,12 ha	39,32 ha	38 ha	-	-	37,22 ha

Tabla 5.15. Autores, métodos y resultados sobre la extensión del glaciar de Ossoue desde 2010.

#### Glaciar de Ossoue. Cambios de área 1984-2016

AÑO	1984	2008	2010	2011	2012	2016
<b>Area (ha)</b>	70	46	40,12	39,32	38	37,22
<b>Pérdidas respecto a 1984 (ha)</b>	0	-24	-29,88	-30,68	-32	-32,78
<b>Pérdidas respecto a 1984 (%)</b>	0	-34,29	-42,69	-43,83	-45,71	-46,83

PERIODO	1984-2008	2008-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2016	2008-2016	1984-2016
<b>Pérdidas absolutas (ha)</b>	-24	-5,88	-0,8	-1,32	-0,88	-8,78	-32,78
<b>Pérdidas relativas (%)</b>	34,29	-12,78*	-1,74*	-2,87*	-1,91*	-19,09*	-46,84
<b>Tasa de cambio por año (ha)</b>	-1	-2,94	-0,80	-1,32	-0,44	-1,09	-1,02
<b>Tasa de cambio por año (%)</b>	-1,42	-6,39*	-1,74*	-2,87*	-0,48*	-2,39*	-1,46
<b>Tasa de cambio por año (ha) para el Pirineo</b>	-20,99	-	-	-	-	-8,06	-17,76
<b>Tasa de cambio por año (%) para el Pirineo</b>	-2,59	-	-	-	-	-2,63	-2,19

\*Respecto a área en 2008

Tabla 5.16. Cambios en la superficie del glaciar de Ossoue en el periodo 1984-2016 y comparación con la evolución glaciar en el conjunto de los Pirineos.

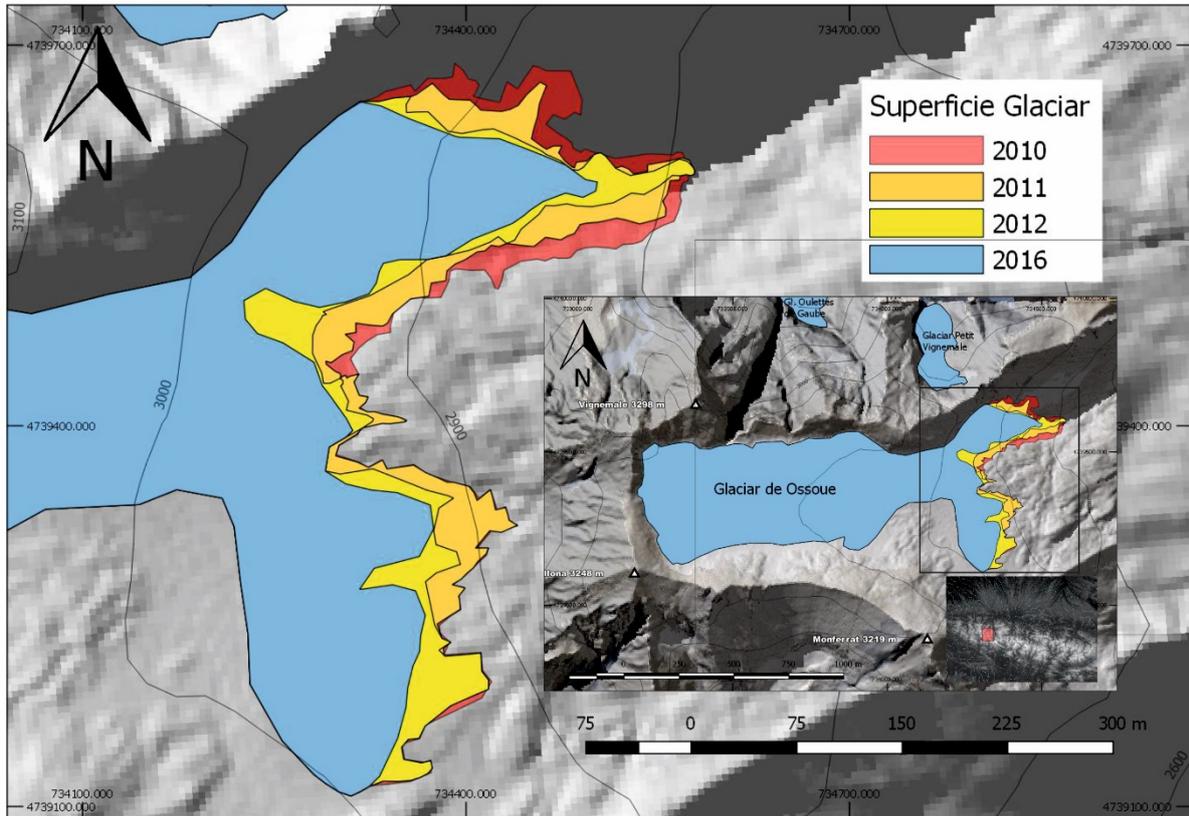


Fig. 5.37. Cambios en la superficie del glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2016 y situación de la zona escaneada anualmente.

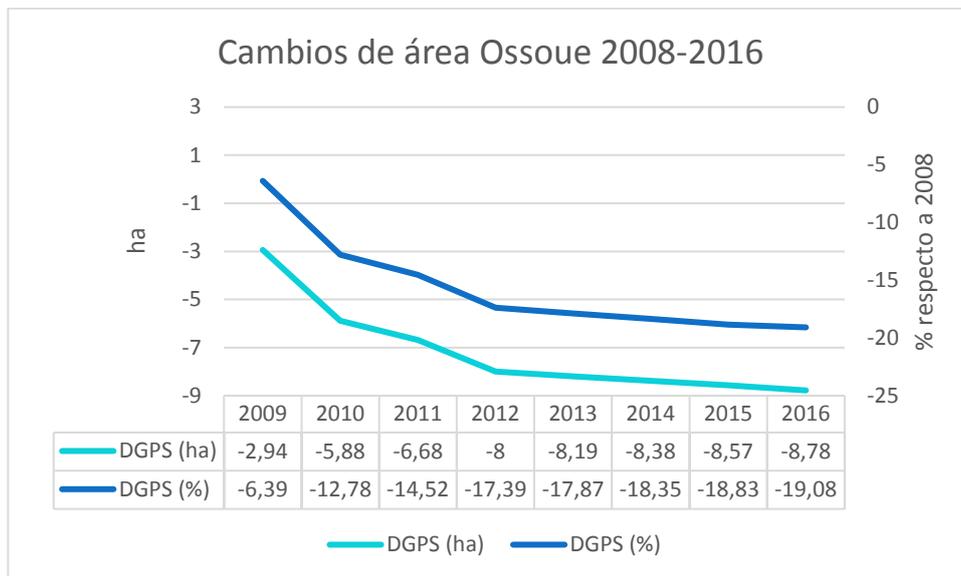


Fig. 5.38. Variaciones de área (acumuladas) en ha totales y % en el glaciar de Ossoue desde 2008.

### 5.3.3.4. Espesor y estructura interna. Aplicación de GPR

Mediante el trazado de los perfiles (P 1-6), se ha intentado cubrir la mayor superficie posible del glaciar de Ossoue. Los esfuerzos se han concentrado en la parte superior de la cuenca glaciar, al tratarse de un área con mayor interés de cara a obtener espesores máximos. Por otra parte, la gran inclinación del frente glaciar y su incipiente separación del cuerpo principal hacen que no sea una zona prioritaria a la hora de realizar mediciones con georadar. Con estos perfiles se pretenden ver las distintas capas existentes bajo la superficie, su disposición y relación entre ellas. En total, en el verano de 2011 se realizaron 6 perfiles en el glaciar de Ossoue (Fig. 5.39).

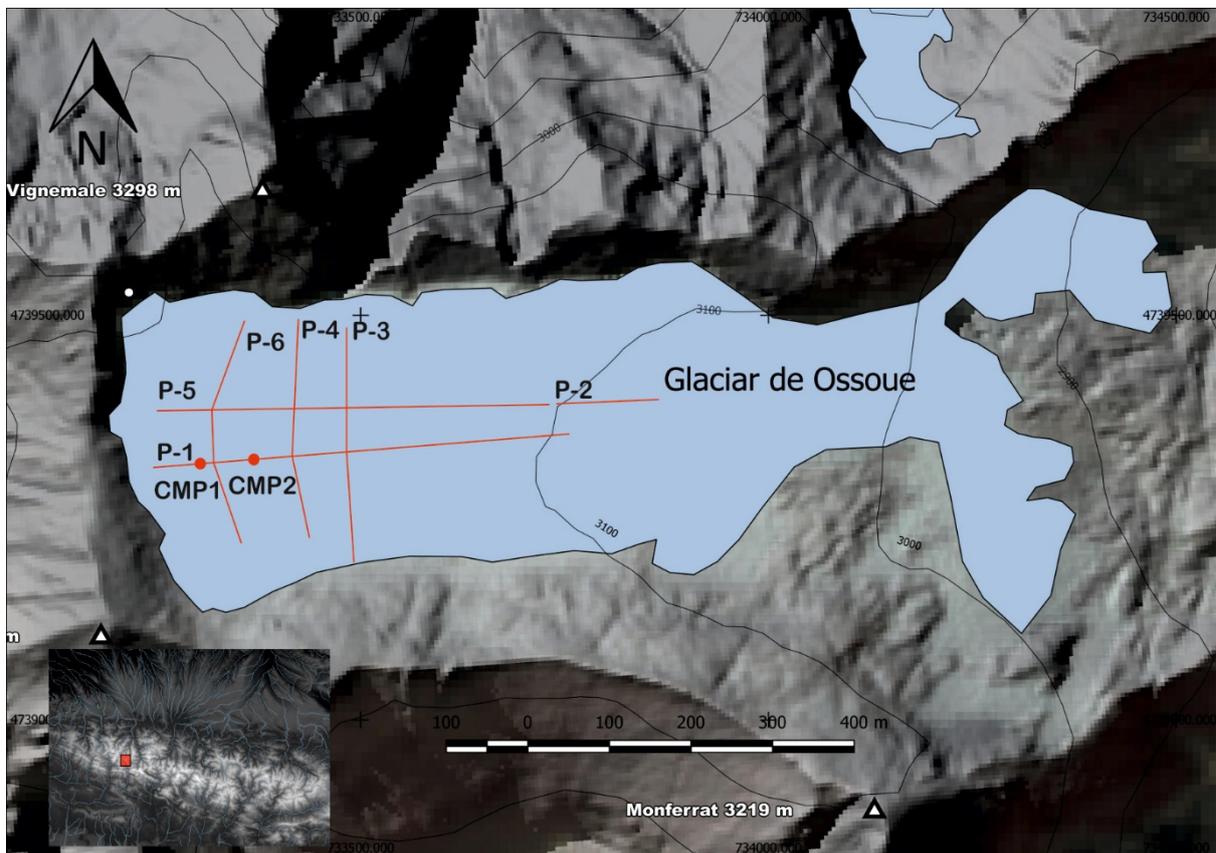


Fig. 5.39. Situación de los perfiles GPR realizados en el glaciar de Ossoue.

En la parte superior de la cuenca glaciar se realizaron dos radargramas CMP para estimar la velocidad de propagación. Debido a las irregularidades del terreno y la presencia de agua la interpretación de los resultados ha sido problemática. No

obstante, se han obtenido valores sobre la propagación en superficie: 0,181 m/ns (CMP1 con la antena de 50 MHz) y 0,189 m/ns (CMP2 con la antena de 200 MHz). Estos resultados son consistentes con el valor de 0,19 m/ns (Moorman and Michel, 1998) para las zonas de acumulación en glaciares templados. Para el cálculo de espesores en el resto del cuerpo helado hemos asumido las velocidades de propagación de 0,16 m/ns utilizadas previamente en el mismo glaciar (René, 2007a) y que son consistentes con la velocidad standard de propagación del hielo (Brandt et al., 2007).

En la figura 5.27 se muestran las composiciones realizadas con los radargramas del perfil longitudinal P-1, en su versión sin editar y editada, en la que sobre estas últimas se han señalado las líneas que definirían las principales posibles estructuras de interés bajo el subsuelo.

<b>RADARGRAMA</b>	<b>LONGITUD (m)</b>	<b>PROFUNDIDAD MÁXIMA (m)</b>
<b>P-1</b>	437	35
<b>P-2</b>	76	20
<b>P-3</b>	301	30
<b>P-4</b>	236	45
<b>P-5</b>	410	33
<b>P-6</b>	396	35

Tabla. 5.17. Características de los radargramas realizados en el glaciar de Ossoue.

El perfil P1 fue realizado siguiendo el eje central longitudinal del glaciar, en dirección oeste-este, con una longitud de 437 m (Fig. 5.40). El perfil comienza con una primera sección de 50 m en la que se infieren profundidades máximas de 30 m. Tras un moderado ascenso del sustrato rocoso, a 100 m del comienzo del perfil se observa una cubeta con una profundidad máxima de 45 m. Posteriormente la señal se vuelve más difusa, potencialmente por la presencia de una capa de sedimentos sub-glaciares y un aumento de la escorrentía sub-glaciar en forma de agua en el interfaz entre el hielo y el sustrato rocoso. Estas capas de sedimentos sub-glaciares son elementos comunes en pequeños glaciares templados (Lawson et al., 1998). Esta

capa sub-glaciaria se eleva progresivamente a la vez que el espesor del hielo disminuye hacia el final del perfil. En el extremo del P-1 se observan reflexiones hiperbólicas posiblemente causadas por la red de drenaje intraglaciaria representadas con círculos en la figura 5.40.

Paralelo al perfil P-1 se encuentran los perfiles P-5 + P-2 (Fig. 24). La interpretación es similar a la del P-1, pero en este caso se observa un primer descenso del sustrato rocoso que genera espesores de 35 m y que tras un leve ascenso vuelve a descender a 40 m. Posteriormente se vuelve a observar una capa de sedimentos sub-glaciares que se extiende hasta el extremo final del perfil P-2 con espesores similares de 20 m.

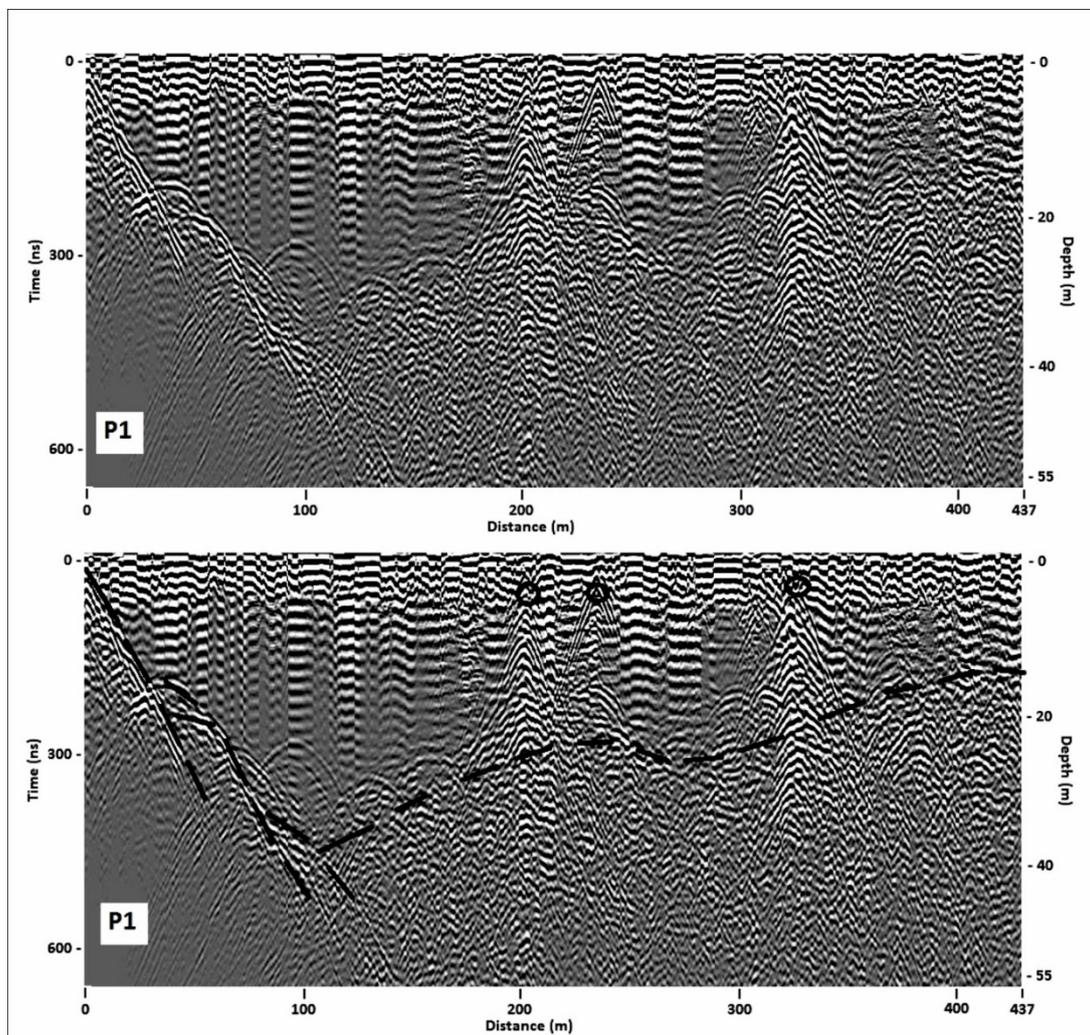


Fig. 5.40. Perfil P1 sin editar y editado

Los perfiles transversales P-6, P-4 y P3 se sitúan perpendiculares a los perfiles longitudinales previamente mencionados, en la parte superior del *plateau* glaciar. El perfil P-6 (396 m) exhibe un descenso abrupto del sustrato rocoso hasta 35 m de profundidad a 110 m del comienzo del perfil (desde el sur) que posteriormente aumenta progresivamente hasta la superficie glaciar (Fig. 25). Este patrón se repite en los otros dos perfiles: El perfil P-4 (236 m) muestra el punto de mayor profundidad a 70 m de distancia del comienzo del perfil, con 40 m de máxima mientras que el perfil P-3 (301 m) refleja profundidades de 30 m a una distancia similar desde el comienzo del perfil (Fig. 5.41).

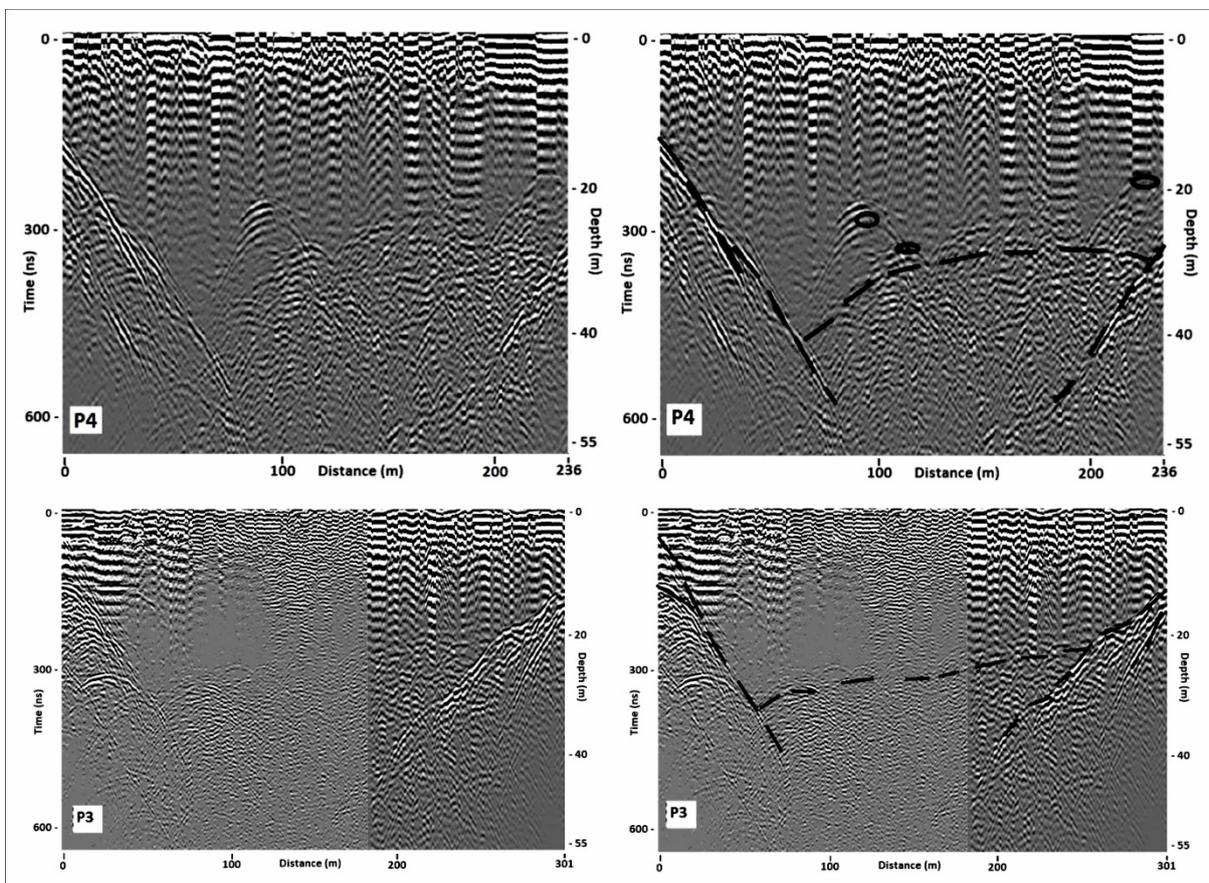


Fig. 5.41. Perfiles P3 y P4 sin editar y editado.

En definitiva, la prospección mediante GPR nos permite conocer el espesor y la estructura interna del glaciar de Ossoue. El espesor máximo se ha determinado en 45 m en la parte superior del glaciar, cerca de la situación del CMP2. La morfología subglaciar está caracterizada (en dirección W-E) por una profunda

cubeta de 45 m de profundidad, seguido de un umbral rocoso y una zona con presencia de sedimentos sub-glaciares con un espesor medio de 30 m.

Para la interpretación de la estructura interna del glaciar hay que tener en cuenta la presencia de estratos de derrubios y bloques en el hielo, además de la irregular superficie de la nieve y la presencia de agua. No obstante, se identifican al menos tres capas distintas:

1. Una capa superficial compuesta por nevé, firm y derrubios con un espesor de entre 1 y 3 m.
2. Una segunda capa compuesta fundamentalmente por hielo glaciar, fragmentos y bloques de roca aislados y moulins en el extremo oriental.
3. Un substrato sub-glaciar formado por rocas, hielo, agua y finas partículas en el interfaz del substrato rocoso y el hielo glaciar.

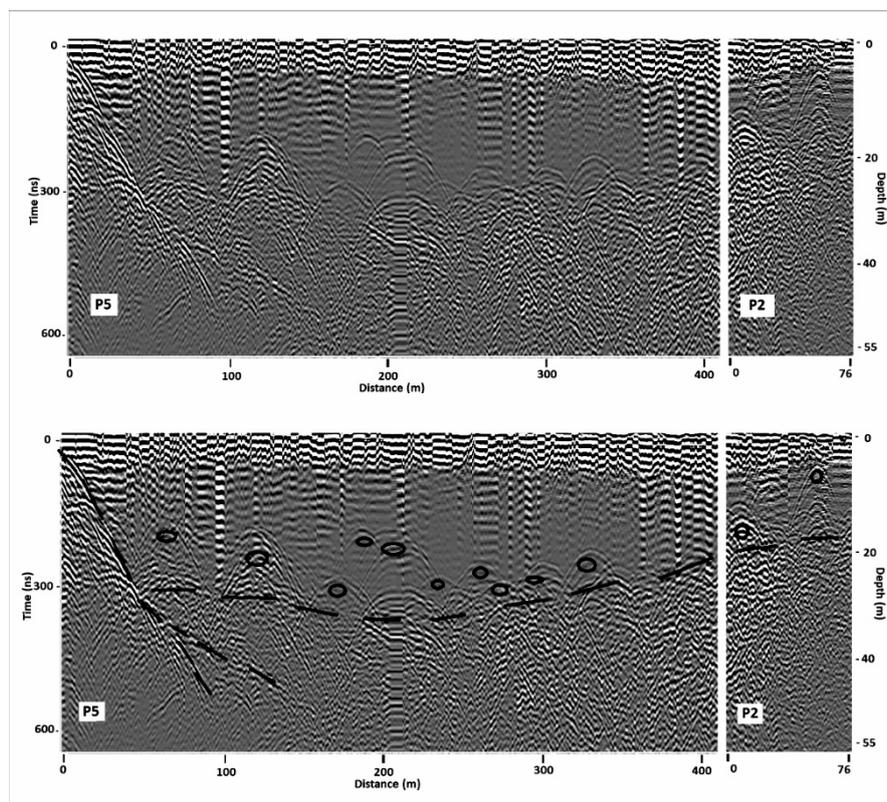


Fig. 5.42. Perfiles P5 y P2 sin editar y editado.

Los resultados obtenidos han sido comparados con las mediciones previas realizadas en el glaciar de Ossoue en 2006 (René, 2007a). Este equipo utilizó un

equipo EKKO 100 GPR con una antena de 50 MHz y realizaron 7 perfiles obteniendo una profundidad máxima de 50 m. La posición de los perfiles realizados en 2006 coincide con los realizados en este trabajo. La morfología del sustrato rocoso, en dirección W-E, es coherente en ambos trabajos con una cubeta que contiene las máximas profundidades seguida de un umbral rocoso y otra cubeta caracterizada por la presencia de agua de deshielo y *moulins* (René, 2007a).

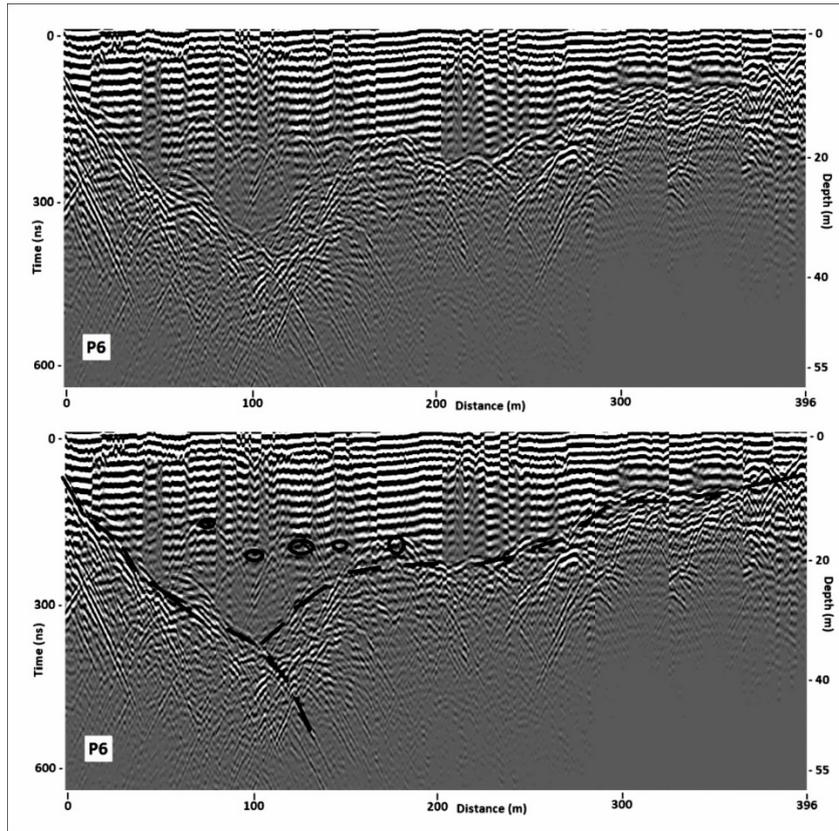


Fig. 5.43. Perfil P6 sin editar y editado

Una comparativa entre los resultados de la campaña de 2006 y la realizada en este trabajo en 2011 refleja pérdidas de al menos 5 m de espesor en la parte superior del glaciar en un periodo de 5 años, implicando una media de 1 m a<sup>-1</sup> de pérdida. Estos valores son en líneas generales consistentes con las pérdidas anuales estimadas mediante TLS en el frente glaciar para el periodo 2010-2014 de -1,32 m a<sup>-1</sup> (-1,17 m w.e a<sup>-1</sup>), y las obtenidas mediante balance de masa (Association Moraine, 2017) para el conjunto del glaciar de 1,61 m a<sup>-1</sup> (-1,48 m w.e a<sup>-1</sup>) por año

en el periodo 2001-2017. Una disminución del espesor en la parte superior del glaciar (zona teórica de acumulación de nieve y formación de hielo) de 1 m por año refleja de manera clara el desequilibrio del glaciar respecto a las condiciones ambientales y su incapacidad actual para el mantenimiento de procesos glaciares. Por lo tanto, existe una elevada consistencia en relación con los resultados obtenidos en ambos casos, confirmando la idoneidad del método geofísico elegido.

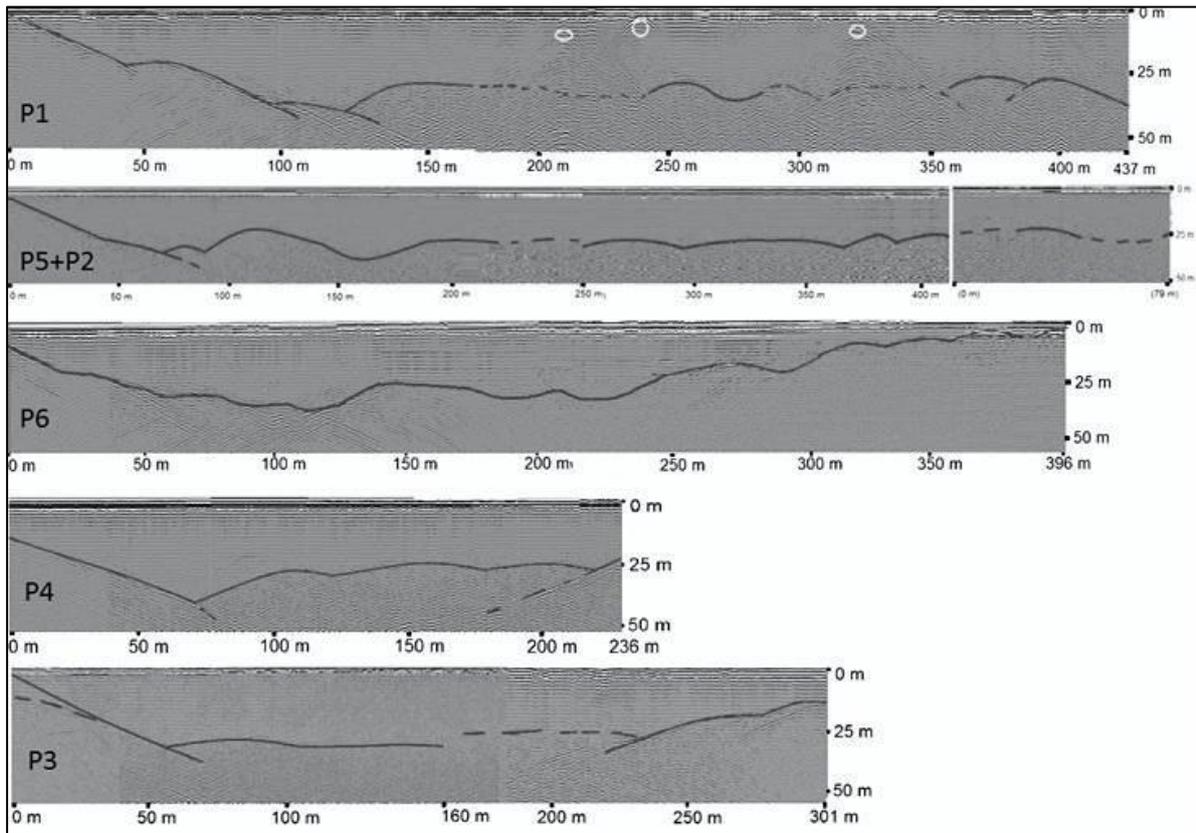


Fig. 5.44. Unión de todos los perfiles realizados en el glaciar de Ossoue.

### 5.3.3.5. Síntesis y comparación con la variabilidad climática 2010-2014

#### 2010-2011

El año hídrico 2010-2011 se caracterizó por unas temperaturas en el periodo de fusión superiores a la media de 1960-2010. Tanto las máximas como las mínimas fueron superiores y resultaron en una anomalía de +0,56 °C positivos. Las

precipitaciones en invernales fueron algo inferiores al promedio 1960-2010, con un descenso del -5,32 %. La respuesta del frente del glaciar resultó en una pérdida de espesor medio de -3,32 m. Respecto a su superficie, el glaciar perdió -0,8 ha.

### 2011-2012

Durante el periodo de fusión 2011-2012 las temperaturas fueron solo ligeramente superiores al promedio 1960-2010 con una anomalía del +0,23 °C positivos. Mientras que las temperaturas mínimas fueron levemente inferiores a la media (-0,08 °C) las máximas llegaron a una anomalía positiva de +0,44 °C. Por otra parte, las precipitaciones invernales fueron notablemente inferiores a la media de dicho periodo, con una anomalía negativa del -54,86 % durante el periodo de acumulación. En respuesta a este descenso en las precipitaciones el frente glaciar tuvo una pérdida de espesor medio de -4,08 m. Respecto a su superficie, el glaciar perdió -1,32 ha.

	T ° Max (°C)	T ° Min (°C)	T ° Med (°C)	Precipitación (%)
<b>2010-2011</b>	+0,61	+0,40	+0,56	-5,32
<b>2011-2012</b>	+0,44	-0,08	+0,23	-54,86
<b>2012-2013</b>	-0,43	+0,04	-0,28	+25,62
<b>2013-2014</b>	+2,57	+2,99	+3,08	+12,09

Tabla 5.18. Anomalías de precipitación (%) en el periodo de acumulación (noviembre-abril) y de temperaturas máximas y mínimas (°C) en el periodo de fusión (junio-septiembre) respecto a 1961-2009 en la vertiente sur del Pirineo para los años 2010-2014.

### 2012-2013

El año hídrico 2012-2013 destacó por una anomalía de temperaturas durante el periodo de fusión de -0,28 °C, ligeramente inferiores al promedio 1960-2010, caracterizado por un descenso de las temperaturas máximas (anomalía -0,43 °C). No obstante, las precipitaciones invernales resultaron muy por encima del promedio, con una anomalía positiva de 25,62 %. El frente glaciar registró un balance anual positivo de +2,23 m a<sup>-1</sup>. En la zona frontal se midieron grandes acumulaciones de nieve (+9 m) por efecto de la acumulación por la acción del viento favorecida por el relieve cóncavo de este sector.

## **2013-2014**

Durante el periodo 2013-2014 las temperaturas durante el periodo de fusión fueron muy superiores al promedio 1960-2010 con una anomalía del +3,08 °C positivos. Tanto las temperaturas máximas como las mínimas fueron muy superiores a la media, con anomalías rozando los +3 °C. Por otra parte, las precipitaciones invernales fueron significativamente superiores a la media de dicho periodo, con una anomalía positiva del +12,09 % durante el periodo de acumulación. En respuesta a estas condiciones el glaciar tuvo un balance medio de +0,08 m (+0,073 m w.e).

Gracias a las mediciones de TLS se ha conseguido cuantificar la respuesta glaciar en el periodo 2010-2014. Los datos sobre los cambios en superficie 2010-2012 permiten complementar los resultados de TLS. Los años hídricos 2010 y 2011 han estado caracterizados por altas temperaturas y escasas precipitaciones lo que ha producido pérdidas de espesor notables en el frente (-1,52 m y -1,83 m en 2010- 2011 y 2011-2012 respectivamente). En el periodo 2012-2013, con elevadas precipitaciones y temperaturas inferiores a la media, ha producido un balance positivo en el frente (+1,86 m). El periodo 2013-2014 ha estado caracterizado por temperaturas muy por encima de la media en el periodo de fusión (más de 3 °C) pero con precipitaciones superiores a la media en el periodo de acumulación (+12,09 %). En el caso de Ossoue estas condiciones se han traducido en un balance de la altimetría de superficie de +0,89 m.

En conjunto, en el periodo 2010-2014 el glaciar de Ossoue ha reflejado unos cambios en la altimetría del frente de -5,13 m (-4,7 m w.e.). Por lo tanto, a pesar de tratarse de un periodo con elevada variabilidad (2010-2012 desfavorable, 2012- 2013 favorable y 2013-2014 intermedio) la respuesta del glaciar se traduce en un balance de la altimetría de superficie muy negativo, En consecuencia, el desequilibrio del cuerpo de hielo respecto a las condiciones ambientales es patente, donde incluso dos años seguidos relativamente favorables no son capaces de cambiar la dinámica de adelgazamiento.

También se observa una influencia combinada de la precipitación en el periodo de acumulación y temperatura en el de fusión en el balance anual del frente

del glaciar (Fig. 5.45). Por ejemplo, el año 2010-2011 cuenta con un ascenso de temperaturas y descenso de precipitaciones moderado, que se traduce en una altimetría de superficie de  $-3,32 \text{ m a}^{-1}$ . Los dos siguientes años cuentan con anomalías de temperatura leves ( $+0,23$  para 2011-2012 y  $-0,28$  para 2012-2013) acompañados de notables anomalías en la precipitación invernal ( $-54,86 \%$  en 2011-2012 y  $+25,62 \%$  en 2012-2013), lo que en este caso refleja la influencia de la precipitación en la altimetría interanual del glaciar. Similarmente, la significativa anomalía positiva de temperaturas de 2013-2014 ( $+3,08 \text{ °C}$  superior en el periodo de fusión) parece contrarrestada y superada por un invierno con precipitaciones  $+12,09 \%$  superiores, generando en el caso de la altimetría del frente del glaciar de Ossoue un año con valores positivos ( $+0,08 \text{ m a}^{-1}$ ).

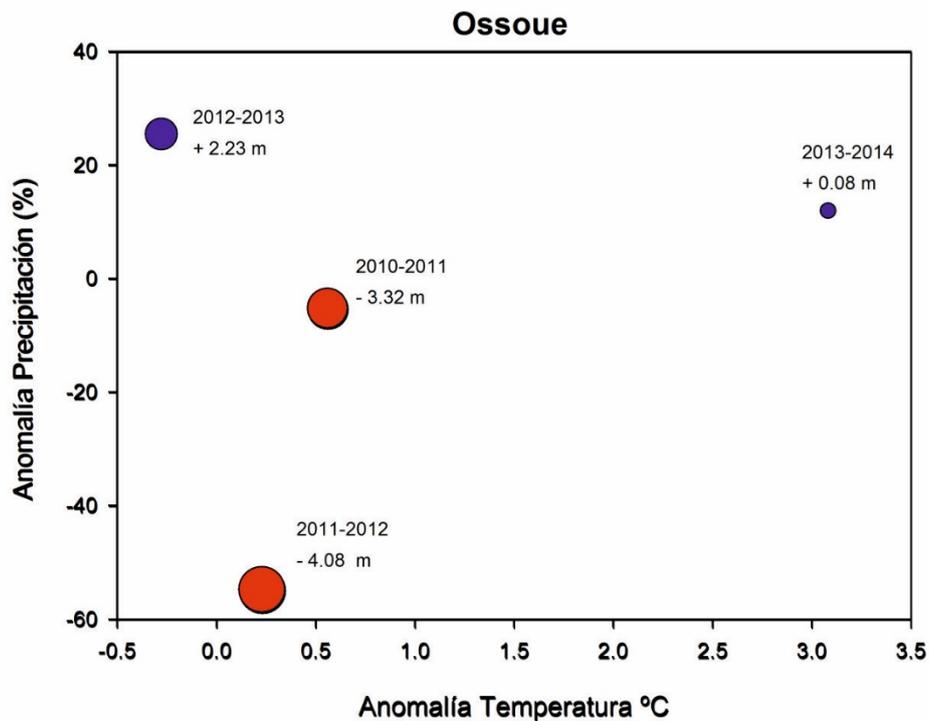


Fig. 5.45. Relación entre variabilidad climática y respuesta en la altimetría de superficie del glaciar de Ossoue en el periodo 2010-2014.

Respecto a los cambios en área, el glaciar de Ossoue ha pasado de perder  $-1 \text{ ha a}^{-1}$  en el periodo 1984-2008 a perder  $-1,09 \text{ ha a}^{-1}$  entre 2008 y 2016 ( $-1,47 \%$  y  $-2,39 \%$  respectivamente). Durante los años 2010-2014 las tasas de cambio son superiores en 2010-2011 ( $-0,80 \text{ ha a}^{-1} / -1,74 \%$ ) y 2011-2012 ( $-1,32 \text{ ha a}^{-1} / -2,87$

% a<sup>-1</sup>) que en 2012-2013 y 2013-2014 (-0,44 ha a<sup>-1</sup> / -0,48 % a<sup>-1</sup>). Comparando estos resultados con la variabilidad climática se observa cierta correlación ya que los años 2010-2011 y 2011-2012 fueron los más secos y cálidos del periodo 2010-2014. Si comparamos los datos de DGPS (área) con los de balance de masa y TLS (Altimetría de superficie) en el periodo 2010-2014, queda patente que la gran variabilidad climática interanual es reflejada inmediatamente en la altimetría y balance de masa, mientras que el área del glaciar mantiene una tendencia de reducción similar a la del periodo 2008-2016 y algo superior a la de 1984-2008 (Fig. 5.46).

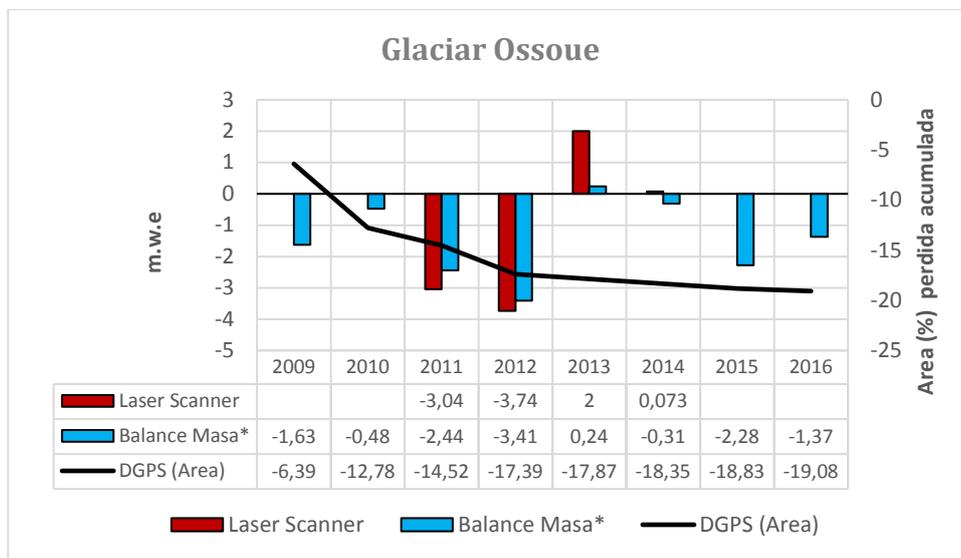


Fig. 5.46 . Resultados de cambios de área (DGPS y teledetección) altimetría de superficie (TLS) y balance de masa del programa ERHIN (Moreno Santaengracia, 2016) entre 2008 y 2016.

El glaciar de Ossoue muestra por lo tanto un desequilibrio respecto a las condiciones climáticas actuales, que se refleja en las marcadas pérdidas de volumen y área glaciar: -1,17 m w.e. a<sup>-1</sup> entre 2010 y 2014 y una media de -2,39 % a<sup>-1</sup> (1,09 ha a<sup>-1</sup>) entre 2008 y 2016. El aparato glaciar responde anualmente a la variabilidad de las temperaturas en la época de fusión, pero muestra estar significativamente influenciado por la precipitación en el periodo de acumulación. De esta manera se observan procesos como el afloramiento de rocas y sustrato rocoso, ciertos recubrimientos y la avanzada escisión del frente principal del resto del cuerpo glaciar. El extremo distal del frente glaciar está a su vez influenciado por la redistribución de la nieve por el viento, observándose acumulaciones importantes de

nieve, generando una menor magnitud de la fusión en este sector. Estos procesos locales podrían explicar que los valores de TLS obtenidos en el frente glaciar entre 2010-2014 sean ligeramente superiores a los del conjunto del glaciar obtenidos mediante balance de masa (Association Moraine, 2016) en el mismo periodo (Fig.5.34).

Asumiendo un ritmo de ascenso anual de la ELA similar al del conjunto del Pirineo (debido a que no existen estimaciones de la ELA de este glaciar en la PEH) de  $+1,74 \text{ m a}^{-1}$ , el glaciar pasaría de una ELA de 3121 m actuales a superar la altitud máxima de la zona de acumulación de 3190 m en aproximadamente 36 años, hacia el año 2050.

En conjunto el glaciar cuenta actualmente con 37,22 ha y 45 m de espesor. Utilizando la ecuación de tiempo de respuesta volumétrica de Johannesson (Johannesson et al., 1989) y teniendo en cuenta los resultados del GPR de 45 m de espesor y la ablación media para el periodo 2010-2014 de  $-5,13 \text{ m}$ , se obtiene un resultado de 25,43 años. En consecuencia, el glaciar de Ossoue podría desaparecer hacia el año 2040-2045), valor que coincide con Marti et al (2015a) donde se estima que el glaciar de Ossoue desaparecerá entorno al año 2050.

# Capítulo 6

## Discusión

## **6.1. Respuesta glaciar y cambios de extensión**

Los resultados del análisis sobre la evolución de la extensión glaciar en los Pirineos entre 1850 y 2016 son coherentes con los estudios previos en el macizo, constatándose una aceleración en la pérdida de superficie glaciar desde los años 80 hasta la actualidad; mientras en el periodo 1850-1984 la tasa de cambio para los glaciares del Pirineo era de  $-9,33 \text{ ha a}^{-1}$ , en el periodo 1984-2016 aumentó a  $-17,66 \text{ ha a}^{-1}$ . Esta aceleración ha sido señalada en varios estudios (Chueca et al., 2007; Martínez de Pisón y Álvaro 2007; González Trueba et al., 2008; René, 2013; Rico et al., 2016; Rico et al., 2017). Es importante remarcar que durante el siglo XX diversos trabajos han detectado la ocurrencia de al menos dos periodos de equilibrio glaciar ligados a pequeñas oscilaciones frías y húmedas en 1905-1930 y 1955-1985 (Chueca et al., 2007; González Trueba et al., 2008; Marti et al., 2015a) tras los cuales se inició la fase de retroceso drástico desde los años 80 hasta la actualidad.

Tras la actualización de las superficies glaciares del total de los glaciares de los Pirineos en 2016 es posible confirmar que desde los años 80 hasta la actualidad, las tasas de pérdida para los glaciares de los Pirineos han doblado el ritmo respecto a la evolución durante el siglo XX: de  $-0,46 \%$  a  $-2,19 \%$   $\text{a}^{-1}$  ( $-9,33 \text{ ha a}^{-1}$  a  $-17,66 \text{ ha a}^{-1}$ ) en los periodos 1850-1984 a 1984-2016. Estos resultados son coherentes con la tendencia general de disminución de área acelerada registrada en los glaciares del sur de Europa (Hughes et al., 2006; González Trueba et al., 2008; Steiner et al., 2008a; Grunewald y Scheithauer, 2010). En concreto, estas pérdidas de  $-2,19 \%$   $\text{a}^{-1}$  (1984-2016) en los Pirineos son superiores a las inferidas en los Alpes, de  $-1,4 \%$   $\text{a}^{-1}$  para el periodo 1984-2003 por Paul et al (2011). Similares valores han sido estimados para los Alpes suizos (Sur-Tirol) con  $-1,4 \%$   $\text{a}^{-1}$  (Knoll y Kerschner, 2009) entre 1981 y 2003 y más cercanos a la media pirenaica en algunas zonas de los Alpes italianos como en el macizo Dosde-Piazzzi con  $-1,8 \%$   $\text{a}^{-1}$  entre 1981 y 2003 (Diolaiuti et al., 2011). Estos datos podrían indicar que los macizos de montaña situados en una posición más meridional y con alturas más modestas que los Alpes están viéndose afectados de manera más acusada por los cambios climáticos recientes (Cuadrat et al., 2018): macizos como los Pirineos, Dos de-Piazzzi y Gran

Sasso (Italia) o Pirin (Bulgaria), están más influenciados por masas de aire templado y húmedo del Atlántico y Mediterráneo. Otro factor de importancia es la menor altitud media de los glaciares de los Pirineos respecto a los de los Alpes. No obstante, estas diferencias entre los Pirineos y los Alpes son más acusadas en lo referente a los cambios de área, mientras que (como se verá más adelante) las tasas de balance de masa mantienen una tendencia similar en las últimas décadas.

La aparente desaceleración de las pérdidas de superficie detectada en el periodo 2008-2016 ( $-8,06 \text{ ha a}^{-1}$ ) respecto al periodo 1984-2008 ( $-20,99 \text{ ha a}^{-1}$ ) ha sido señalada en estudios previos sobre cambios en superficie glaciar (Martí et al., 2015). Uno de los aspectos clave para explicar la reducción total de ha perdidas es la cada vez menor cantidad y extensión de superficie de hielo, con cada vez mayor número de glaciares de reducidas dimensiones, de modo que cada pierden menos hectáreas anuales, aspecto ya observado previamente en los glaciares pirenaicos por López-Moreno et al (2008, 2016). Esto es coherente con el hecho de que desde un punto de vista porcentual el ritmo de pérdidas del Pirineo en su conjunto no ha variado en estos dos periodos siendo de  $-2,59 \text{ \% a}^{-1}$  para 1984-2008 y  $-2,63 \text{ \% a}^{-1}$  para 2008-2016. Como se verá más adelante, algunos glaciares (en general de superficies reducidas) parecen haber entrado en una fase de latencia, al quedarse retraídos y cobijados en las zonas superiores de los circos (baja radiación solar) y mostrando pérdidas totales de hectáreas bajas como es el caso de Mont Valier, La Munia, Infiernos, Gabietos y Portillon debido a la influencia topoclimática.

Además, recientemente se han sucedido una serie de años (2009-2010, 2012-2013, 2013-2014) con mayores precipitaciones en el periodo de acumulación ( $+25 \text{ \% superior en 2012-2013}$ , y  $+12 \text{ \% superior en 2013-2014}$ ), potencialmente ligadas a oscilaciones de la NAO (López-Moreno, 2011; Cuadrat et al., 2018), que han afectado al ritmo de pérdida de extensión glaciar desde 2008 a la actualidad para el conjunto de los Pirineos. La influencia local de precipitaciones en glaciares de reducidas dimensiones y retraídos a sus zonas de acumulación originales (partes altas del circo, glaciares de nicho) ha sido estudiada en glaciares de similares características (Hoffman et al., 2007; Huss and Fisher, 2016).

El análisis de los factores topoclimáticos refleja que, bajo similares condiciones ambientales, existe una gran heterogeneidad en la respuesta y

cambios de extensión de cada glaciar. Por ejemplo, en el periodo 2008-2016 los cambios han sido muy diversos, con glaciares que han perdido más del 50 % de su área y otros que se han mantenido estacionarios. Dentro de la elevada variabilidad del cambio de área glaciar es posible establecer algunos patrones elementales en base a los factores topoclimáticos:

- La cantidad de radiación solar tiene una cierta correlación con las pérdidas de superficie glaciar, ya que algunos de los glaciares que han sufrido mayores pérdidas (tanto porcentualmente como en hectáreas) cuentan con valores de radiación superiores a 1.100.000 Kh/m<sup>2</sup>. No obstante, en el caso de glaciares por debajo de la ELA regional ( $3079 \pm 14$  m), de reducidas dimensiones y bajo grandes paredes ( $> 250$  m), se observa una diversidad de respuestas en los cambios de área y que a su vez cuentan con valores de radiación muy dispares.
- El tamaño tiene una clara correlación con las pérdidas de superficie, aunque esta es inversa según se analicen cambios totales o porcentuales. Algunos de los glaciares de mayor tamaño ( $> 10$  ha) como Aneto, Ossoue y Maladeta acumulan buena parte de las hectáreas totales perdidas, mientras que ciertos glaciares de tamaños reducidos ( $< 10$  ha) tienen las pérdidas porcentuales más grandes (Las Neus, Oulettes de Gaube, Barrancs y Tempestades). Es interesante observar que existe una mayor heterogeneidad de cambios de superficie entre los glaciares menores de 8 ha (todos los glaciares, exceptuando Aneto, Maladeta, Ossoue y Monte Perdido). Similares conclusiones se han obtenido en trabajos sobre pequeños glaciares inferiores a 10 ha (Fisher, 2018).
- La distancia a la divisoria muestra un tenue patrón en forma de parábola creciente, aumentando las pérdidas porcentuales y absolutas a medida que aumenta la distancia de la divisoria hacia el Sur.
- La orientación no muestra un patrón muy definido. Solo se puede observar (exceptuando el caso de Oulettes de Gaube con norte marcado) dos orientaciones clave: Los glaciares orientados al este como por ejemplo Barrancs y Las Neus con -44 y -52,4 % de pérdida respectivamente o el glaciar de Ossoue que acumula más de -8 ha de

pérdida total. Al noreste destacan el glaciar de Tempestades con -36 % de pérdida y el glaciar del Aneto que en términos de pérdidas absolutas es el que mayor cantidad de superficie total ha perdido (-12,9 ha).

Como se verá más adelante, estos aspectos topoclimaticos unidos a la ocurrencia de una serie de años con gran variabilidad de precipitaciones han generado respuestas muy dispares en los cambios de extensión glaciar en el conjunto de los 19 glaciares actuales de los Pirineos en un periodo corto como 2008-2016.

Los cambios de extensión para los glaciares Maladeta, La Paul y Ossoue han sido analizados en detalle para el periodo 2010-2014 y enmarcados dentro del periodo 2008-2016. En conjunto, se observa una cierta similitud en los valores porcentuales perdidos (entre -11 y -19 % de variación) mientras que las ha totales pérdidas difieren mucho más (-0,9, -3,6 y -8,8 ha para La Paul, Maladeta y Ossoue respectivamente), debido en parte a las diferencias en el tamaño inicial (Tabla 6.1.).

	1984-2008		2008-2016	
	% Anual	Ha Anual	% Anual	Ha Anual
<b>Maladeta</b>	-1,88	-1,12	-1,37	-0,45
<b>La Paul</b>	-1,59	-0,18	-1,64	-0,12
<b>Ossoue</b>	-1,42	-1	-2,39	-1,09
<b>Pirineo</b>	-2,59	-20,99	-2,63	-8,06

Tabla 6.1. Pérdidas anuales en los periodos 1984-2008 y 2008-2016 para los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue y el conjunto de los glaciares del Pirineo.

Respecto a los ritmos de pérdida de área de cada uno de los tres glaciares comparada con la tasa de pérdida anual del Pirineo para 2008-2016 (-2,63 % a<sup>-1</sup>) se observa que de los tres glaciares estudiados Maladeta y La Paul cuentan con ritmos inferiores (-1,37 y -1,64 % a<sup>-1</sup>) mientras que Ossoue se acerca más (-2,39 % a<sup>-1</sup>). El tamaño superior del glaciar de Ossoue, unido a una elevada radiación solar (morfología de *plateau* en altura) ha podido favorecer una mayor pérdida de superficie glaciar en comparación con Maladeta y La Paul. En cualquier caso, que estos tres glaciares tengan tasas de pérdida de extensión algo inferiores a las de

la media pirenaica puede deberse a su altitud algo superior a la media y por lo tanto más cercanas a la ELA regional de  $3079 \pm 14$  m.

Comparando los cambios de área con la variabilidad climática entre 2010 y 2014 se observa una cierta correlación, especialmente en los glaciares de La Paul y Ossoue (Fig. 6.1). Durante los años 2010-2011 y 2011-2012 que fueron los más secos del periodo 2010-2014 las pérdidas de área glaciar en La Paul y Ossoue fueron más acentuadas que en los dos años posteriores de 2012-2013 y 2013-2014. En el glaciar de Maladeta la tendencia de pérdida de área se muestra más constante y con menos variación. Esto es debido a que la variabilidad de la precipitación (anomalías positivas) afectan de manera secundaria al glaciar de Maladeta en base a su posición más meridional (comparado con Ossoue) y por lo tanto menos influenciado por los frentes Atlánticos. Además, una geometría de circo más abierta, con mayores tasas de radiación y menor influencia de factores locales como avalanchas de nieve y redistribución por el viento ha favorecido una menor incidencia de la presencia de nieve

Estos datos demuestran que para estos tres glaciares la tendencia entre los periodos 1984-2008 y 2008-2016 ha estado caracterizada por una disminución en las pérdidas de extensión absoluta (sobre todo en Maladeta) mientras que las pérdidas porcentuales descienden levemente en el caso de Maladeta, se mantienen en La Paul y aumentan en Ossoue (Tabla 6.1). Para el conjunto del Pirineo el ritmo porcentual se mantiene, pero el número de ha anuales desciende considerablemente (comparando los periodos 1984-2008 y 2008-2016). Además, los cambios de extensión entre los 19 glaciares son notablemente más variados y heterogéneos, debido a la incidencia de factores topoclimáticos, ligados a su vez a la influencia de la variabilidad de la precipitación invernal.

En cualquier caso, hay que recordar que, tanto en los tres glaciares estudiados en detalle, como en el conjunto de los glaciares de los Pirineos, las tasas de pérdida anual se han duplicado entre el periodo 1850-1984 y 1984-2016. Esta aceleración en las pérdidas de área glaciar se relaciona con los cambios en la variabilidad climática desde los años 60, en concreto con el marcado aumento de las temperaturas de  $+0,2$  °C (media anual) por década para la región de los Pirineos

(Cuadrat et al., 2018) y  $+0.29$  °C por década en el periodo estival, así como el descenso de más del  $-6\%$  por década de las precipitaciones invernales (capítulo 4.)

## 6.2. Respuesta glaciar y cambios en la altimetría de superficie y volumen

Las grandes diferencias en las pérdidas de extensión glaciar entre 2008 y 2016 contrastan con los datos anuales de TLS y el promedio para el periodo 2008-2016 (Moreno Santaengracia, 2016; Association Morraine, 2016) y el periodo 2010-2014 (este trabajo) en los glaciares de Maladeta y Ossoue así como para Monte Perdido en 2011-2014 (López-Moreno et al., 2016) donde el promedio de los balances anuales mantiene la tendencia negativa de las últimas décadas o incluso se acentúa. Si comparamos los datos de DGPS (área) con los de balance de masa y TLS (altimetría de superficie) en el periodo 2010-2014 para los tres casos, queda patente que la gran variabilidad climática interanual es reflejada inmediatamente en los cambios en la altimetría de superficie y balance de masa, mientras que el área del glaciar muestra una señal más atenuada a escala interanual, pero en consonancia con la tendencia en la variabilidad del clima de las últimas décadas (Fig. 6.1).

Los resultados de los cambios en la altimetría de la superficie glaciar para el periodo 2010-2014 en los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue son a grandes rasgos sincrónicos y coherentes entre los tres glaciares, así como con estudios similares (Moreno Santaengracia, 2016; Association Morraine, 2016; López-Moreno et al., 2016) en el mismo periodo. De entre los tres glaciares estudiados en profundidad destaca el glaciar de La Paul, diferenciándose de Ossoue y Maladeta, que muestra una mayor sensibilidad a la variabilidad de precipitaciones invernales, ligado a las características del glaciar (tamaño reducido, baja radiación, situación bajo un gran circo que alimenta mediante aludes a la masa de hielo) y que da como resultado un balance en la altimetría de superficie más cercano al equilibrio que en el caso de los otros dos glaciares.

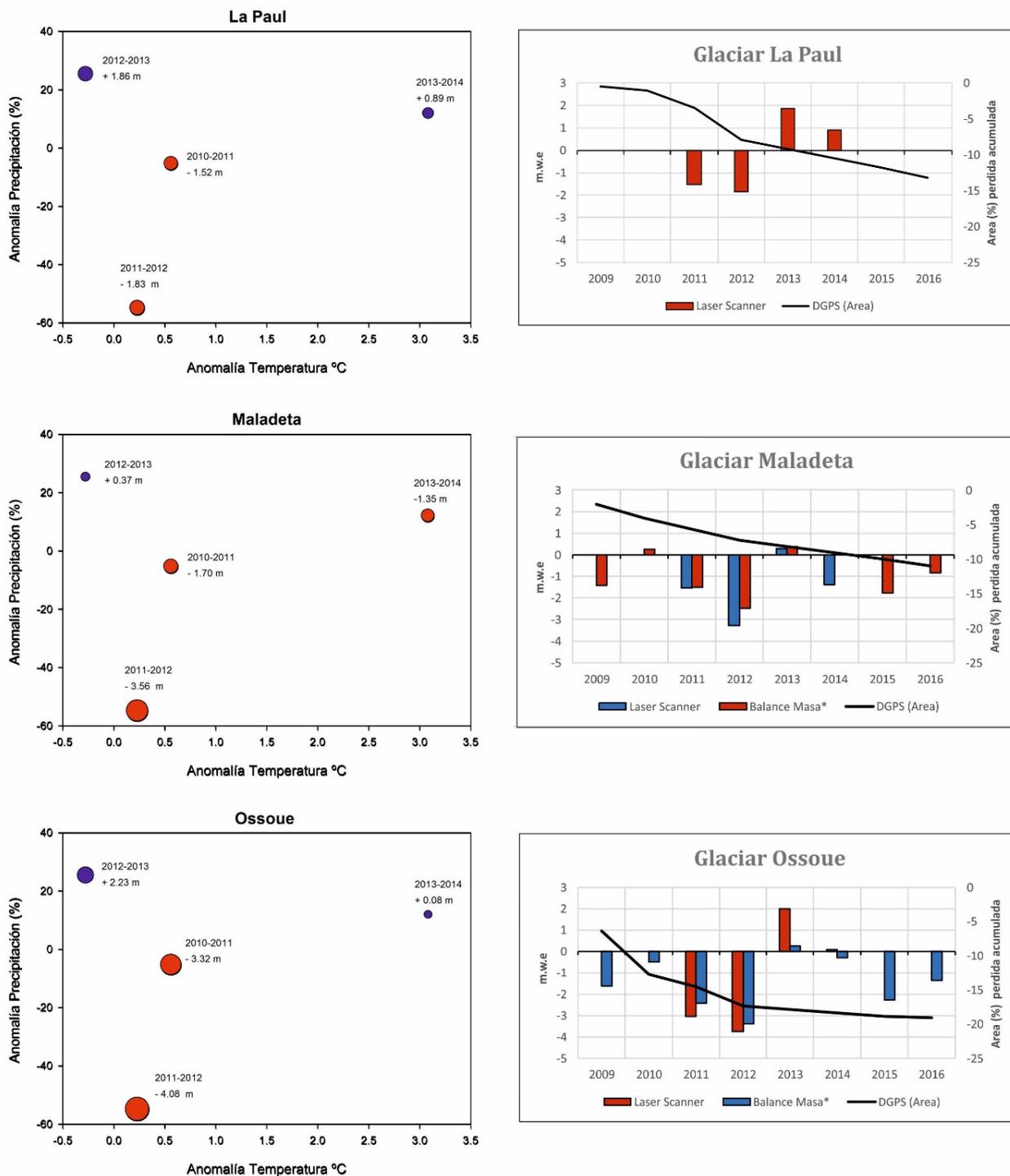


Fig. 6.1. Columna izquierda: Comparación de cambios en la altimetría de superficie mediante TLS (valores negativos en rojo y positivos en azul, ambos en metros) con anomalías de precipitación y temperatura. Columna derecha: Evolución reciente (2008-2016) de los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue en base a cambios en extensión (% área pérdida acumulada), TLS y balance de masa (Association Morraine, 2016; Moreno Santaengracia, 2016).

Las mediciones TLS han permitido cuantificar la respuesta glaciar a la variabilidad climática en el periodo 2010-2014. En los años hidrológicos 2010-2011

y 2011-2012, caracterizados por altas temperaturas y escasas precipitaciones se produjeron pérdidas de espesor notables: en Maladeta de -1,70 y -3,56 m, La Paul -1,52 y -1,83 m y en Ossoue -3,32 y -4,08 m respectivamente. En el periodo 2012-2013, con elevadas precipitaciones y temperaturas inferiores a la media, ha producido un balance de la altimetría de superficie positivo en el frente de los tres glaciares: Maladeta +0,37 m; La Paul +1,86m y Ossoue +2,23 m.

El periodo 2013-2014 ha estado caracterizado por temperaturas muy por encima de la media en el periodo de fusión (más de +3 °C) pero con precipitaciones superiores a la media en el periodo de acumulación (+12,09 %). De los tres glaciares, La Paul y Ossoue resultaron en balances positivos (+0,89 y +0,08 m respectivamente) mientras que en este caso Maladeta registro valores de -1,35 m. En conjunto, para el periodo 2010-2014 los valores medios en la altimetría de superficie han sido de -6,3 m (-5,77 m w.e.) para el glaciar de Maladeta, -0,43 m (-0,39 m w.e.) para el glaciar de La Paul y -5,13 m (-4,7 m w.e.) para el glaciar de Ossoue.

Respecto a la incidencia de la temperatura en el periodo de fusión o la precipitación invernal, se observa una influencia mezclada de ambos factores. En general, las anomalías en la precipitación cobran importancia cuando son combinadas con anomalías en las temperaturas: este aspecto es especialmente marcado en los años más extremos 2011-2012 y 2012-2013 donde las temperaturas en el periodo de fusión son levemente positivas (+0,23) y negativas (-0,28) respectivamente y la precipitación invernal marcadamente contrastada (-54,86 y +25,62 respectivamente) (Fig. 6.1). También se observa como durante el periodo 2010-2011 un leve descenso en las precipitaciones es capaz de generar cambios más profundos en la altimetría de superficie que la significativa anomalía positiva de temperaturas de 2013-2014 (Fig. 6.1). Igualmente, en los tres glaciares los valores en la altimetría de superficie son más negativos en el periodo 2011-2012 (+0,23 °C; -54,86 % de precipitación) que en 2010-2011 (+0,56 °C; -5,32 % de precipitación). Analizando los tres glaciares en detalle, se puede inferir que La Paul y Ossoue han respondido de manera algo más acusada a la variabilidad de las precipitaciones. Por ejemplo, en los años 2012-2013 y 2013-2014 (con mayores precipitaciones) muestran valores de la altimetría de superficie positivos (+1,86 y

+0,89 m w.e. a<sup>-1</sup> en La Paul y +2,23 y +0,08 m w.e a<sup>-1</sup> en Ossoue) y superiores a los de Maladeta en los mismos años (+0,37 y -1,35 m w.e a<sup>-1</sup>).

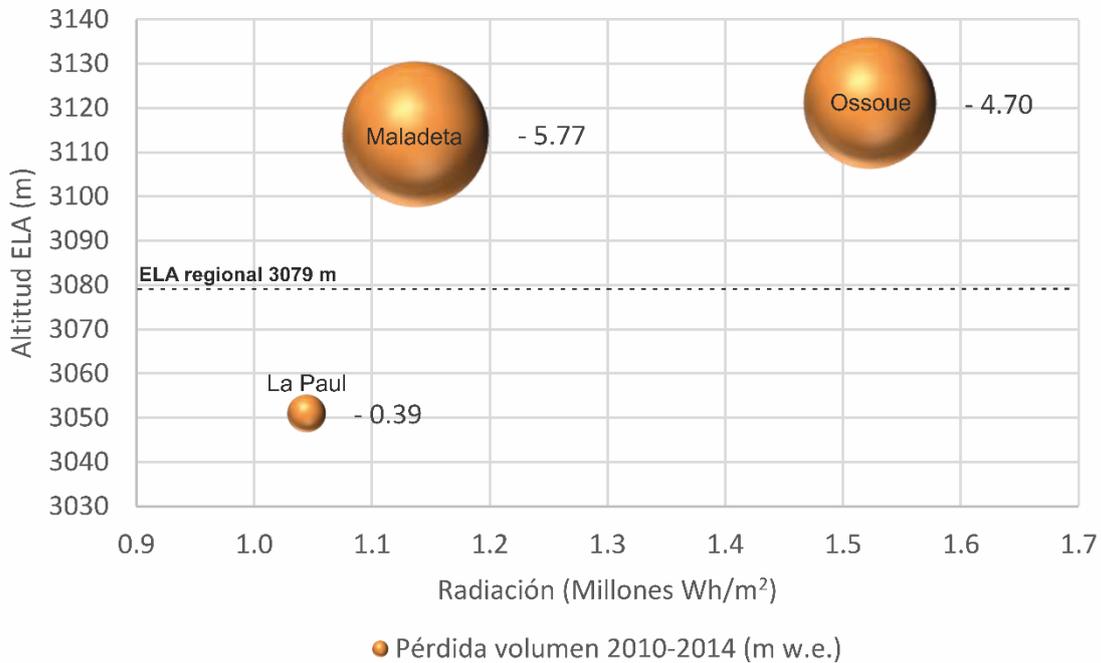


Fig. 6.2. Relación entre radiación, altitud de la ELA y cambios de volumen para los glaciares de La Paul, Maldeta y Ossoue en el periodo 2010-2014.

Estas diferencias en la respuesta glaciar a una variabilidad interanual similar pueden ser interpretadas debido a una influencia de factores topoclimáticos y aspectos locales. En el caso del glaciar de La Paul, la reducida tasa de radiación solar de este glaciar (1044392 Kh/m<sup>2</sup>), el bajo rango altitudinal (224 m) y su ubicación en una zona cóncava han favorecido la retención y persistencia de nieve en años con precipitaciones particularmente altas. Esto explica que entre 2010-2014 el glaciar de La Paul cuente con un valor medio de la altimetría de superficie de -0,43 m (-0,39 m w.e.) debido a las precipitaciones invernales de los dos últimos años de dicho período. Por otra parte, el glaciar de Ossoue cuenta con una posición más septentrional, y por lo tanto una mayor incidencia de frentes húmedos del Atlántico. Este glaciar cuenta con una altitud media similar (3081 m) al de Maladeta (3095 m), pero por su morfología de *plateau* en altura tiene una zona de acumulación mayor, favoreciendo la acumulación de nieve y contrarrestando la alta radiación (1522954,9 Kh/m<sup>2</sup>) con un mayor grado

de albedo. El glaciar de la Maladeta por el contrario, está menos influenciado por los frentes húmedos y combinado con tasas de radiación solar elevadas ( $1137414,5 \text{ Kh/m}^2$ ), debido a una morfología de circo abierta, explica que de los tres glaciares estudiados muestre los valores de altimetría de superficie más negativos en los años 2010-2014, con  $-6,3 \text{ m}$  ( $-5,77 \text{ m w.e.}$ ) de pérdida media.

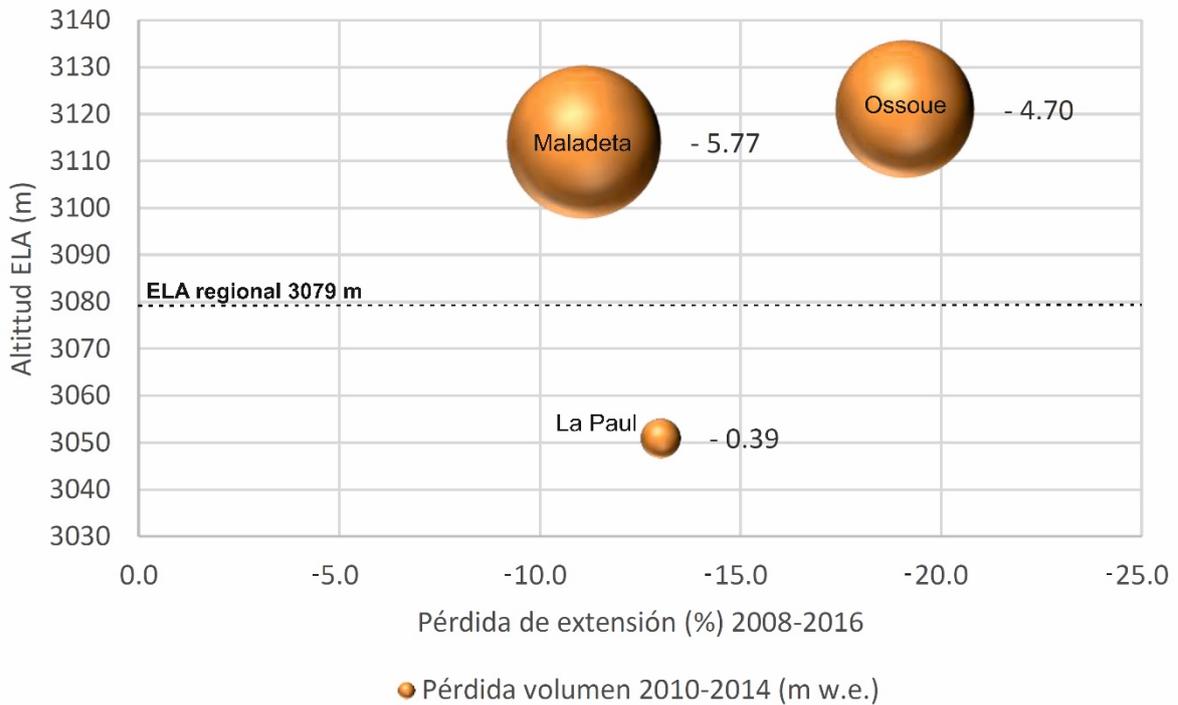


Fig. 6.3. Relación entre pérdida de extensión, altitud de la ELA y cambios de volumen para los glaciares de La Paul, Maldeta y Ossoue en el periodo 2010-2014.

Estos aspectos pueden explicar también las diferencias previamente observadas en los cambios de área para estos tres glaciares entre 2010-2014 donde Maladeta muestra una tendencia más constante posiblemente debido a que responde mayormente a cambios en la temperatura y no tanto en la precipitación. Por el contrario, La Paul y Ossoue muestran cambios de área significativos en 2010-2011 y 2011-2012 coincidiendo con descensos importantes en la precipitación. La altitud (en el caso de Ossoue) y posición (Paúl, abrigado bajo paredes), puede hacer que estos factores dirijan la fusión de la nieve, al margen de la temperatura, lo que no ocurre en Maladeta, donde la morfología de circo abierto y su posición alejado hacia el Sur de la divisoria, lo diferencian topoclimáticamente

y generan una respuesta diferente, menos influenciada por las precipitaciones invernales y más ligada a la variabilidad de las temperaturas estivales.

En cualquier caso, para poder dilucidar con mayor rigor la incidencia de la temperatura y precipitación en periodos interanuales, es fundamental analizar una serie de años más larga, de ahí la importancia de mantener las mediciones glaciares en el tiempo.

Comparando los datos de TLS con los de otros trabajos de balance de masa en Maladeta (Moreno Santaengracia, 2016) y Ossoue (Association Morraine, 2016; Marti et al., 2015a) y con otros glaciares que recientemente se están estudiando como el de Monte Perdido (López-Moreno et al., 2016) se observan respuestas anuales sincrónicas: los años hidrológicos 2007-2008, 2009-2010, 2012-2013 y 2013-2014 muestran balances cercanos al equilibrio o positivos: en Maladeta el programa ERHIN (Moreno Santaengracia, 2016) refleja -0,037, +0,25, +0,39, +0,078 m w.e. para 2007-2008, 2009-2010, 2012-2013 y 2013-2014 y en este trabajo se detecta igualmente que los años 2013 y 2014 fueron favorables para el glaciar. Similar respuesta glaciar se observa en el glaciar de Ossoue, con balances más cercanos al equilibrio en 2007-2008 (-0,01 m w.e. a<sup>-1</sup>), 2009-2010 (-0,04 m w.e. a<sup>-1</sup>), 2012-2013 (+0,29 m w.e. a<sup>-1</sup>) y 2013-2014 (-0,31 m w.e. a<sup>-1</sup>) según el programa de la AM y con similares resultados en este trabajo para 2012-2013 y 2013-2014 (+2 y +0,073 m w.e. a<sup>-1</sup> respectivamente). En el glaciar de La Paul detectamos igualmente balances positivos en la altimetría de superficie para los años 2012-2013 y 2013-2014 (+1,7 y +0,8 m w.e. a<sup>-1</sup> respectivamente). En el glaciar de Monte Perdido López-Moreno et al (2016) señalan dos años consecutivos de anomalías positivas en 2012-2013 y 2013-2014 (+0,24 y -0,07 m w.e. a<sup>-1</sup>). Para el conjunto del Pirineo francés La Association Morraine (2016) detecta claramente los años 2007-2008, 2009-2010, 2012-2013 y 2013-2014 como los únicos años que se acercan o alcanzan el ratio de acumulación/ablación suficiente para que un glaciar se encuentre en equilibrio. Por otra parte, esta serie de años más favorables se han alternado con años muy desfavorables como 2008-2009, 2010-2011, 2011-2012, 2014-2015 y 2015-2016 que son coherentes en Maladeta, Ossoue, La Paul y Monte Perdido (Marti et al., 2015a; López-Moreno et al., 2016; Moreno Santaengracia, 2016). Teniendo en cuenta estos datos se constata que la ocurrencia de algunos

años favorables es solo capaz de frenar puntualmente la tendencia negativa de pérdida de masa glaciaria, no existiendo en los glaciares estudiados, una zona de acumulación glaciaria persistente en el tiempo, demostrando el desequilibrio de los aparatos glaciares a las condiciones ambientales actuales.

El desequilibrio queda también patente a través de la comparación de los datos de espesor de hielo en el caso del glaciar de Ossoue entre los resultados de la campaña de 2006 (René, 2007a) y la realizada en este trabajo en 2011. Esto refleja pérdidas de al menos -5 m de espesor en un periodo de 5 años, implicando una media de  $-1 \text{ m a}^{-1}$  de pérdida (valor coherente con el de TLS y balance de masa en el mismo glaciar). Estas pérdidas ocurren en la parte superior del glaciar, teóricamente de acumulación y por lo tanto son significativas a la hora de caracterizar el desequilibrio de este aparato glaciario.

En conjunto, los ritmos de balance de masa absolutos de los glaciares presentados en este estudio para 2010-2014 en Maladeta ( $-1,42 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) y Ossoue ( $-1,17 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ) son algo superiores a los observados en Maladeta ( $-0,7 \text{ m w.e. a}^{-1}$  entre 1991-2013) por Moreno Santaengracia (2016) y similares a los de Ossoue ( $-1,45 \text{ m w.e. a}^{-1}$  entre 2001-2013) por Marti et al (2015a). En Monte Perdido (López-Moreno et al., 2016) en el periodo 2011-2014 (un año desfavorable y dos favorables) la media es de igualmente negativa de  $-1,93 \text{ m w.e.}$  ( $-0,58 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ). El glaciar de La Paul muestra un balance negativo en el periodo 2010-2014 aunque algo más cercano al equilibrio con un valor medio de  $-0,39 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , debido a la incidencia de los factores topoclimáticos explicados previamente. En conjunto, de los tres glaciares estudiados en este trabajo se obtiene una media de  $-1,01 \text{ m w.e. a}^{-1}$  para 2010-2014, valor coherente con la media de Maladeta (Moreno Santaengracia, 2016) y Ossoue (Marti et al, 2015a) desde comienzos del siglo XXI de  $-1,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$ .

A nivel de tendencia en las pérdidas de volumen (Fig. 6.2), analizando los datos de estudios existentes en los Pirineos (Marti et al., 2015a; Moreno Santaengracia, 2016; López-Moreno et al., 2016), contrastados con los de este trabajo, se observa un aumento del desequilibrio en las últimas décadas para Maladeta ( $-0,45 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en 1991-2008 y  $-0,9 \text{ w.e. a}^{-1}$  en 2008-2016), Ossoue ( $-1,37 \text{ m w.e. a}^{-1}$  en 2000-2008 y  $-1,45 \text{ w.e. a}^{-1}$  entre 2008-2016) y Monte Perdido ( $-$

0,42 m w.e. a<sup>-1</sup> en 1980-1999, 0,73 w.e. a<sup>-1</sup> en 1999-2010 y -0,58 w.e. a<sup>-1</sup> entre 2010-2014).

**Pérdidas anuales. Equivalente en metros de agua**

	1991	2000	2008	2010	2012	2014	2016	MEDIA 2000-2016
Maladeta Balance Masa (1)		-0,45			-0,9			-0,68
Maladeta TLS					-1,44			
Ossoue Balance Masa (2)		-1,37			-1,45			-1,41
Ossoue TLS					-1,17			
La Paul TLS					-0,09			
Monte Perdido TLS y DEMs (3)		-0,42		-0,73		-0,58		
<b>Pirineos (Maladeta y Ossoue)</b>								<b>-1,04</b>
Alpes Balance Masa (4)		-0,71			-1,03			-1,03
Escandinavia Balance de Masa (5)		0,13			-0,78			-0,78
América Norte Balance de Masa (5)		-0,43			-0,98			-0,98
<b>Global Balance de Masa (5)</b>								<b>-0,54</b>

Fig. 6.4. Evolución reciente (1991-2016) de pérdidas de volumen de los glaciares con datos disponibles en los Pirineos en base a estudios propios de TLS y balance de masa (1. Moreno Santaengracia, 2016; 2. Association Morraine, 2016; 3. López-Moreno et al., 2016), Alpes (Huss et al., 2012), Escandinavia, América del Norte y a nivel global (Zemp et al., 2015).

Estos valores de pérdida de masa obtenidos en el periodo 2010-2014 en los tres glaciares estudiados han sido en líneas generales similares a los de otros glaciares a nivel global (Vincent et al., 2013; Marshall, 2014) y especialmente con aquellos situados en Europa (Aberman et al., 2009; Scotti et al., 2014) donde el retroceso glaciar ha ocurrido desde el final de la PEH y con una clara aceleración desde los años 80 y especialmente desde comienzos de los 2000 (López-Moreno et al., 2016; Ver Fig. 6.4). Para el conjunto de los Alpes la media de balance de masa ha pasado de -0,31 m w.e. a<sup>-1</sup> de media para 1900-2011 a -1 m w.e. a<sup>-1</sup> en el periodo 2000-2011 (Huss et al., 2012). En Escandinavia las tasas de balance de masa han pasado de +0,13 m w.e. a<sup>-1</sup> en los años 80 a -0,76 m w.e. a<sup>-1</sup> en 2000-2010. Para este mismo periodo (2000-2010) las tasas son de -0,9 m w.e. a<sup>-1</sup> en Alaska, -0,98 m w.e. a<sup>-1</sup> en América del Norte, -0,89 m w.e. a<sup>-1</sup> en Groenlandia y 1,4 m w.e. a<sup>-1</sup> en los Andes. A nivel global, las tasas de balance de masa derivados de métodos

glaciológicos directos han pasado de  $-0,33$  a  $-0,54$  m w.e.  $a^{-1}$  desde 1950-2000 a 2000-2010 (Zemp et al., 2015). Por lo tanto, las pérdidas de volumen de los glaciares pirenaicos de  $-1,04$  m w.e.  $a^{-1}$  doblan las medias globales, pero son muy similares a las de los alpes y las observadas en pequeños glaciares de similares características.

En concreto, las pérdidas de volumen en el macizo Ortles-Cevedale en los Alpes italianos se sitúan entre  $-0,18$  y  $-1,43$  m w.e.  $a^{-1}$ , con medias de  $-0,69$  m w.e.  $a^{-1}$  entre 1987 y 2009 (Carturan et al., 2013). En los pequeños glaciares de suiza se han obtenido valores de  $-1,2$  m w.e.  $a^{-1}$  en el periodo 2005-2015 (Huss y Fisher, 2016), en consonancia con lo observado en los glaciares pirenaicos.

### **6.3. Hacia una visión holística de los pequeños glaciares y su respuesta al cambio climático**

Las negativas tasas de balance de masa en los Pirineos han ido acompañadas por un ascenso de la ELA, especialmente en las últimas décadas. En el conjunto de los Pirineos esta ha pasado de situarse a unos 2810 m al final de la PEH (González Trueba et al., 2008) a 3000 m para el comienzo del siglo XXI y  $3079 \pm 14$  m en 2016. El ascenso térmico inferido entre 1850 y 2000 es de  $+1,14$  °C ( $+190$  m de ascenso de la ELA) lo cual es coherente con los resultados de  $+0,76$  °C de ascenso térmico ( $245$  m de ascenso de ELA) en Infierno-Panticosa hasta 1991 (Serrano, 1991, 1998) y con los  $+0,95$   $a^{-1}$  °C de ascenso térmico desde el final de la PEH hasta comienzos de los 2000 (Lampre, 1994; Chueca et al., 1998; López-Moreno, 2008; González Trueba et al., 2008). El ascenso térmico desde 1850 hasta 2016 es de  $1,61 \pm 0,08$  °C ( $+269 \pm 14$  m de ascenso de la ELA) lo que refleja y confirma un acentuamiento de condiciones ambientales desfavorables desde comienzos del siglo XXI a la actualidad y el desequilibrio del conjunto de los glaciares de los Pirineos. La tasa de ascenso de la ELA ha pasado de  $+1,2$  m  $a^{-1}$  de media para el periodo 1850-2000 a  $+4,9$  m  $a^{-1}$  para 2000-2016, similar al inferido en los Alpes del Oeste para el periodo 1984-2010 ( $170$  m de ascenso total,  $6,5$  m  $a^{-1}$ ). El ascenso térmico registrado en las estaciones meteorológicas (capítulo 4) para

los Pirineos es de  $+0,29$  °C por década desde 1960, es decir de entre  $+1,45$  y  $+1,74$  °C de ascenso desde mediados del siglo XX. Esto es coherente en líneas generales con el aumento de temperatura de  $+1,61 \pm 0,02$  °C inferido del ascenso de las ELAs. En particular, el ascenso regional de las ELAs de  $3000$  a  $3079 \pm 14$  m, detectado entre comienzos del siglo XX y 2016 implica un aumento de temperaturas de  $+0,47$  °C en 16 años ( $+4,9$  m y  $+0,029$  °C  $a^{-1}$ ) y en línea con la estimación regional de  $+0,29$  °C de ascenso por década ( $+0,029$  °C  $a^{-1}$ ) que caracteriza al periodo 1960-2010.

Tras analizar los datos de cambios en extensión, balance de masa, altimetría de superficie y ELAs es posible cuantificar la intensidad, tendencia y características de la degradación glaciar, así como comprender en mayor detalle cómo están respondiendo los aparatos glaciares a la tendencia de cambio en el clima y a la variabilidad climática interanual.

El aumento de las temperaturas y el descenso de precipitaciones observados en el periodo 1960-2010 son el factor determinante a la hora de explicar el acusado retroceso y desequilibrio glaciar desde los años 80 en los Pirineos. El aumento de las temperaturas medias estivales desde mediados de los años 60 ha sido estimado en este trabajo en  $+0,29$  °C por década, similar los  $+0,2$  °C de media anual por década calculados por Deux et al (2014). En conjunto se observa una tendencia a la reducción de precipitaciones invernales ( $-6,45$  % por década), siendo esta notablemente más marcada en la vertiente sur del Pirineo ( $-10,4$  % por década entre 1960 y 2010). En concreto, las precipitaciones invernales en los años 1983-1993 en la vertiente sur, 1986-1990 en la norte y 2000-2009 en ambas vertientes fueron anómalamente bajas respecto a el conjunto 1960-2010. No obstante, analizando solo el periodo desde 1983 a 2017 no se encuentran tendencias significativas y recientes estudios han detectado un estancamiento de las precipitaciones invernales en los Pirineos para las primeras décadas del siglo XXI (Six et al., 2002; López-Moreno et al, 2008; Vicente Serrano et al., 2011; Añel et al., 2014; Marzeion et al., 2014) ligado a oscilaciones negativas de la NAO.

La tendencia general de los cambios en la extensión y volumen glaciar demuestra estar por lo tanto dirigida por el aumento mantenido de las temperaturas, lo que explica la aceleración de las pérdidas de superficie y balances de masa negativos desde los años 80. Por lo tanto, en una escala temporal decadal

media (30-40 años) se infiere que los glaciares dependen fundamentalmente de la tendencia del clima (en concreto el aumento de la temperatura de +0,29 °C por década para la región pirenaica para 1960-2010 y +0,33 °C por década medidos en el refugio de Goriz, a 2250 m en el Pirineo Central). Como se ha visto, esto es coherente con el aumento de las ELAs detectado a nivel regional y que está en línea con el ascenso de temperaturas registrado.

A una escala menor y en periodos sub-decadales, se observa una mayor influencia de la variabilidad climática interanual y de los aspectos topoclimáticos en el comportamiento particular de cada glaciar. Las precipitaciones invernales muestran una alta variabilidad interanual (asociada a oscilaciones de la NAO) en el periodo 2008-2016, afectando de manera desigual a distintos aparatos glaciares tanto en cambios en volumen, pero especialmente en extensión. La influencia de la precipitación invernal en pequeños glaciares ya ha sido observada previamente en glaciares de los Alpes afectados por condiciones de climas marítimos (Fisher, 2018).

Respecto a los cambios de volumen, en el periodo 2010-2014 se observa que la respuesta en la altimetría de superficie en los tres glaciares estudiados a las anomalías de precipitación y temperatura es notablemente sincrónica, con una incidencia especial de las precipitaciones invernales. Se infiere que la ocurrencia de años más favorables no cambia la tendencia de balance de masa y altimetría de superficie negativas, demostrando el desequilibrio de los glaciares respecto a las condiciones ambientales. Esto es especialmente marcado para los glaciares de Ossoue y Maladeta (-1,17 y -1,44 m w.e a<sup>-1</sup> respectivamente) mientras que el glaciar de La Paul muestra valores más cercanos al equilibrio (-0,09 m w.e. a<sup>-1</sup>) en el periodo 2010-2014. Estos datos son coherentes con los de balance de masa en Ossoue y Maladeta y Monte Perdido para esos mismos años y el periodo 2008-2016. En el periodo 2008-2016 los glaciares de Ossoue, Maladeta y Monte Perdido han incrementado la tendencia negativa de pérdidas de masa observada desde los años 90 y comienzos del siglo XXI.

Los cambios de extensión entre los tres glaciares de La Paul, Ossoue y Maladeta en el periodo 2008-2016 muestran algunas diferencias ligadas a la variabilidad climática y los factores topoclimáticos. De esta manera, La Paul y

Ossoue tienen una respuesta más marcada a los cambios interanuales (2010-2011 y 2011-2012, años cálidos y muy secos y 2012-2013 y 2013-2014 años con mayores precipitaciones) que el glaciar de Maladeta que muestra una tendencia más lineal. A su vez, respecto al ritmo de pérdida de extensión en 2008-2016 respecto a 1984-2008 muestra ciertas diferencias; Maladeta ha disminuido levemente el ritmo de pérdidas, La Paul parece mantener la misma tendencia negativa y Ossoue ha aumentado tanto porcentual como en número de hectáreas. En conjunto, para los mismos glaciares y periodo, estos parecen responder de manera más sincrónica en los cambios de volumen que en los de extensión.

Similarmente, como se ha visto, los cambios en la extensión del conjunto de los 19 glaciares actuales (2008-2016) muestran respuestas con aún mayor variación entre los distintos glaciares. La influencia de los aspectos topoclimáticos (radiación solar, la distancia a la divisoria, la situación geográfica, el tamaño y aspectos locales como la geometría de la cuenca y las avalanchas de nieve ligadas a paredes de circo superiores a 250 m de desnivel), combinados con la alternancia de años con anomalías de precipitación positivas, introducen variaciones relevantes en los cambios de extensión, observándose glaciares que mantienen los ratios de pérdidas anuales del periodo 1984-2016 y otros donde las pérdidas de área se han ralentizado. El hecho de que algunos de los glaciares muestren cada vez menores cambios de superficie o que los cambios de dimensiones no respondan de manera inmediata a los cambios ambientales, ha sido señalado por diversos autores (Hoffman et al., 2007; Serrano et al., 2011; Huss et al., 2016) como un estado típico de glaciares de montaña de reducidas dimensiones en su última fase de degradación. Esto es debido a que el glaciar se encuentra tan retraído que no cuenta con una zona de ablación definida y por lo tanto las precipitaciones invernales afectan a toda la extensión del cuerpo de hielo, limitando su sensibilidad como indicador de cambios ambientales a escala interanual o sub-decadal (por ejemplo, La Munia, Mont Valier e Infiernos con porcentajes entre 0 y -1 % en 8 años). Otros glaciares por el contrario han sufrido pérdidas de extensión muy significativas, de entre un -35 y -50 % de su área en 8 años (Las Neus, Oulettes de Gaube, Barrancs, Tempestades) debido a los factores topoclimáticos ya mencionados y a otros factores locales que han exacerbado la fusión glaciar

como la reducción de albedo por recubrimientos, el aumento de la pendiente y la existencia de colapsos masivos y subsecuentes afloramientos rocosos. Es interesante observar que en los glaciares menores de 10 ha (13 de los 19 glaciares actuales) existe una mayor diversidad en las variaciones de extensión entre 2008 y 2016, aspecto que ya ha sido reportado en otros pequeños glaciares de los alpes (Carturan, 2013; Fisher, 2018).

Comparando las tendencias en los cambios de extensión con los de volumen en las últimas décadas se observa que en algunos glaciares la tendencia de cambios de área y la de volumen no son sincrónicas. Monte Perdido supone un claro ejemplo donde los cambios de extensión están siendo muy bajos (-1,9 % y -0,7 ha de pérdida entre 2008 y 2016) pero donde los balances de masa son marcadamente negativos: -0,42 m w.e. a<sup>-1</sup> en 1980-1999, -0,73 m w.e. a<sup>-1</sup> en 1999-2010 y -0,58 m w.e. a<sup>-1</sup> entre 2010-2014 (López-Moreno et al., 2016). Similarmente en el glaciar de Maladeta (Moreno Santaengracia, 2016 y datos propios) se han duplicado las pérdidas de volumen anual de -0,45 m w.e. a<sup>-1</sup> a -0,9 m w.e. a<sup>-1</sup> para 1991-2008 y 2008-2016 mientras que las tasas de pérdida de extensión anual se han reducido ligeramente, pasando de -1,87 % a -1,37% a<sup>-1</sup> (-1,12 ha a -0,45 ha a<sup>-1</sup> respectivamente) en los mismos periodos. En otros casos se observa una tendencia más paralela entre cambios en extensión y volumen; La Paul mantiene tasas de pérdidas de extensión totales bajas, de -1,59 % a -1,64 % a<sup>-1</sup> (-0,18 y -0,12 ha a<sup>-1</sup> respectivamente en 1984-2008 y 2008-2016) y muestra a su vez pérdidas de volumen bajas (-0,09 m w.e. a<sup>-1</sup> entre 2010 y 2014); y Ossoue en cambio ha aumentado la pérdidas de extensión (de -1,42 % a -2,39 % a<sup>-1</sup> y -1 y -1,09 ha a<sup>-1</sup>) a la vez que las de volumen (-1,37 m w.e. a<sup>-1</sup> entre 2000 y 2008 a -1,45 m w.e. a<sup>-1</sup> entre 2008 y 2016).

Esta diversidad y heterogeneidad de comportamientos respecto a cambios de área y volumen ha sido observada también en los glaciares alpinos; Huss y Fisher (2016) observan que los glaciares entre 10 y 50 ha, situados a mayor altitud y aún controlados por factores climáticos, contaban con cambios de volumen similares a las medias de los glaciares alpinos (circa -1 m w.e. a<sup>-1</sup>) comparado con los glaciares de menor tamaño (< 10 ha). Fisher (2018) señala que dentro de los pequeños glaciares de montaña (< 0,5 km<sup>2</sup>), aquellos de mayor tamaño cuentan con una relación directa con la variabilidad y condiciones del clima regional. Esto

es coherente con que los glaciares de menor tamaño, generalmente en fases más avanzadas de degradación se ven más afectados por factores topoclimáticos y la incidencia de la variabilidad de las precipitaciones invernales, es decir que se trata de glaciares por debajo de la ELA regional (Chueca et al, 2007; Hagg et al, 2012). El glaciar de La Paul ejemplifica esta situación, por encontrarse bajo la ELA regional, controlado por factores topoclimáticos y la incidencia de las precipitaciones invernales, lo que le diferencia de Maladeta y Ossoue al contar con pérdidas de volumen inferiores en el periodo 2010-2014 ( $-0.09$  m w.e.  $a^{-1}$ ; Fig. 6.5).

Por lo tanto, es posible diferenciar el Grupo 1., con los glaciares de Maladeta, Ossoue y Aneto, que tienen en común extensiones entre 26 y 51 ha con parte de la hipsometría glaciar por encima de la ELA regional y tasas de radiación relativamente altas. Este grupo de glaciares correspondería con glaciares que aún buscan el equilibrio respecto a los cambios en el clima y se ven secundariamente afectados por aspectos topoclimáticos. Las tasas de radiación altas están directamente relacionadas con morfologías de circo más abiertas y ausencia de grandes paredes por encima del glaciar. Estos glaciares muestran cambios de área entre el -11 y -19 % entre 2008-2016 ( $-2$  %  $a^{-1}$ ) y pérdidas de volumen entre -1 y -1.4 m w.e.  $a^{-1}$ , es decir valores más similares a los observados en pequeños glaciares alpinos aún por encima de las ELAs regionales (Huss y Fisher, 2016).

Por el contrario, en el Grupo 2. (Mont Valier, La Munia, Infiernos, Llardana, Gabietous, La Paul, Boum, Du Portillon, Seil de la Baque, Tempestades, Petit Vignemale y Oulettes de Gaube) se encuentran glaciares que tienen en común un tamaño inferior a 10 ha, cotas medias inferiores a la ELA regional de  $3079 \pm 14$  m y en general tasas de radiación solar inferiores a  $1.100.000$  wh/m<sup>2</sup>. Esto indica que se encuentran principalmente controlados por factores topoclimáticos, explicando su persistencia por debajo de la ELA regional. Estos glaciares muestran además una elevada variabilidad en los cambios de extensión en periodos de tiempo sub-decadales, de entre 0 y -52,5 % entre 2008 y 2016. Así mismo, las pérdidas de volumen de tan solo  $-0,09$  m w.e.  $a^{-1}$  del glaciar de La Paul, demuestran la incidencia de la precipitación invernal y el control de los factores topoclimáticos.

El glaciar de Monte Perdido se encuentra entre los dos grupos, por contar con un tamaño superior y mostrar una respuesta en los cambios de volumen más

cercana a los glaciares climáticamente controlados, pero que se sitúa por debajo de la ELA regional, muy influenciado por los factores topoclimáticos de la orografía de la cara norte del Monte Perdido (baja radiación) y la sobreacumulación por las avalanchas de nieve.

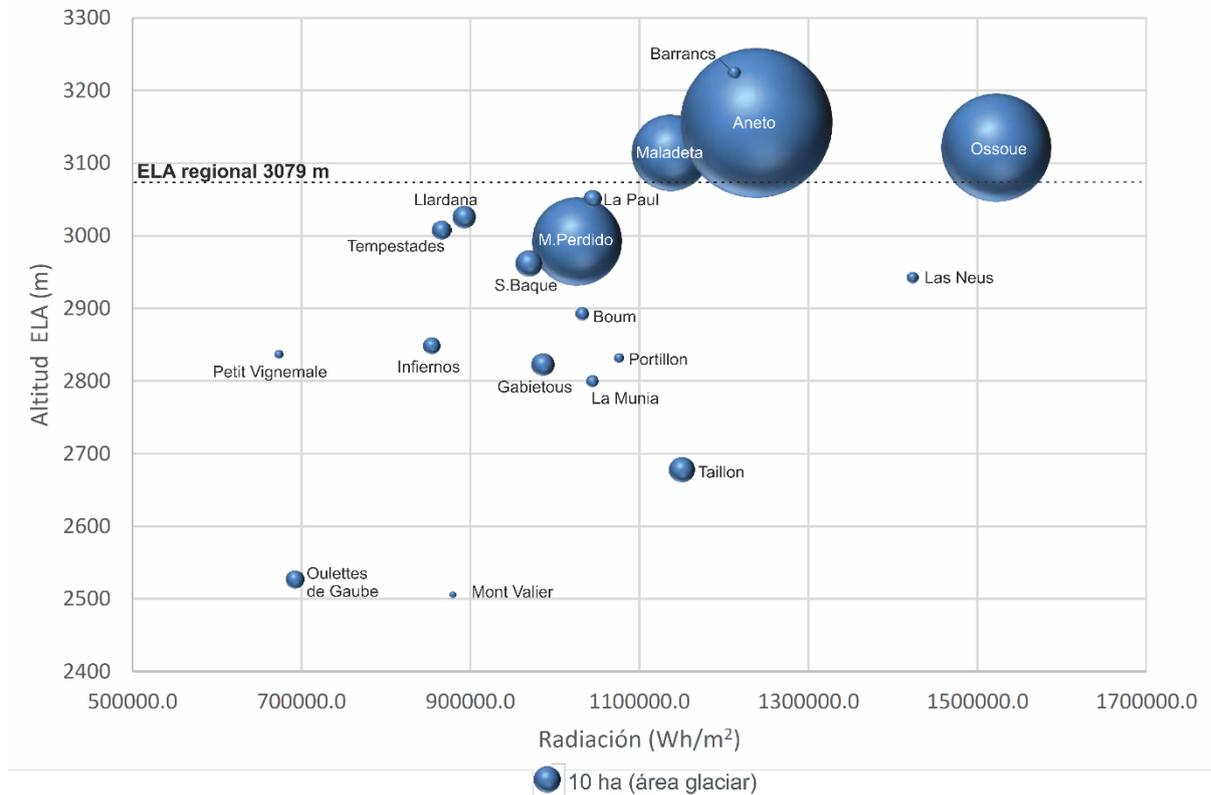


Fig. 6.5. Relación entre radiación, altitud de la ELA y tamaño para el conjunto de los glaciares de los Pirineos en 2016.

Es interesante observar que algunos de estos pequeños glaciares llegan, en sus últimas fases de degradación, a estados de latencia con muy pocos cambios de área o volumen, debido al control de los factores locales y su desvinculación con la variabilidad climática, por lo que su permanencia y existencia puede prolongarse hasta que los cambios en el clima superen la influencia de los factores topoclimáticos locales, aspecto ya señalado previamente por López-Moreno et al (2006). Por el contrario, los glaciares de mayor tamaño (>10 ha) y situados por encima de la ELA regional dependerán en mayor medida de las tendencias de precipitación y principalmente temperatura y su persistencia estará directamente

ligada con su capacidad de encontrar un equilibrio climático. Similares conclusiones se han inferido para pequeños glaciares de montaña en los Alpes suizos (Fisher, 2018) e italianos (Carturan, 2013).

Se observa por lo tanto un control de los aspectos topoclimáticos en las últimas fases de degradación final y transición a helero sin movimiento interno que es similar al estudiado en otras montañas del sur de Europa. Por ejemplo, en los Picos de Europa, existieron glaciares a cotas muy bajas, pero siempre bajo grandes paredes y en orientaciones norte, lo que permitió su existencia y perduración en un ambiente marítimo con gran influencia de las precipitaciones invernales y fusión tardía de la nieve. Estos mismos factores explican que hoy en día aún perduren heleros glaciales a cotas inusualmente bajas y aun altamente condicionados por los mismos factores topoclimáticos (Serrano et al., 2011).

Estas diferencias confirman que los cambios en extensión de este tipo de pequeños glaciares de montaña en fase de degradación son complejos y no necesariamente reflejan los cambios en la variabilidad climática interanual o en periodos sub-decadales y por tanto limitan su potencial como geo-indicadores en periodos cortos si solo se tiene en cuenta las variaciones de extensión y no otros indicadores como la altimetría de superficie o el balance de masa.

#### **6.4. El potencial del uso de técnicas geomáticas y geofísicas en la monitorización de pequeños glaciares de montaña**

En base a la experiencia con la metodología utilizada es posible realizar una valoración crítica sobre las limitaciones y potencialidades de las técnicas y métodos aplicados. El uso y los resultados del TLS (Imagine Station de la marca Topcon) han sido en líneas generales muy satisfactorios y se ha confirmado la idoneidad de esta técnica para la monitorización glaciaria en los Pirineos. Las ventajas y potencialidades más relevantes son las siguientes:

- Equipo ligero, robusto y con autonomía de baterías para ser transportado sin necesidad de uso de medios mecánicos hasta los frentes glaciares por equipos de 2-3 personas.

- Resolución adecuada y errores mínimos para la monitorización de cambios en la altimetría de superficie glaciar.
- Posibilidad de tomar puntos a gran distancia (velocidad reducida).
- Consistencia entre los datos obtenidos para los glaciares de La Paul, Maladeta y Ossoue en los años monitorizados (2010-2014) y a su vez con los de estudios de balance de masa para esos mismos años en el Pirineo.

No obstante, la aplicación de TLS tiene limitaciones y problemas de precisión y obtención de datos en función del terreno y las condiciones. La falta de contacto visual por orografías abruptas, la presencia de meteoros como lluvia, nieve o simplemente niebla o problemas de reflexión del láser infrarrojo en la nieve reciente son limitaciones ligadas a las condiciones meteorológicas. Por otra parte, debido a que, a partir de 150 m de distancia, la velocidad de puntos por segundo se reduce considerablemente (1 punto por segundo aproximadamente), los escaneos en Maladeta y Ossoue han tenido que centrarse en el frente glaciar (por razones logísticas no es viable llegar a escanear todo el glaciar en estos dos casos). A pesar de que el frente sea la zona con mayores variaciones y por tanto de elevado interés, obtener datos del conjunto del glaciar permite calcular el balance de masa anual y facilita la comparación con similares estudios en el macizo y en otras cadenas montañosas a nivel global. Esto puede ser solucionado mediante el uso de aparatos con mayor rango de alcance (por ejemplo, el modelo RIEGL LPM-321 que se ha aplicado en el glaciar de Monte Perdido por López-Moreno et al., 2016) que permiten escanear desde una posición más panorámica el conjunto del glaciar. No obstante, en muchos casos estos modelos aumentan considerablemente el peso y limitan la maniobrabilidad sin uso de helicóptero y por ende limitan la posibilidad de utilizarlo en múltiples glaciares en un periodo de tiempo limitado. En un punto intermedio, modelos como el Laser Scanner Focus 3DX330 (Faro) permiten una rápida adquisición de grandes cantidades de puntos a rangos de distancia cortos (<200m), y debido a su ligereza es fácil cubrir frentes glaciares desde posiciones de escaneo múltiples. Otro aparato interesante y que puede ser combinado con TLS es el avión-drone eBee (SenseFly) que permite obtener modelos digitales de terreno a resolución centimétrica a gran velocidad (bajo condiciones de vuelo adecuadas).

Este UAV (*Unmanned Automated Vehicle*) y otros como el dron Mavic Pro han sido probados en terreno y los resultados preliminares hasta la fecha son altamente satisfactorios para la generación de modelos digitales de terreno de alta resolución y monitorización en glaciares de estas características.

El uso de DGPS para el control de cambios en la extensión glaciaria ha sido satisfactorio permitiendo obtener datos precisos para los tres glaciares en el periodo 2010-2014. No obstante, se han encontrado problemas en los años de mayores precipitaciones ya que el contorno de los glaciares se encontraba cubierto de nieve y por lo tanto dificultaba la medición. El uso de DGPS ha sido combinado con teledetección para estimar cambios de extensión recientes. Una de las conclusiones preliminares es que el uso de los datos de cambio de área para un periodo tan corto como 2008-2016 puede verse claramente influenciados por la presencia de nieve en los contornos y factores locales como las avalanchas o la redistribución de la nieve por el viento. Esto ya ha sido señalado por el World Glacier Monitoring Service (WGMS), afirmando que mientras las mediciones de balance de masa y cambios en la altimetría de superficie reflejan la respuesta anual del glaciar a la variabilidad atmosférica, los cambios en área reflejan la respuesta retardada del glaciar (WGMS 2008). Además, ha quedado claro que, en este tipo de glaciares en degradación, las variaciones en extensión se ven muy influenciadas por los factores topoclimáticos y cambios en la variabilidad interanual de las precipitaciones, generando respuestas muy variadas y antagónicas y por lo tanto limitando su capacidad como indicador sensible a los cambios ambientales en escalas temporales interanuales o subdecadales. No obstante, en líneas generales, la monitorización de los cambios en el área glaciaria permite comparar la evolución glaciaria en escalas temporales más largas utilizando datos derivados de la geomorfología, fotografías aéreas y estudios previos.

El uso de GPR ha sido muy satisfactorio para la consecución de los objetivos marcados, pudiéndose estimar el espesor y estructura interna de los glaciares de Ossoue y La Paul. En el caso de Ossoue fue posible compararlo con un trabajo previo (René, 2007a) obteniéndose resultados coherentes en cuanto a la estructura del hielo y la topografía sub-glaciaria y que ha permitido además comparar cambios de volumen entre ambas mediciones. Algunos de los problemas típicos con el GPR

son la alteración de la señal bien por presencia de agua supra-glaciar, endo-glaciar y sub-glaciar o por terreno muy inclinado. Se ha determinado que se obtienen mejores resultados al realizar las mediciones geofísicas a finales del invierno o comienzos de primavera ya que hay menor fusión y la señal es por lo tanto mejor.

En base a la experiencia adquirida durante el periodo 2010-2014 se han seguido realizando mediciones de TLS en los glaciares de La Paul, Maladeta y Monte Perdido (este último junto con el Instituto Pirenaico de Ecología) en 2015, 2016, 2017 y 2018. En La Paul y Maladeta se están aplicando tanto el TLS Imagine Station (Topcon) como el versátil y ligero Laser Scanner Focus 3DX330 (Faro). Las mediciones de GPS se han descartado temporalmente debido a las nuevas posibilidades de medición de contorno mediante los TLS mencionados, la mejora de las imágenes satelitales y la reciente introducción de drones y UAVs, que permiten un control remoto de los cambios de área glaciar. También se ha vuelto a realizar un sondeo de GPR en el glaciar de La Paul en el año 2018.



# Capítulo 7

## Conclusiones

El estudio realizado ha permitido cuantificar la evolución glaciaria reciente en los Pirineos, mejorando la comprensión sobre las causas y factores de la respuesta glaciaria en el contexto del cambio global. Los principales resultados sobre la evolución reciente de los glaciares de los Pirineos se señalan a continuación:

- Los glaciares de los Pirineos han experimentado una aceleración en la pérdida de superficie desde los años 80 a la actualidad: el retroceso glaciario posterior a los años 80 ha doblado el ritmo y las tasas de cambio del siglo XX, pasando de 9,33 ha de pérdida anual entre 1850 a 1984 a pérdidas de 17,76 ha anuales para 1984-2016. En la actualidad los glaciares pirenaicos ocupan 242,06 ha, un 70 % menos que en 1984 (810 ha) y cuentan con espesores máximos de 45 m. Las tasas de cambio absolutas han pasado de 20,99 ha a<sup>-1</sup> del periodo 1984-2008 a 8,05 ha a<sup>-1</sup> ha para 2008-2016, pero las tasas relativas de porcentaje en cada periodo son similares (2,59 % y 2,63 % a<sup>-1</sup> respectivamente), lo que refleja que el ritmo de pérdida de extensión mantiene la tendencia. Estos resultados son coherentes con la tendencia general de disminución de área acelerada registrada en los glaciares del sur de Europa y son a su vez ligeramente superiores a las tasas observadas en los Alpes. El número de glaciares totales ha pasado de 39 a 19 glaciares entre 1984 y 2016.
- Entre 2008 y 2016 los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue han perdido -10,97 % (-3,62 ha), -13,1 % (-0,9 ha) y -19,1 % (-8,8 ha) de extensión respectivamente. Las tasas de cambio anual en estos tres glaciares (Maladeta, -1,37; La Paul; -1; y Ossoue; -2,39 % a<sup>-1</sup>) en el periodo 2008-2016 se han mantenido, en líneas generales, respecto a las observadas entre 1984-2008 (-1,88, -1,59 y -1,42 % a<sup>-1</sup> respectivamente).
- Entre 2010 y 2014 los glaciares de Maladeta, La Paul y Ossoue han perdido, -5,57; -0,39 y -4,70 m w.e respectivamente, es decir -1,44; -0,09 y -1,17 m w.e a<sup>-1</sup>. En el caso de Maladeta y Ossoue, donde existen mediciones previas, se constata una aceleración de las pérdidas de volumen desde

comienzos del siglo XXI hasta la actualidad. En conjunto, de los tres glaciares estudiados en este trabajo se obtiene una media de  $-1,01 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , valor consistente con la media de Maladeta y Ossoue desde comienzos del siglo XXI, de  $-1,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$ , y en líneas generales similar al observado en los Alpes y los pequeños glaciares del sur de Europa.

- El glaciar de La Paul contaba en 2010 con tan solo 20 m de espesor y el glaciar de Ossoue con 45 m en 2011 (espesores máximos). El reducido espesor del glaciar de La Paul es coherente con el estado de degradación avanzada de este glaciar, mostrando colapsos, cubierta de derrubios y práctica ausencia de grietas que demuestren dinamismo interno. En el caso del glaciar de Ossoue, de la comparación de espesores con estudios previos (2006) se infiere una pérdida de  $-5 \text{ m}$  de espesor en 5 años ( $-1 \text{ m a}^{-1}$ ) en la zona de acumulación, valor coherente con las mediciones de TLS entre 2010-2014 y que refleja el profundo desequilibrio del cuerpo de hielo respecto a las condiciones ambientales actuales.

Respecto a la respuesta glaciar a la variabilidad climática y la incidencia de los factores topoclimáticos se infiere que:

- Los glaciares actuales de los Pirineos se encuentran en un profundo desequilibrio iniciado en el final de la PEH y exacerbado desde los años 60 en el que la reducción de la precipitación y sobre todo el aumento de las temperaturas han reducido el AAR (*Accumulation Area Ratio*) de tal manera que la tendencia de balance de masa negativa se mantiene a pesar de la ocurrencia de años más favorables para los procesos glaciares. La reducción en las zonas de acumulación ha ido acompañada de un notable ascenso de la ELA regional en los Pirineos pasando de situarse a unos 2810 m al final de la PEH a 3000 m para el comienzo del siglo XXI y  $3079 \pm 14 \text{ m}$  en 2016. El ascenso térmico desde 1850 hasta 2016 es de  $1,61 \text{ }^\circ \text{C}$ , y la tasa de ascenso de la ELA ha pasado de  $1,2 \text{ m a}^{-1}$  de media para el periodo 1850-2000 a  $4,9 \text{ m a}^{-1}$  para 2000-2016, confirmando un acentuamiento de

condiciones ambientales desfavorables desde comienzos del siglo XXI a la actualidad y el desequilibrio del conjunto de los glaciares de los Pirineos. El ascenso regional de las ELAs de 3000 a  $3079 \pm 14$  m, detectado entre comienzos del siglo XX y 2016 implica un aumento de temperaturas de  $+0,47$  °C en 16 años ( $+0,029$  °C a<sup>-1</sup>) y en línea con la estimación regional de  $+0,29$  °C de ascenso por década que caracteriza al periodo 1960-2010.

- La tendencia general de los cambios en la extensión para el conjunto de los glaciares pirenaicos y de volumen en los glaciares de La Paul, Maladeta y Ossoue demuestra estar dirigida por el aumento mantenido de las temperaturas estivales ( $+0,29$  °C por década), explicando la aceleración de las pérdidas de extensión y balances de masa crecientemente negativos desde los años 80.
- A una escala temporal menor y en periodos sub-decadales, se observa una mayor influencia de la variabilidad en las precipitaciones invernales tanto en los cambios de extensión como de volumen. En particular, se observa una elevada influencia de las precipitaciones invernales en los cambios de extensión sobre los glaciares controlados por factores topoclimáticos. Los datos obtenidos a través de TLS en los glaciares de Maladeta, Ossoue y La Paul sobre los cambios de volumen, reflejan que los glaciares han respondido inmediatamente y de manera notablemente sincrónica entre ellos a la variabilidad climática del periodo 2010-2014. No obstante, se ha observado una influencia mayor de las precipitaciones invernales especialmente para los glaciares de Ossoue y La Paul. En el caso de Ossoue (por encima de la ELA regional) esto es debido a su posición más septentrional y expuesto a los frentes atlánticos, mientras que el glaciar de La Paul (por debajo de la ELA regional) está más afectado por factores topoclimáticos locales (baja radiación, alimentación por aludes). El glaciar de la Maladeta (por encima de la ELA regional), situado al Sur de la divisoria muestra las mayores pérdidas de volumen, estando menos afectado por la variabilidad de las precipitaciones y respondiendo

anualmente a la variabilidad de las temperaturas estivales de manera más acusada. En cualquier caso, se ha detectado que la ocurrencia de años más favorables no cambia la tendencia de balance de masa y altimetría de superficie negativas, demostrando el desequilibrio de los glaciares respecto a las condiciones ambientales. Esto es especialmente marcado para los glaciares de Ossoue y Maladeta (-1,17 y -1,44 m w.e a<sup>-1</sup> respectivamente) mientras que el glaciar de La Paul muestra valores más cercanos al equilibrio (-0,09 m w.e. a<sup>-1</sup>) en el periodo 2010-2014.

- En el conjunto de los 19 glaciares actuales (2008-2016) las variaciones de extensión muestran una gran diversidad. Los factores topoclimáticos que principalmente condicionan la respuesta glaciar a la variabilidad climática observada son la radiación solar, altitud media, distancia de la divisoria hacia el Sur y tamaño, generando una dinámica glaciar con una elevada heterogeneidad espacio-temporal. Teniendo en cuenta los factores topoclimáticos analizados y las respuestas de variación de área (para los 19 glaciares) y de volumen (para La Paul, Ossoue y Maladeta) se infiere que existen dos grandes tipologías de glaciares en los Pirineos en la actualidad:
  - **Glaciares principalmente controlados climáticamente:** son los glaciares de Maladeta, Ossoue, y Aneto, que tienen en común extensiones de entre 26 y 51 ha y con parte de la hipsometría glaciar por encima de la ELA regional y tasas de radiación relativamente altas. Este grupo de glaciares se corresponde con glaciares que aún buscan el equilibrio respecto a los cambios en el clima y se ven secundariamente afectados por aspectos topoclimáticos. Estos glaciares muestran cambios de área entre el -11 y -19 % entre 2008-2016 (-2 % a<sup>-1</sup>) y pérdidas de volumen entre -1,17 y -1.44 m w.e. a<sup>-1</sup> (Ossoue y Maladeta), es decir valores (tanto en cambios de área como de volumen) similares a los observados en pequeños glaciares alpinos europeos aún por encima de las ELAs regionales y mostrando una

respuesta de desequilibrio climático. El glaciar de Monte Perdido muestra unas características intermedias entre los dos grupos, con factores topográficos que explican su existencia por debajo de la ELA regional, pero con un tamaño considerable y una sensibilidad a la variabilidad climática interanual elevada.

- **Glaciares principalmente controlados topoclimáticamente:** En los glaciares de Mont Valier, La Munia, Infiernos, Llardana, Gabietous, La Paul, Boum, Du Portillon, Seil de la Baque, Tempestades, Petit Vignemale y Oulettes de Gaube, encontramos principalmente glaciares que tienen en común un tamaño inferior a 10 ha, cotas medias inferiores a la ELA regional de  $3079 \pm 14$  m y en general tasas de radiación solar bajas. Estos glaciares se encuentran fundamentalmente controlados por factores topoclimáticos (grandes paredes de circo, aludes y sobreacumulación de nieve por efecto del viento), lo que explica su persistencia por debajo de la ELA regional. Las pérdidas de volumen de tan solo  $-0,09$  m w.e.  $a^{-1}$  del glaciar de La Paul (situado por debajo de la ELA regional), demuestran la incidencia de la precipitación invernal y el control de los factores topoclimáticos. En general estos glaciares muestran una elevada variabilidad en los cambios de extensión en periodos de tiempo sub-decadales, de entre 0 y  $-52,5$  % (más de un  $-3$  %  $a^{-1}$  de media) entre 2008 y 2016, siendo afectados por procesos y factores locales que generan mecanismos de retroalimentación positivos y negativos. Algunos de estos pequeños glaciares, llegan, en sus últimas fases de degradación a estados de latencia con muy pocos cambios de área o volumen, debido al control de los factores locales y su desvinculación con la variabilidad climática por lo que su permanencia y existencia puede prolongarse hasta que los cambios en el clima superen la influencia de los factores topoclimáticos locales. En otros casos, procesos como la reducción del albedo por cubierta parcial de derrubios, los colapsos y afloramientos rocosos aumentan el ritmo de

degradación glaciar lo que explica la heterogeneidad en las variaciones de extensión glaciar.

- Desde un punto de vista regional, no se han encontrado patrones muy marcados en la respuesta glaciar, aunque es posible observar que los glaciares situados a mayor distancia de la divisoria (en la vertiente sur) han sufrido una disminución de extensión superior entre 2008 y 2016, como Maladeta, Barrancs y Tempestades, ligados a la observada reducción de las precipitaciones en la vertiente Sur del Pirineo. Por otra parte, dentro de los tres glaciares de Ossoue, La Paul y Maladeta los resultados de TLS han detectado una mayor sensibilidad a las anomalías de precipitación interanual en los cambios de volumen de los glaciares más cercanos a la divisoria (Ossoue) que en los más alejados (Maladeta).

Estas grandes diferencias evidencian que los cambios en extensión de este tipo de glaciares de montaña (en particular los inferiores a 10 ha) en fase de degradación no necesariamente reflejan los cambios en la variabilidad climática interanual o en periodos sub-decadales, y por tanto, reducen su potencial como geo-indicadores de cambios ambientales en periodos cortos, aunque siguen siendo de elevado interés para monitorizar la evolución glaciar en periodos más extendidos (ej. Final de la PEH hasta la actualidad). La comparación de los cambios de extensión con los de volumen en las últimas décadas corrobora que en algunos glaciares la tendencia de cambios de área y la de volumen no son sincrónicas: es decir que mientras que los balances de masa son crecientemente negativos en todos los glaciares, los cambios de extensión muestran una mayor variabilidad, con tendencia a menores, similares o crecientes pérdidas en función del glaciar. Por lo tanto, para los mismos glaciares y periodo, estos responden de manera más sincrónica mediante cambios de volumen que mediante cambios de extensión. En conclusión, los glaciares aún por encima de la ELA regional y controlados climáticamente son excelentes geo-indicadores de los cambios climáticos actuales (especialmente en relación a los cambios de volumen), mientras que la interpretación de aquellos glaciares mayormente controlados

topoclimáticamente debe realizarse con cautela y teniendo en cuenta su potencial desvinculación con las tendencias térmicas y de precipitación a medio plazo.

A largo plazo, por lo tanto, la tendencia general de los cambios en la extensión y volumen glaciar demuestra estar dirigida por el aumento mantenido de las temperaturas, lo que explica la aceleración de las pérdidas de superficie y balances de masa negativos desde los años 80. A una escala menor y en periodos sub-decadales, se observa una mayor influencia de la variabilidad climática interanual y de los aspectos topoclimáticos. Las precipitaciones invernales – a menudo asociadas a oscilaciones de la NAO - muestran una alta variabilidad interanual en el periodo 2008-2016, afectando de manera desigual a distintos aparatos glaciares tanto en cambios en volumen, pero especialmente en extensión y a aquellos glaciares de menores dimensiones fuertemente controlados por factores topoclimáticos.

En la actualidad existen 19 cuerpos glaciares en los Pirineos, ocupando 242,06 ha de extensión y mostrando espesores máximos de 40-50 m: 20 m en La Paul (2010); 45 m en Ossoue (2011); 32 m en Maladeta (2008) y 30-50 m en Monte Perdido (2018). En 2016 solo 4 de los 19 glaciares actuales contaban con cotas medias por encima de la ELA regional a  $3079 \pm 14$  m. Este desequilibrio explica la tendencia de balance de masa negativo observada y la reducción general de la extensión glaciar en los glaciares estudiados. La persistencia de cuerpos glaciares activos a cotas inferiores a la ELA solo es explicable debido a la influencia de factores topoclimáticos locales ya mencionados como alimentación por avalanchas, reducción de la radiación solar al retraerse en las paredes del circo y acumulaciones excepcionales por el efecto ventisca a sotavento de los vientos dominantes, pudiendo acercarse en casos puntuales, a un equilibrio topoclimático temporal. Cuando este equilibrio se rompe, los glaciares pierden dinamismo y se convierten en heleros sin movimiento, proceso ya observado repetidamente en los Pirineos; solo de 2008 a 2016 se ha pasado de 22 a 19 glaciares.

Realizando una proyección del aumento de las ELAs si el ritmo observado desde la PEH se mantiene ( $269 \pm 14$  m en 166 años;  $1,62 \pm 0,08$  m a<sup>-1</sup>) estas llegarían a superar los 3180 m a mediados del siglo XXI, siendo 3180 m el límite superior de los glaciares pirenaicos a mayor altitud. Teniendo en cuenta que los

mayores espesores registrados en los glaciares pirenaicos se encuentran entre los 20 y 50 m se estima que si se mantienen las tasas negativas en la altimetría de superficie y extensión, el conjunto de los glaciares de los Pirineos podría desaparecer a mediados del siglo XXI. No obstante, la incidencia de los factores topoclimáticos combinado con la influencia de las precipitaciones invernales o recubrimientos de derrubios en zonas con muy baja radiación, puede permitir la persistencia de pequeños aparatos glaciares desligados de la tendencia climática a medio plazo.

La supervivencia de los glaciares de los Pirineos actuales está por lo tanto condicionada a corto plazo por la variabilidad climática interanual y la incidencia de los factores topoclimáticos y locales señalados, permitiendo la persistencia de aparatos glaciares por debajo de la ELA regional y en relativo equilibrio topoclimático. A largo plazo, la tendencia climática y en especial el aumento de las temperaturas determinará la velocidad de degradación de algunos de los glaciares más meridionales de Europa y su transición hacia heleros sin movimiento interno (proceso actual en los Picos de Europa) o incluso, hasta su completa desaparición.

El retroceso y degradación de los glaciares de los Pirineos forma, en definitiva, parte de los cambios que el entorno de la alta montaña pirenaica está sufriendo en función de la variabilidad natural del clima desde el final de la PEH pero especialmente al forzamiento climático derivado de las actividades antrópicas desde mediados del siglo XX. La desaparición progresiva de estas masas de hielo se está traduciendo en profundos cambios paisajísticos, alteración de los procesos geomorfológicos, disminución de la diversidad beta y la pérdida de un patrimonio natural y cultural.

Metodológicamente, el enfoque integrado ha mostrado un futuro prometedor de cara a mantener la monitorización glaciar en los Pirineos. Además, ha quedado patente la importancia de realizar mediciones de cambios de volumen (bien por TLS o Balance de Masa) en un mayor número de glaciares, ya que ofrecen paralelamente información sobre la respuesta anual del glaciar y de su tendencia a largo plazo. La utilización de DGPS combinado con teledetección ha mostrado ser una técnica efectiva a la hora de comparar cambios de extensión en el conjunto de los glaciares en periodos de tiempo extendidos. No obstante, se han detectado

limitaciones para reflejar la respuesta glaciar a la variabilidad climática en periodos sub-decadales, ligados a la dificultad de establecer los límites del contorno glaciar con precisión, debido a la presencia de nieve estacional o derrubios sobre el mismo. Las pruebas realizadas utilizando drones y UAVs (*Unmanned Automated Vehicles*) ha mostrado buenos resultados preliminares, y un gran potencial de aplicación en glaciares de estas características en el futuro cercano. Otro aspecto que ha quedado patente es la importancia de contar con series de datos climáticos de calidad y las cotas altas en los Pirineos, ya que solo de esa manera es posible caracterizar la evolución y variabilidad del clima y por ende como responden los cuerpos glaciares aún activos en la alta montaña pirenaica.

Finalmente, para seguir avanzando en la comprensión y caracterización de la respuesta glaciar en los Pirineos es fundamental mantener los programas de monitorización glaciar en el tiempo, aunando metodologías, técnicas y criterios. La creación de un Observatorio Pirenaico de la Criósfera respondería a esta necesidad, trazando una estrategia a largo de plazo de monitorización de los distintos procesos criosféricos actuales en los Pirineos como los glaciares, el permafrost, la nieve y las cuevas heladas en el contexto del cambio global.

# Bibliografía

- Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J.M., Blanchard, J. 2010. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119, pp 162-171.
- Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A., Kuhn, M. 2009. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006). *The Cryosphere*, 3, pp. 205-215.
- Adamek, A. 2010. Usefulness of Terrestrial Laser Scanning for Survey of Dynamics of Frontal Zone of Hansbreen - Svalbard Tidewater Glacier. *Proceedings FIG Congress 2010. Facing the Challenges - Building the Capacity*. Sydney, Australia, pp. 4295.
- Ahlenius, H. 2007. *Global Outlook for Ice and Snow*. UNEP/GRID-Arendal.
- Alonso F, Nicolás P, Martínez de Pisón E. 1983. *Los glaciares españoles actuales*. INEGLA.
- Añel, J. A., Lopez-Moreno, J. I., Otto, F. E. L., Vicente-Serrano, S., Schaller, N., Massey, N., Buisan, S. T., Allen, M. R. 2014. The extreme snow accumulation in the western Spanish Pyrenees during winter and spring 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, pp. 73-76.
- Arendt, A., Harrison, W. D., Echelmeyer, K., Lingle, C., Valentine, V. 2002. Rapid wastage of alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*, 297, pp. 382-386.
- Arcone S.A., Kreutz K. 2009. GPR reflection profiles of Clark and Commonwealth Glaciers, Dry Valleys, Antarctica. *Annals of glaciology* 50, pp. 121-129.
- Arenillas Parra, M., Cobos Campos, G., Navarro Caravallo, J. 2008. Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas. *El programa ERHIN (1984-2008)*. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Association Moraine, 2009. *Les glaciers des Pyrénées françaises – Rapport d'étude 2008-09*, 27 pp.
- Association Moraine, 2015, *Les glaciers des Pyrénées françaises – Cycle glaciaire 2014-15*, 26 pp.
- Association Moraine, 2016, *Les glaciers des Pyrénées françaises – Cycle glaciaire 2015-16*, 26 pp.
- Association Moraine, 2017, *Les glaciers des Pyrénées françaises – Cycle glaciaire 2015-16*, 26 pp.
- Avian, M., Bauer, A. 2006. First Results on Monitoring Glacier Dynamics with the Aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 41, pp. 27-36.
- Babault, J., Teixell, A. 2007. El relieve de los Pirineos. En: Babault, J., Teixell, A. 2007. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, pp.135-150.
- Bahr, B., Meier, F., Peckham, S. D. 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling perturbations in the ice mass balance rate  $D$  (rate of ice accumulation area at relatively high elevations low elevations ( $D < 0$  on a yearly average)), Volume-Size. *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 20355-20362.

- Bamber, J.L., Layberry, R.L., Gogineni, S.P. 2001. A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet, 1. Measurement, data reduction, and errors. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 33733-33780.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., Lettenmaier, D.P. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438, pp. 303-309.
- Barrère, P. 1953. Equilibre glaciaire actual et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées Centrales. *Revue Geographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 2, pp. 116-34.
- Barry, R. G. 2006. The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. *Progress in Physical Geography*, 30, pp. 285-306.
- Beniston, M. 2003. Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change*, 59, pp. 5-31.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education. London. 801 pp.
- Benn, D.I., Ballantyne, C.K. 2005. Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond re-advance glaciers in the West Drumochter hills, Scotland. *J. Quat. Sci.* 20, pp. 577-592.
- Boé, J., Habets, F. 2014. Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, pp. 691-708.
- Bonardi, L., Rovelli, E., Scotti, R., Toffaletti, A., Urso, M., Villa, F. (eds.). 2012. *I ghiacciai della Lombardia: evoluzione e attualità*. Servizio Glaciologico Lombardo.
- Burrough, P. A., McDonell, R. A. 1998. *Principles of Geographical Information Systems* (Oxford University Press, New York).
- Braithwaite, R.J., Zhang, Y. 2000. Sensitivity of mass balances of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, 46, 152, pp. 7-14.
- Brandt, O., Langley, K., Kohler, J., Hamran, S.E. 2007. Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency ground penetrating radar: A case examination on Svalbard. *Remote Sensing of Environment*, 111, pp. 212-227.
- Braun, L.N., Weber, M., Schulz, M. 1999. Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology*, 31, pp. 19-25.
- Büngten, U., Frank, D., Grudd, H., Esper, J. 2008. Long-term summer temperature variations in the Pyrenees. *Clim. Dynam.*, 31, pp. 615-631.
- Buisan, T., López-Moreno, J.I., Saz, M.A., Kochendorfer, J. 2016. Impact of weather type variability on winter precipitation, temperature and annual snowpack in the Spanish Pyrenees. *Clim. Res.*, 69, pp. 79-92.
- Bush, A. B. G., Bishop, M. P. 2015. Cryosphere: Glaciers, Topography, and Climate. En: Pyle, J., Zhang, F. (eds.). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (Second Edition, Vol. 2), Elsevier, pp. 201-207.
- Buwal, BWG, MeteoSchweiz. 2004. Auswirkungen des Hitzesommers 2003 auf die Gewässer. Schriftenreihe Umwelt, 369, Bern: 174 pp.

- Calvet, M. 2004. The Quaternary glaciations of the Pyrenees. En: Ehlers, J. Gibbard, P.L. (eds.). Quaternary glaciations - extent and chronology. Elsevier, pp.119-28.
- Cancer Pomar L, Lampre Vitaller F, Ollero Ojeda A. 2001. Glaciares actuales del Pirineo Español: Catalogo de masas aproximación hidrológica. Treballs de la Societat Catalana de Geografia, 52, pp. 165-193.
- Carrivick, J. L., Brewer, T. R. 2004. Improving local estimations and regional trends of glacier equilibrium line altitudes. Geogr. Ann. A., 86, pp. 67-79.
- Carturan, L., Baldassi, G. A., Bondesan, A., Calligaro, S., Carton, A., Cazorzi F., Dalla Fontana, G., Francese, R., Guarnieri, A., Milan, N., Moro, D., Tarolli, P. 2012. Current behavior and dynamics of the lowermost Italian glacier (Montasio Occidentale, Julian Alps). Geogr. Ann. A., 95, pp. 79-96.
- Carturan, L., Filippi, R., Seppi, R., Gabrielli, P., Notarnicola, C., Bertoldi, L., Paul, F., Rastner, P., Cazorzi, F., Dinale, R., Dalla Fontana, G. 2013. Area volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): controls and imbalance of the remaining glaciers. The Cryosphere, 7, pp. 1339-1359.
- Casassa, G., Rodriguez, J., Loriaux, T. 2014. A New Glacier Inventory for the Southern Patagonia Icefield and Areal Changes 1986–2000 En: Kargel, J.S., Leonard, G.J., Bishop, M.P., Kääh, A., Raup B.H. (eds.) Global Land Ice Measurements from Space. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 639-660.
- Chueca, J., Julián, A. 1996. Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad de Hielo. Macizo de la Maladeta. En: Pérez Alberti, A. (Ed.). Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios. Xunta de Galicia, pp. 171-82.
- Chueca, J., Peña, J.L., Lampre, F., Julián, A. 1998a. La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central y Meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. En: Gómez
- Ortiz, A., Pérez Alberti, A. (eds.). Las huellas glaciares de las montañas españolas. Universidad de Santiago de Compostela, pp. 307-28.
- Chueca, J., Peña, J.L., Lampre, F., García Ruiz, J.M., Martí, C.E. 1998b. Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual. Dpto. Geografía, Urbanismo y O.T., Zaragoza.
- Chueca, J., Julián, A. 2004. Influencia de la radiación solar en el proceso de degradación y fragmentación post-pequeña edad del hielo del glaciar de La Maladeta (Pirineo Central Español). Cuadernos de Investigación Geográfica, 30, pp. 61-84.
- Chueca J., Julian A., Rene P. 2004. Estado de los glaciares en la cordillera pirenaica (vertientes española y francesa) a finales del siglo XX. En actas VIII Reunion Nacional de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología, Toledo, pp. 91-102.
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M.A., Creus J., López, J.I. 2005. Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). Geomorphology, 68, pp.167-82.

- Chueca, J., Julian, A., Lopez-Moreno, J.I. 2007. Recent evolution (1981-2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors. *Journal of Glaciology*, 53, pp. 547-557.
- Chueca, J., Julián Andrés, A., López-Moreno, J. I. 2008. The retreat of the Pyrenean Glaciers (Spain) from the Little Ice Age: data consistency and spatial differences. *Terra Glacialis*, 137- 148.
- Church, J.A., White, N.J., Aarup, T., Wilson, W.S., Woodworth, P.L., Domingues, C.M., Hunter, J.R., Lambeck, K. 2008. Understanding global sea levels: past, present and future. *Sustainability Science* 3, 9-22.
- Cogley, J. G. 2009. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Ann. Glaciol.*, 50, pp. 96-100.
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A.A., Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. UNESCO-IHP, Paris (IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2).
- Copons, R. 1997. El registro glaciar correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo en la Península Ibérica. In Ibáñez, J.J., Valero, B.L., Machado, C. (eds.). *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones a la desertificación*. Geoforma Ediciones, pp. 295-310.
- Copons R, Bordonau J. 1994. La pequeña Edad del Hielo en el macizo de la Maladeta (Alta Cuenca del Ésera, Pirineos Centrales) En: Martí Bono y Garcia Ruiz (eds.) *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp.111-124.
- Cuadrat, J.M., Valero Garcés, B., González-Sampériz, P., Moreno, A., Barreiro-Lostres, F., Galop, D., García Ruiz, J.M. 2018. Clima y Variabilidad Climática en los Pirineos. En: Terraez, J., Arauzo, I (eds.). *1º Informe Cambio Climático Pirineos OPCC - CTP 2018. Impactos al Turismo, Nieve y Glaciares*. Comunidad de Trabajo de los Pirineos, pp. 94-104. En prensa.
- De Sanjosé, J. J., Berenguer, F., Atkinson, A. D. J., De Matías, J., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., Rico, I. 2014. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice patches in Spain (1991-2012). *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 96(3), pp.307-321.
- Deaux, N., Soubayroux, J. M., Cuadrat, J. M., Cunillera, J., Esteban, P., Prohom, M., Serrano-Notivoli, R. 2014. Homogénéisation transfrontalière des températures sur le massif des Pyrénées. In *Proceedings: XXVII Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Dijon, France, pp. 344-350.
- Del Barrio, G., Creus, J., Puigdefábregas, J. 1990. Thermal seasonality on the high mountain belts of the Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 10, 3, pp. 227-233.
- Del Río, L.M., Tejado, J.J., De Sanjosé, J.J., Atkinson, A., Serrano, E., González, J.J., Fernandez, A. 2009. Ice match structure and depth using GPR techniques: a first approach to the Jou Negro ice patch (Picos de Europa, Spain). In *Proceedings: 5th Internacional Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar*, University of Granada, Granada, pp. 278- 284.

- Del Rio, M., Rico, I., Serrano, E., Tejado, J.J. 2014. Applying GPR and Laser Scanner Techniques to Monitor the Ossoue Glacier (Pyrenees). *Journal of Environmental Geophysics*, 19, 4, pp. 239-248.
- Dessens, J., Bücher, A. 1995. Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882-1984. *Atmos. Res.*, 37, pp. 147-162.
- Diolaiuti, G. A., Maragno, D., D'Agata, C., Smiraglia, C., Bocchiola, D. 2011. Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosd'e Piazzì glaciers (Lombardy Alps, Italy). *Progr. Phys. Geogr.*, 35, pp.161-182.
- Dyrugerov, M.B., Meier, M.F. 2000. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 97(4), 1406-1411.
- Dyrugerov, M., Meier, M.F. 2005. *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*. Occasional Paper 58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 118 pp.
- Fanti, R., Gigli, G., Lombardi, L. 2013. Terrestrial laser scanning for rockfall stability analysis in the cultural heritage site of Pitigliano (Italy). *Landslides* 10, (4), 409-420.
- Feuillet, Th., Mercier, D. 2012. Post-Little Ice Age patterned ground development on two Pyrenean proglacial areas: from deglaciation to periglaciation. *Geogr. Ann. A*, 94, pp. 363-376.
- Finn, D. S., Khamis, K., Milner, A. M. 2013. Loss of small glaciers will diminish beta diversity in Pyrenean streams at two levels of biological organization. *Global Ecology and Biogeography*, 22(1), pp.40-51.
- Fischer, L., Purves, S.R., Huggel, C., Noetzli, J., Haeberli, W. 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 241-254.
- Fischer, M., Huss, M., Hoelzle, M. 2015. Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980-2010. *The Cryosphere*, 9, pp. 525-540.
- Fitzharris, B.B., Hay, J.E., Jones, P.D. 1992. Behaviour of New Zealand glaciers and atmospheric circulation changes over the past 130 years. *The Holocene*, 2 (2), pp. 97-106.
- Frey, H., Haeberli, W., Linsbauer, A., Huggel, C., Paul, F. 2010. A multi level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10, pp. 339-352.
- Fu, P., P. M. Rich. 2002. A Geometric Solar Radiation Model with Applications in Agriculture and Forestry. *Computers and Electronics in Agriculture*, 37, pp. 25-35.
- García Ruiz, J. M., Moreno, a, González Sampériz, P., Valero Garcés, B., Martí Bono, C. 2010. La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24(1-2), pp. 35-46.
- García-Ruiz, J. M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B. L., López-Moreno, J. I., Sanjuán, Y. 2014. Holocene and "Little Ice Age" glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *Holocene*, 24(11), pp. 1439-1452.

- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J. P., Deline, P. 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global Planet. Change*, 120, pp.24-37.
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.P., Bard, A. 2013. Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *J. Hydrol.*, 482, pp. 105-118.
- Glen, J.W. 1958. The flow law of ice: a discussion of the assumptions made in glacier theory, their experimental foundation and consequences. In *Proceedings: IASH Symposium-Physics of the Movement of the Ice, Chamonix*, pp. 171-183.
- Gómez Ortiz, A. 2001. Evolución reciente de los estudios de Geomorfología glaciar y periglacial en España (1980-2000): balance y perspectivas. En *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*. Soc Española de Geomorfología y server de Gestió i Evolució del Paísatge. Barcelona-Madrid. 2001. pp 139-184.
- Gómez Ortiz, A., Pérez Alberti, A. 1998. Las huellas glaciares de las montañas españolas. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela.
- González García, M., 2013. La alta montaña periglacial en el Pirineo Español: Procesos, formas y condiciones ambientales. Departamento de Geografía de la Universidad de Málaga.
- González Amuchástegui, M.J., Ibisate, A., Rico, I., San José, J.J. 2015. Cambios geomorfológicos y evolución de una barra de arena en la desembocadura del río Lea, Lekeitio-Mendexa (Bizkaia) Lekeitio (Bizkaia). *Cuaternario y Geomorfología*, 30 (1-2), pp. 75-85.
- González Trueba, J.J. 2006. Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic Mountain of SW Europe: the Little Ice Age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 39, pp.115-25.
- González Trueba JJ, Martín Moreno R, Martínez de Pisón E, Serrano E. 2008. 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *Holocene*, 18 (4), pp. 551-568.
- Goodison, B.E., Brown, R.D., Crane, R.G. 1999. Chapter 6: Cyrospheric systems. *Earth Observing System (EOS) Science Plan*. NASA.
- Gobierno de Aragón. Departamento de desarrollo rural y sostenibilidad. 2015. Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos. Memoria de Gestión 2014-2015. <http://www.rednaturaldearagon.com/monumento-natural/monumento-natural-glaciares-pirenaicos/>.
- Greene, A.M., Broecker, W.S., Rind, D. 1999. Swiss glacier recession since the Little Ice Age: reconciliation with climate records. *Geophysical Research Letters*, 26 (13), pp.1909-1912.
- Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. Methuen. 498 pp.
- Grove, J.M. 2004. *Little Ice Ages: ancient and modern*. Vol. I and II. Methuen, London, 715 pp..
- Grove, J.M., Gellatly, A.F. 1995. Little Ice Age fluctuations in the Pyrenees. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie*, 31, pp.199-206.
- Grunewald K, Scheithauer J. 2010. Europe's southernmost glaciers: response and adaptation to climate change. *Journal of Glaciology*, 56 (195), pp. 129-142.

- Haberkorn, A., Wever, N., Hoelzle, M., Phillips, M., Kenner, R., Bavay, M., Lehning, M. 2017. Distributed snow and rock temperature modelling in steep rock walls using Alpine3D. *The Cryosphere*, 11, pp. 585-607.
- Haerberli, W. 1995. Glacier fluctuations and climate change detection. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 18, pp. 191-195.
- Haerberli, W., Beniston, M. 1998. Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27, pp. 258-265.
- Haerberli, W., Holzhauser, H. 2003. Alpine glacier mass changes during the past two millennia. *PAGES News* 11 (1), pp. 13-15.
- Hoelzle, M., Haerberli, W., Dischl, M., Peschke, W. 2003. Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global Planetary Change*, 36 (4), pp. 77-89.
- Hoepfli, Milano, Paul, F., Käab, A., Maisch, M., Kellenberger, T.W., Haerberli, W. 2004. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31, L21402. 102.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguera, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C. A. 2001. *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third assessment Report of the Intergovernmental Panel on climate Change.* Cambridge University Press, pp. 873.
- Huggel, C., Haerberli, W., Käab, A., Bieri, D., Richardson, S. 2004. Assessment procedures for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 41(6), pp. 1068-1083.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L. 2006. Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30(3), pp. 334-364.
- Huss, M. 2012. Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: The European Alps 1900-2100. *Cryosphere*, 6(4), pp. 713-727.
- Huss, M., Hock, R., Bauder, A., Funk M. 2010. 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10501.
- Huss, M., Fischer, M. 2016. Sensitivity of Very Small Glaciers in the Swiss Alps to Future Climate Change. *Frontiers in Earth Science*, 4 (34), pp. 1-17.
- Immerzeel W. W., Van Beek L.P.H., Konz, M., Shrestha, A.B., Bierkens M.F.P. 2012. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic Change*, 110, pp. 721-736.
- IPCC, 2007. *Fourth Assessment Report: Climate Change 2007.* International Panel on Climate Change. UNEP.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: the Physical Science Basis.* International Panel on Climate Change. UNEP.
- Jiménez Vaquero, C. 2016. Cartografiado de la morfología subglaciar de La Maladeta y Aneto mediante georradar. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de València.

- Johannesson, T., Raymond, C.F., Waddington, E.D. 1989. A simple method for determining the response time of glaciers: in *Glacier Fluctuations and Climate Change*, Oerlemans, J. (ed.), Kluwer, Dordrecht, pp. 407-417.
- Kerr, T., Owens, I., Rack, W., Gardner, R. 2009. Using ground-based laser scanning to monitor surface change on the Rolleston glacier, New Zealand. *Journal of Hydrology New Zealand*, 48(2), pp. 59-72.
- Kern, Z., László, P. 2010. Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciérs. *Quat.Sci.Rev.*29, 2781-2787.
- Kerschner, H., Kaser, G., Sailer, R. 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. *Ann.Glaciol.*, 31, pp. 80-84.
- Khromova, T., Nosenko, G., Kutuzov, S., Muraviev, A., Chernova, L. 2014. Glacier area changes in Northern Eurasia. *Environmental Research Letters*, 9(1), 15003.
- Knoll, C., Kerschner, H. 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser scanner data, *Ann. Glaciol.*, 53, pp. 46-52.
- Kuhn, M. 1995. The mass balance of very small glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 31(1), pp. 171-179.
- Lain Huerta, L., Acosta Arias, E., Llorente Isidro, M., Ballesteros Cánovas, J. 2008. Estimación del riesgo geológico en el parque natural Posets - Maladeta. G. E. N. (Instituto Geológico y Minero de España), Ministerio de Educación y Ciencia. 548 pp.
- Lampre, F. 1994. La línea de equilibrio glaciar y los suelos helados en el Macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés): evolución desde la Pequeña Edad de Hielo y situación actual. In Martí Bono, C., García Ruíz, J.M., editors, *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, 125-42.
- Lawson, D.E., Strasser, J.C., Evenson, E.B., Alley, R.B., Larson, G.J., Arcone, S.A. 1998. Glaciohydraulic supercooling: A freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: II. Theory. *Journal of Glaciology*, 44(148), pp. 547-562.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. En: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, et al. (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, U.S.A. pp. 338-383.
- López Arenas, C. D., Ramírez Cadena, J. 2010. Glaciares, nieves y hielos de América Latina. Cambio climático y amenazas. Ministerio de Minas y Energía. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá.
- López-Moreno, J.I. 2000. Los glaciares del Alto Valle del Gállego (Pirineo aragonés) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de las temperaturas. Geoforma Ediciones.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., Beniston, M. 2005. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: horizontal spatial variability and vertical gradients. *J. Hydrol.*, 374, pp. 384-396.

- López-Moreno, J. I. 2005. Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 37, pp. 253-260.
- López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., Julián-Andrés, A. 2006b. Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24505.
- López-Moreno, J. I., Nogués-Bravo, D., Chueca-Cía, J., Julián-Andrés, A. 2006. Glacier development and topographic context. *Earth Surf. Process. Landforms*, 31., pp. 1585-1594.
- López-Moreno, J. I., Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., García-Ruiz, J. M. 2007. Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia: Precipitation, streamflow anomalies, and reservoir management strategies, *Water Resour. Res.*, 43, W09411.
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., Beniston, M. 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: observed relationships and projections for the 21st century, *Global Planet. Change*, 77, pp. 62-76.
- López-Moreno, J. I., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorín-Molina, C., Valero-Garceis, B., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S. M., Zubietta, R., Alejo-Cochachin, J. 2014. Recent glacier retreat and climate trends in cordillera Huaytapallana, Peru, *Global Planet. Change*, 112, pp. 1-12.
- López-Moreno, J. I., Revuelto, J., Rico, I., Chueca-Cía, J., Julián, A., Serreta, A., García-Ruiz, J. M. 2016. Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. *Cryosphere*, 10(2), pp. 681-694.
- López-Moreno, J.I., Alonso-González, E., Montserrat, O., Del Río, M., Otero, J., Lapazaran, J., Lucci, G., Serreta, A., Rico, I., Serrano-Cañadas, E., Bartolomé, M., Moreno-Caballud, A., Buisan, S., Revuelto, J. 2018. Ground based remote sensing techniques for diagnosis the current state and recent evolution of the Monte Perdido Glacier, Spanish Pyrenees. *Remote Sensing of the Environment*. Submitted.
- Lukas, S., 2007. Early-Holocene glacier fluctuations in Krundalen, south central Norway: palaeo-glacier dynamics and palaeoclimate. *Holocene*, 17, pp. 585-598.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., González-Trueba, J. J. 2004. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, posets massif, central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 207-220.
- Lythe, M.B., Vaughan, D.G. 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 106(B6), pp. 11335-11351.
- Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Gruber, S., Krautblatter, M. 2014. Permafrost investigation in the Mont Blanc massif steep rock walls: a combined measurement, modelling and geophysical approach. In *Proceedings: Geophysical Research Abstracts 16*. EGU General Assembly. Vienna, Austria.
- Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzli, J., Pogliotti, P. 2015. Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.). *The Cryosphere*, 9(1), pp. 109-121.

- Mark F. Meier, Mark B. Dyurgerov, Ursula K. Rick, Shad O'Neel, W. T., Pfeffer, Robert S. Anderson, S. P. A. and A. F. G. 2007. Glaciers Dominate Eustatic Sea-Level Rise in the 21st Century. *Science*, 317, pp. 1064-1067.
- Marshall, S. 2014. Glacier retreat crosses a line. *Science*, 345, 872.
- Martí Bono, C., García Ruiz, J.M., 1994. El glaciario pirenaico: nuevas aportaciones. Geoforma Ediciones.
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., René, P. 2015a. Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age. *Cryosphere*, 9(5), 1773-1795.
- Marti, R., S., Houet, T., Laffly, D., René, P. 2015b. Les glaciers des Pyrénées en 1850 et 2011: un inventaire transfrontalier à partir d'images aériennes et d'observations in situ. Un retrait sans équivoque vers les plus hautes parties des cirques englacés. In Proceedings: IUGG General Assembly, Prague, Czech Republic.
- Martín Moreno, R. 2004. Comparación de dos glaciares: Longyearbreen (Spitsbergen) y Monte Perdido (Pirineos). Características y evolución desde la Pequeña Edad del Hielo. *Ería*, 63, pp. 5-22.
- Martin Moreno, R. 2006. Estudio comparativo de formas y procesos glaciares y periglaciares desde la Pequeña Edad del Hielo: Altas Latitudes noruegas (Spitsbergen y Jotunheimen) y Altas Altitudes españolas (Pirineos, Sistema Central y Teide). Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid.
- Martínez de Pisón E, Arenillas M. 1988. Los glaciares actuales del Pirineo español. En *ERHIN: La nieve en el Pirineo Español*. MOPU. Madrid, pp. 29-98.
- Martínez de Pisón E, Navarro P, Martínez I, Cantarino I, Pedrero A, Arenillas M. 1995. Observaciones morfológicas sobre la evolución de los glaciares del Pirineo español entre 1982 y 1993. En: *La nieve en las Cordilleras españolas 1992/93*. MOPTMA. Madrid, pp. 253-81.
- Martínez de Pisón E, Navarro J, Martínez R, Pedrero A, Arenillas M, Bisbal L. 1997. Observaciones sobre el estado de los glaciares del Pirineo español. Campaña 1994. En: *La nieve en las Cordilleras españolas 1993/94*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, pp. 253-65.
- Martínez de Pisón, E., Álvaro, S. 2007. *El libro de los Hielos*. Ediciones Desnivel. Madrid.
- Marzeion, B., Cogley, J. G., Richter, K., Parkes, D. 2014. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. *Science*, 345(6199), pp. 919-921.
- Mateo, M. 2004. La Pequeña Edad del Hielo en Andorra: episodios morfogenéticos y su relación con la producción de cereales en Europa. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99, pp. 173-83.
- Mateo, M., Gómez Ortiz, A. 1998. El glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el valle del Madriu (Andorra). En: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., (eds.). *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. SEG-Geoforma, pp. 397-406.
- Mernild, S. H., Lipscomb, W. H., Bahr, D. B., Radic, V., Zemp, M. 2013. Global glacier changes: a revised assessment of committed mass losses and sampling uncertainties, *The Cryosphere*, 7, pp. 1565-1577.

- Monnier S, Camerlynck C, Rejiba F. 2009. Ground-penetrating radar surveys on rock glaciers in the Vanoise Massif (Northern French Alps): methodological issues. *Geomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 129-140.
- Moreno Santaengracia., M.L. 2016. Estudio del balance anual de masa en el glaciar de la Maladeta. Programa ERHIN. COM 16-62. Ministerio de Agricultura Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.
- Moore, I. D., Grayson, R. B., Landson, A. R. 1991. Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications. *Hydrological Processes*, 5, pp. 3-30.
- Moorman, B.J., Michel, F.A., 1998. The application of ground-penetrating radar to the study of glacial hydrology. In *Proceedings: Seventh International Conference on Ground-Penetrating Radar GPR 998*, pp. 27-30.
- Naegeli, K., Huss, M. 2017. Mass balance sensitivity of mountain glaciers to changes in bare-ice albedo. *Annals of Glaciology*, 58, pp. 119-129.
- Nogués-Bravo, D., Lasanta, T., López-Moreno, J. I., Araújo, J. 2008. Climate change in Mediterranean mountains during the 21st century. *Ambio.*, 37, pp. 280-285.
- Nicolás, P. 1981. Morfología del circo de Tucarroya (Macizo del Monte Perdido, Pirineo aragonés). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 7, pp. 51-80.
- Oerlemans, J. 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science*, 8(264), pp. 243-245.
- Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and Climate Change*. A. A. Balkema Publishers, 148 pp.
- Oerlemans, J. 2012. Linear modelling of glacier length fluctuations. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94, pp. 183-194.
- Ohmura, A., 2004. Cryosphere during the twentieth century. En Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J. (eds.). *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*. Geophysical Monograph 150, International Union of Geodesy and Geophysics, Boulder, CO and American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 239-257.
- Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J. M., Domínguez Castro, F., García-Ruiz, J.M., Giralt, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J.I. López-Sáez, J.A., Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero-Garcés B., Vicente-Serrano, S.M. 2018. The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Science Reviews*, 177, pp. 175-208.
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlés, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P. 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10 Be exposures ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 2937-2963.
- Paul, F., Kääb, A., Haeberli, W., 2007. Recent glacier changes in the Alps observed from satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global Planetary Change*, 56(1-2), pp. 111-122.

- Paul, F., Frey, H., Le Bris, R. 2011. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Ann. Glaciol.*, 52, pp. 144-152.
- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen, J. O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E. S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B. H., Rich, J., Sharp, M. J. 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers, *J. Glaciol.*, 60, pp. 537-552.
- Pellitero, R. 2013. Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuatern. Geomorfol.*, 27(1-2), pp. 71-90.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Ribolini, A. 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers and Geosciences*, 82, pp. 55-62.
- Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V. V., Portocarrero, C. A., Prinz, R., Sangewar, C. V., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usubaliev, R., Vincent, C. 2015. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century, *J. Glaciol.*, 61, pp. 745-762.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M., Blanco Chao, R. 2004. Pleistocene glaciation in Spain. En: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.). *Quaternary glaciations - extent and chronology. Volume 2: Part I. Europe.* Elsevier, pp. 389-94.
- Porter, S. 2001. Snowline depression in the tropics during the last Glaciation. *Quat.Sci. Rev.*, 20, pp. 1067-1091.
- Radić, V., R. Hock. 2011. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience*, 4(3), pp. 91-94.
- Ramond de Carbonnières, L. 1927. *Voyage dans les Pyrénées. (Observations dans les Pyrénées).* Lyon, Lardanchet, 1927, CXLII, 210 pp.
- Raper, S.C.B., Braithwaite, R.J. 2009, Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere*, 3, pp. 183-194.
- Reeh, N., Fisher, D. A., Koerner, R. M., Clausen, H. B. 2005. An empirical firn-densification model comprising ice lenses. *Annals of Glaciology*, 42(1), pp. 101-106.
- Reinwarth, O., Escher-Vetter, H. 1999. Mass Balance of Vernagtferner, Austria, From 1964/65 to 1996/97. Results for Three Sections and the Entire Glacier. *Geogr. Ann. A.*, 81, pp. 743-751.
- René, P. 2001. Actualisation des observations sur les glaciers des Pyrénées Centrales Françaises. *Journal du Parc National des Pyrénées*, 10, pp. 9-10.
- René, P. 2002. Activités glaciologiques dans les Pyrénées françaises en 2001. Réunion de la Société Hydrotechnique de France section Glaciologie - Nivologie, 8 pp.
- René, P. 2006. Variations récentes des glaciers pyrénéens : l'exemple de l'Ossoue. Réunion de la Société Hydrotechnique de France section Glaciologie - Nivologie, 2 pp.

- René, P. 2007a. Mission radar au glacier d'Ossoue (Vignemale) : détermination de l'épaisseur de glace. *Revue Pyrénées*, 231, pp. 229-241.
- René, P. 2007b. Les glaciers des Pyrénées français : présentation et variations récentes, *Revue Pyrénéenne (CAF)*, 119, pp. 21-25.
- René, P. 2009. Le glacier d'Ossoue (Vignemale - Pyrénées), variations récentes et perspectives, Réunion de la Société Hydrotechnique section Glaciologie - Nivologie, 7 pp.
- René, P. 2011. Les glaciers des Pyrénées face au réchauffement du climat. *Mountain Wilderness*, 89, 9 pp .
- René, P. 2012. Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le Petit Age Glaciaire. *Sud-Ouest Européen*, 32, pp. 5-19.
- René, P. 2013. Le réchauffement climatique en images. Cairn. Pau (France), 167 pp.
- Revuelto, J., Arguedas, G., Serreta, A. 2013. Utilización de técnicas laser scanner terrestre en la monitorización de procesos geomorfológicos dinámicos: el manto de nieve. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39(2), pp. 335-357.
- Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., Sanmiguel-Valladolid, A., Navarro-Serrano, F., Rico, I., López-Moreno, J.I. 2017. In situ observations of meteorological variables and snowpack distribution at the Izas Experimental Catchment (Spanish Pyrenees): The importance of high quality data in sub-alpine ambients. *Earth Syst. Sci. Data*, 9, pp. 993-1005.
- Rico, I. 2012. Glacial morphology and evolution in the Arritzaga valley (Aralar range, Gipuzkoa). *Cuaternario y Geomorfología*, 25(1-2), pp. 83 -104.
- Rico, I., Serrano, E., Del Rio, M., Sanjosé, J.J., Tejado Ramos, J.J. 2012. Estructura y dinámica actual del glaciar de La Paul (Pirineos): aplicación de Laser Escaner y Georadar. XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander, pp. 535-538.
- Rico, I. Serrano, E., López-Moreno, I., Revuelto, J., Atkinson, a., De San José, J.J. 2014. El glaciar de la maladeta (Pirineos ): Evolución del frente y variabilidad ambiental (2010-2013). En actas: XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Cáceres, pp. 535-538.
- Rico, I. Serrano, E., San José, J.J., Del Rio, M. 2016. Responses to Climatic Changes since the Little Ice Age on La Paul Glacier (Central Pyrenees). *Krei*, 13, pp. 105-116.
- Rico, I., Izagirre, E., Serrano, E., López-Moreno, J. I. 2017. Current glacier area in the Pyrenees: an updated assessment 2016. *Pirineos*, 172, pp. 1-7.
- Rich, P. M., P. Fu. 2000. Topoclimatic Habitat Models. Proceedings of the 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research Needs. Banff, Alberta, Canada, 14 pp.
- Rich, P. M., Dubayah, R., Hetrick, W. A., Saving S. C. 1994. Using Viewshed Models to Calculate Intercepted Solar Radiation. *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Technical Papers*, pp. 524-529.
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., Dowdeswell, J. 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59(1/4), pp. 126-137.

- De Sanjosé, J. J., Berenguer, F., Atkinson, A. D. J., De Matías, J., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., Rico, I. 2014. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers, and ice patches in Spain (1991-2012). *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 96(3), pp. 307-321.
- Salzmann, N.D., Kääh, A., Huggel, C., Allgöwer, B., Haerberli, W. 2004. Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS-modelling. *Norwegian Journal of Geography*, 58, pp. 74-84.
- Schrader, F. 1936. Sur l'étendue des glaciers des Pyrenees 1894. *Pyrenees*, 201-221.
- Schwalbe, E., Maas, H-G., Dietrich, R. Ewert, H. 2008. Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long-range Laser Scanner point clouds. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. XXXVII. Part B5, pp. 457-462.
- Schwamborn G, Heinzl J, Schirrmeister L. 2008. Internal characteristics of ice-marginal sediments deduced from georadar profiling and sediment properties (Brøgger Peninsula, Svalbard). *Geomorphology*, 95, pp. 74-83.
- Scotti, R., Brardinoni, F., Crosta, G. B. 2014. Post-LIA glacier changes along a latitudinal transect in the Central Italian Alps. *The Cryosphere*, 8, pp. 2235-2252.
- Stansell, N.D., Polissar, P.J., Abbott, M.B., 2007. Last glacial maximum equilibrium-line altitude and paleo-temperature reconstructions for the Cordillera de Mérida, Venezuelan Andes. *Quat. Res.*, 67, pp. 115-127.
- Serrano, E. 1991. Glacial evolution of the Upper Gállego valley (Panticosa Mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain). *Pirineos*, 138, pp. 83-104.
- Serrano, E. 1996. Líneas de equilibrio glaciar, glaciares rocosos y paleoambiente postglaciar en la alta montaña pirenaica (macizo de Panticosa, Pirineo aragonés). En: A. Pérez-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, P. Ramil-Rego (Eds.), *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 157-170.
- Serrano, E. 1998. *Geomorfología estructural: una introducción*. Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 501 pp. ISBN 84-605-8266-3
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E., Lampre, F., 2004. Desaparición de glaciares pirenaicos españoles. *Departamento de Energía Greenpeace España*, 25 pp.
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E. 1994. Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo aragonés oriental. En Martí, C.E., García, J.M., (eds.). *El glaciario surpirenaico. Nuevas aportaciones*. Geoforma ediciones, pp. 33-64.
- Serrano, E., Agudo C., González Trueba, J.J. 2002. La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el macizo del Posets (Pirineo aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 16(1-4), pp. 111-126.
- Serrano, E., Morales, C., González Trueba, J.J., Martin, R. 2009. Cartografía del Permafrost de montaña. *Finisterra: Revista portuguesa de geografia*, 44, 87, pp. 45-54.
- Serrano E, Sanjosé JJ, González Trueba JJ. 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, pp. 1302-1314.

- Serrano E, González Trueba JJ, Sanjosé JJ, Del Río LM. 2011. Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate maritime high mountain: The Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler*, 93, pp. 97-70.
- Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Amuchastegui, M. J., González-García, M., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., Rico, I. 2015. Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 364, pp. 22-34.
- Serrano, E., Martín-Moreno, R. 2018. Surge glaciers during the little ice age in the Pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 2018, pp. 213-244
- Serrat, D., Ventura, J. 1993. Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World.*, E49-E61.
- Shean, D.E., Marchant, D.R. 2010. Seismic and GPR surveys of Mullins Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica: ice thickness, internal structure and implications for surface ridge formation, *Journal of Glaciology*, 56, pp. 48-64.
- Shepherd, A., Ivins, E.R.A.G., Barletta, V.R., Bentley, M.J., Bettadpur, S., Briggs, K.H., Bromwich, D.H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M.A., Lenaerts, J.T.M., Li, J., Ligtenberg, S.R.M., Luckman, A., Luthcke, S.B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginit, J., Muir, A, Nicolas, J.P., Paden, J., Payne, A.J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sørensen, L.S., Scambos, T.A., Scheuchl, B., Schrama, E.J.O., Smith, B., Sundal, A.V., Van Angelen, J.H., Van de Berg, W.J., Van den Broeke, M.R., Vaughan, D.G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P.L., Wingham, D.J., Yi, D., Young, D., Zwally, H.J. 2012, A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science*, 338, pp. 1183-1189.
- Six, D., Vincent, C. 2014. Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps. *J. Glaciol.*, 60, pp. 867-878.
- Skinner, B. J., Murck, B. 2011. *The Blue Planet: An Introduction to Earth System Science*. John Wiley & Sons, Inc., New Jersey, pp. 656.
- Solomina, O. N., Bradley, R. S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D. S., Koch, J., P.M., Nicholas, Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicolussi, K., Owen, L.A., Putnam, A.E., Wanner, H., Wiles, G., Yang, B. 2016. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 149, pp. 61-90.
- Soubeyroux, J.-M., Jourdain, S., Grimal, D., Gil, F. E., Esteban, P., Merz, T. 2011. Global approach for inventory and applications of climate data on the Pyrenees chain. *Proceedings Colloque SHF: «Eaux en montagne», Lyon.*
- Spehn, E.M., Rudmann-Maurer, K., Korner, C., Maselli, D. 2010. *Mountain Biodiversity and Global Change. GMBA-DIVERSITAS*, Basel.
- Steiner, D., Pauling, A., Nussbaumer, S.U., Nesje, A., Luterbacher, J., Wanner, H., Zumbühl H.J., 2008a. Sensitivity of European glaciers to precipitation and temperature - two case studies. *Climatic Change*, 90, pp. 413-441.
- Steiner, D., Zumbühl, H.J., Bauder, A. 2008b. Two Alpine Glaciers over the Past Two Centuries. A scientific view based on pictorial sources. In: Orlove, B., Wiegandt, E., Luckman, B. (eds.). *Darkening peaks. Glaciers, Science and Society*. University of California Press, Berkeley, pp. 83-99.

- Stansell, N.D., Polissar, P.J., Abbott, M.B. 2007. Last glacial maximum equilibrium-line altitude and paleo-temperature reconstructions for the Cordillera de Mérida, Venezuelan Andes. *Quat.Res.*, 67, pp. 115-127.
- Sugden, D. E., John, B. S. 1976: *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*. Edward Arnold, London, 376 pp.
- Tennant, C., Menounos, B., Wheate, R., Clague, J. J. 2012. Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006. *The Cryosphere*, 6, pp. 1541-1552.
- Thorsteinsson, T., Jóhannesson, T., Snorrason, Á. 2013. Glaciers and ice caps: Vulnerable water resources in a warming climate. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 5(6), pp. 590-598.
- UNEP. 1992. *Glaciers and the environment*. UNEP/GEMS Environmental Library 9, Nairobi, 24 pp.
- Vasskog, K., Langebroek, P. M., Andrews, J. T., Even, J., Nilsen, Ø., Nesje, A. 2015. The Greenland Ice Sheet during the last glacial cycle: Current ice loss and contribution to sea-level rise from a palaeoclimatic perspective. *Earth Science Reviews*, 150, pp. 45-67.
- Williams, R., Hall, D., Sigurdsson, O., Chien, Y. 1997. Comparison of satellite-derived with groundbased measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973-92. *Annals of Glaciology*, 24, pp. 72-80.
- Williams, R.S., Ferrigno, J.G. 2013. *State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments*. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. Introduction and Synthesis*. U.S. Geological Survey, 1386 pp.
- World Glacier Monitoring Service. 2008. *Global Glacier Changes: Facts and Figures*, 88. United Nations Environmental Programme. Retrieved from <http://www.grid.unep.ch/glaciers/>.
- Xu, J., Grumbine, R. E., Shrestha, A., Eriksson, M., Yang, X., Wang, Y., Wilkes, A. 2009. The melting Himalayas: Cascading effects of climate change on water, biodiversity, and livelihoods. *Conservation Biology*, 23(3), pp. 520-530.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrom, A.P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L.N., Caceres, B.E., Casassa, G., Cobos, G., Davila, L.R., Delgado Granados, H., Demuth, M.N., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J.O., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V.V., Portocarrero, C.A., Prinz, R., Sangewar, C.V., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usubaliev, R., Vincent, C. 2015. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228), pp. 745-762.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F. 2006. Alpine glaciers to disappear within decades?. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13504.
- Zemp, M., Paul, F., Hoelzle, M., Haeberli, W. 2008. Glacier fluctuations in the European Alps 1850-2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: Orlove, B., Wiegandt, E., Luckman, B., (eds.). *The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context*. University of California Press, Berkeley and Los Angeles, pp. 152-167.

Zemp, M., Zumbühl, H.J., Nussbaumer, S.U., Masiokas, M.H., Espizua, L.E., Pitte, P. 2011. Extending glacier monitoring into the Little Ice Age and beyond. *PAGES news*, 19(2), pp. 67-69.

Zeuberger, L. W., Thorne, C. R. 1987. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, pp. 47-56.

eman ta zabal zazu



Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea

NAZIOARTEKO  
BIKAINASUN  
CAMPUSA  
CAMPUS DE  
EXCELENCIA  
INTERNACIONAL